

**LUCIANE BERGAMIN BOCARDI**

**DIAGÊNESE, CONTEXTO DEPOSICIONAL E HISTÓRIA DE  
SOTERRAMENTO DE ARENITOS DA FORMAÇÃO RIO BONITO  
(PERMIANO) E DO GRUPO ITARARÉ (CARBONÍFERO-PERMIANO), BACIA  
DO PARANÁ**

Tese apresentada como requisito parcial à  
obtenção do grau de Doutor em Geologia,  
Curso de Pós-Graduação em Geologia,  
Setor de Ciências da Terra, Universidade  
Federal do Paraná.

Orientador  
Dr. Luiz Alberto Fernandes

Co-orientadores  
Dr. Sidnei Pires Rostirolla  
Dr. Almério Barros França

**CURITIBA  
2009**

**LUCIANE BERGAMIN BOCARDI**

**DIAGÊNESE, CONTEXTO DEPOSICIONAL E HISTÓRIA DE  
SOTERRAMENTO DE ARENITOS DA FORMAÇÃO RIO BONITO  
(PERMIANO) E DO GRUPO ITARARÉ (CARBONÍFERO-PERMIANO), BACIA  
DO PARANÁ**

Tese apresentada como requisito parcial à  
obtenção do grau de Doutor em Geologia,  
Curso de Pós-Graduação em Geologia,  
Setor de Ciências da Terra, Universidade  
Federal do Paraná.

Orientador  
Dr. Luiz Alberto Fernandes

Co-orientadores  
Dr. Sidnei Pires Rostirolla  
Dr. Almério Barros França

**CURITIBA  
2009**

---

B664d

Bocardi, Luciane Bergamin, 1968-

Diagênese, contexto deposicional e história de soterramento de arenitos da formação Rio Bonito (Permiano) e do Grupo Itacaré (Carbonífero-Permiano), Bacia do Paraná [manuscrito] / Luciane Bergamin Bocardi. – 2009.

vi, 158f. : il. [algumas color.] ; 31cm.

Impresso.

Tese (doutorado) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, 2009.

“Orientador: Dr. Luiz Alberto Fernandes. – Co- orientadores: Dr. Sidnei Pires Rostirolla, Almérico Barros França”.

Bibliografia: f. 150-158.

1. Diagênese. 2. Petrologia sedimentar. 3. Contexto deposicional. 4. História de soterramento. 5. Paraná, Bacia. I. Universidade Federal do Paraná. II. Fernandes, Luiz Alberto. III. Rostirolla, Sidnei Pires. IV. França, Almérico Barros. V. Título.

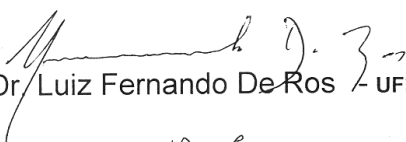
CDD: 552.03

## TERMO DE APROVAÇÃO

**Luciane Bergamin Bocardi**

“DIAGÊNESE, CONTEXTO DEPOSICIONAL E HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO DE ARENITOS DA FORMAÇÃO RIO BONITO (PERMIANO) E DO GRUPO ITARARÉ (CARBONÍFERO-PERMIANO), BACIA DO PARANÁ ”

Tese de Doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor no Curso de Pós-Graduação em Geologia, com área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada pelos Professores:

  
Dr. Luiz Fernando De Ros - UFRGS

  
Dr. Paulo César Fonseca Giannini - USP

  
Dr. Mario Sérgio de Melo - UEPG

  
Dr. Rodolfo José Angulo - UFPR

  
Dr. Luiz Alberto Fernandes - UFPR  
Presidente

Curitiba, 24 de abril de 2009.



## AGRADECIMENTOS

À PETROBRAS – Petróleo Brasileiro S/A por intermédio do PROFEX, Programa Tecnológico em Fronteiras Exploratórias, em conjunto com a FINEP – Financiadora de Estudos e Projetos do Governo Brasileiro;

Ao Orientador Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes;

Ao co-orientador e coordenador do projeto SPHERA “*Simulação de Processos Hidrodinâmicos em Reservatórios Análogos na Bacia do Paraná*”. Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla;

Ao co-orientador Dr. Almério Barros de França (PETROBRAS);

Aos bolsistas de iniciação científica Kaluan Frederico Virmond Juk e Midori Graça Fatori Deguchi.

Ao Departamento de Geologia da UFPR;

Ao Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros (UFRGS);

À Prof<sup>a</sup>.Dr<sup>a</sup> Eleonora Maria Gouveia Vasconcelos (UFPR);

Ao Prof. Msc. Fernando Mancini (UFPR);

Ao Dr. Fernando Farias Vesely (PETROBRAS);

À equipe do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas – LAMIR e Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFPR;

À equipe do Laboratório de Materiais Metálicos e Cerâmicos do Departamento de Materiais do Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento – LACTEC;

À equipe do Laboratório de Microscopia Eletrônica da UFPR;

E a todos que contribuíram para a realização desta pesquisa.

## SUMÁRIO

<b>RESUMO</b> .....	iii
<b>ABSTRACT</b> .....	iv
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 JUSTIFICATIVA.....	3
1.2 OBJETIVOS.....	5
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	6
2.1 BACIA DO PARANÁ.....	6
2.2 GEOLOGIA DO PETRÓLEO.....	10
<b>3 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS E MÉTODOS</b> .....	13
3.1 AMOSTRAGEM E PETROGRAFIA.....	13
3.2 PERFIS PETROFÍSICOS.....	17
3.3 CÓDIGO DE FÁCIES.....	20
3.4 ESTIMATIVA DA HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO.....	22
<b>4 ESTRATIGRAFIA DE SEQUENCIAS</b> .....	31
<b>5 UNIDADES DE ESTUDO</b> .....	38
5.1 GRUPO ITARARÉ.....	38
5.2 FORMAÇÃO RIO BONITO.....	44
<b>6 PROCESSOS DIAGENÉTICOS</b> .....	49
6.1 EODIAGÊNESE E ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS.....	54
6.2 MESODIAGÊNESE E HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO.....	55
<b>7 HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO NA BACIA DO PARANÁ</b> .....	57
7.1 HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO DO GRUPO ITARARÉ.....	61
7.2 HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO DA FORMAÇÃO RIO BONITO.....	63
<b>8 DIAGENESE NO GRUPO ITARARÉ</b> .....	66
8.1 CONTEXTO DEPOSICIONAL E PETROGRAFIA.....	66
8.2 COMPOSIÇÃO DETRÍTICA.....	76
8.3 CONSTITUINTES DIAGENÉTICOS.....	77
8.4 ESTÁGIOS DIAGENÉTICOS.....	88
8.5 POROSIDADE E PERMEABILIDADE.....	91
<b>9 DIAGÊNESE NA FORMAÇÃO RIO BONITO</b> .....	101
9.1 CONTEXTO DEPOSICIONAL E PETROGRAFIA.....	101
9.2 COMPOSIÇÃO DETRÍTICA.....	118
9.3 CONSTITUINTES DIAGENÉTICOS.....	120
9.4 ESTÁGIOS DIAGENÉTICOS.....	129
9.5 POROSIDADE E PERMEABILIDADE.....	133
<b>10 QUALIDADE DE RESERVATÓRIOS</b> .....	139
<b>11 CONCLUSÕES</b> .....	147
<b>12 REFERÊNCIAS</b> .....	150

**RESUMO:** A análise integrada da subsidência da Bacia do Paraná e os processos diagenéticos que atuaram sobre os arenitos do Grupo Itararé e Formação Rio Bonito foi realizada com base em poços selecionados. A sedimentação dessas unidades originou um conjunto heterogêneo de sucessões de fácies deposicionais influenciadas inicialmente pelas variações do nível relativo do mar e interação entre fluidos durante a eodiagênese. Os constituintes eodiagenéticos identificados nos arenitos que compõem o Grupo Itararé incluem siderita, calcita, caulinita e óxido de ferro. Na mesodiagênese os principais produtos foram a cimentação por quartzo, anidrita, calcita, dolomita, clorita, illita e dickita. A distribuição de anidrita na mesodiagênese é relacionada a cimentação precoce de calcita e/ou siderita. Caulinita mesodiagenética é relacionada ao fluxo de ácidos orgânicos e transformação parcial de caulinita em dickita com o aumento da temperatura. A profundidade máxima de soterramento do Grupo Itararé de aproximadamente 4000m corresponde à temperatura próxima a 130°C. Nas porções mais profundas da bacia o Grupo Itararé atingiu o estágio mesodiagenético, com profundidade de soterramento aproximada de 2000m, no Permiano. Nas porções mais rasas da bacia, o Grupo Itararé atingiu o estágio mesodiagenético no início do Cretáceo, quando a subsidência da bacia foi acentuada pela sobrecarga decorrente de magmatismo. A compactação dos arenitos do Grupo Itararé foi um processo efetivo nas seqüências depositadas nas porções mais profundas da bacia a partir do Permiano e nas seqüências mais rasas a partir do Eocretáceo. Nos arenitos que compõe a Formação Rio Bonito os principais constituintes eodiagenéticos são pirita, calcita, siderita e caulinita. Os principais produtos diagenéticos relacionados à mesodiagênese foram anquerita, clorita, crescimentos sintaxiais de quartzo e illita. A correlação entre o controle da distribuição desses constituintes e as seqüências deposicionais nem sempre pode ser estabelecido. Porém a cimentação por quartzo no estágio mesodiagenético, pode ter sido influenciada pela distribuição das alterações eodiagenéticas em arenitos constituídos essencialmente por quartzo, com pouca influência de cimentação carbonática. Nos poços analisados a profundidade máxima de soterramento da Formação Rio Bonito foi de aproximadamente 3000m, que corresponde à temperatura próxima a 110°C. Estas condições implicam em modificações mesodiagenéticas, tais como compactação química, reações de transformação de argilominerais e cimentação de quartzo. Com a modelagem da história de soterramento, considerando a idade, seleção e profundidade, os resultados obtidos para os arenitos que compõem a Formação Rio Bonito evidenciam que a porosidade na profundidade de 3000m de soterramento situa-se em torno de 20%. Em geral a compactação foi mais importante que a cimentação, na redução da porosidade. Porém a cimentação eodiagenética foi um fator favorável na preservação do arcabouço dos arenitos da Formação Rio Bonito.

*Palavras-chave:* diagênese, arenitos, reservatórios

**ABSTRACT:** DIAGENESIS, DEPOSITIONAL SETTING AND BURIAL HISTORY ON RIO BONITO (PERMIAN) AND ITARARÉ GROUP (CARBONIFEROUS-PERMIAN) SANDSTONES, PARANÁ BASIN. The integrated analysis of the Paraná Basin subsidence with the diagenetic processes that acted sandstones of the Itararé Group and Rio Bonito Formation was based on selected wells. The units sedimentation originated a heterogeneous set of depositional facies initially influenced by changes in relative sea level and eodiagenetic fluids interaction. Eodiagenetic constituent identified on the Itararé Group sandstones includes siderite, calcite, kaolinite and iron oxides. In mesodiagenesis the main products are quartz overgrowths, anhydrite, calcite, dolomite, chlorite, illite and dickite. The mesodiagenetic anhydrite distribution is related with early calcite and/or siderite cementation. Mesodiagenetic kaolinite is related to the flow of organic acids and partial transformation of the kaolinite in dickite with temperature increase. The burial depth maximum of the Itararé Group of 4000m approximately correspond to the next temperature 130°C. The Itararé Group reached the mesodiagenetic period with burial depth of 2000m in the Permian. In the basin flattest portions the Itararé Group reached the mesodiagenetic period of the Cretaceous, when the basin subsidence was accentuated by magmatism. The Itararé Group sandstones compacting was an effective process in the deep basin sequences from the Permian and in the shallow basin sequences from the Early Cretaceous. In the Rio Bonito Formation sandstones the main eodiagenetic products are pyrite, calcite, siderite and kaolinite. The main diagenetic products related to mesodiagenesis are ankerite, chlorite, quartz overgrowths and illite. The diagenetic products distribution and the sequences stratigraphic correlation nor always can be established. However the quartz overgrowths in the mesodiagenesis can be influenced by eodiagenetic alterations in quartzarenites with little influence of carbonatic cementation. In the analyzed wells the maximum burial depth of the Rio Bonito Formation was approximately 3000m and corresponds to the next temperature 110°C. These conditions imply in mesodiagenetic modifications, such as chemical compacting, clay mineral transformation reactions and quartz overgrowths. With the burial history modeling, considering the age, selection and depth, the Rio Bonito Formation sandstones has porosity around 20% in burial depth of 3.000m. This indicates that although burial depth high, the sandstones can present good porosity, depending of depositional conditions. In general the compacting was more important than the cementation in the reduction of the porosity. However the eodiagenetic cementation was a positive factor in the framework preservation of the Rio Bonito Formation sandstones.

*Key-words:* diagenesis, sandstones, reservoirs

## 1 INTRODUÇÃO

Os processos diagenéticos são usados como base para a análise dos parâmetros que controlam a evolução da porosidade e permeabilidade em rochas siliciclásticas (Schmidt & McDonald, 1979; Giles & Marshall, 1986). Os estudos que envolvem a qualidade dos arenitos como potenciais reservatórios de hidrocarbonetos apontam a necessidade de integração entre as alterações diagenéticas e as seqüências deposicionais. Esta abordagem integrada permite melhor compreensão dos parâmetros que influenciam na distribuição da porosidade e permeabilidade dos reservatórios arenosos (Taylor *et al.*, 1995; Morad *et al.*, 2000; Ketzer 2002; Ketzer *et al.*, 2003). Mudanças no nível relativo do mar interferem na composição química dos fluidos envolvidos na diagênese. Estas alterações refletem nas condições eodiagenéticas e nos produtos gerados nesta fase, que ocorrem próximo à superfície deposicional. Os processos e produtos desenvolvidos na eodiagênese podem condicionar a evolução diagenética subsequente (Morad *et al.*, 2000; Ketzer *et al.*, 2003). A caracterização diagenética em conjunto com estratigrafia de seqüências é uma abordagem recente em geologia sedimentar. Alterações diagenéticas, tais como a cimentação por calcita e dolomita associadas a superfícies estratigráficas, foram abordadas por Taylor *et al.* (1995). Estudos integrados entre estratigrafia de seqüências e diagênese foram realizados para compreender a distribuição das alterações diagenéticas em arenitos parálicos da Formação Rio Bonito no estado do Rio Grande do Sul (Ketzer *et al.* 2003). A escassez de trabalhos que relacionam a diagênese e estratigrafia de seqüências em depósitos influenciados pela dinâmica glacial deve-se provavelmente a complexidade deste sistema em relação às variações relativas do nível do mar. Nos sistemas glaciais as variações relativas do nível do mar ocorrem de acordo com o avanço e recuo das geleiras e devido ao soerguimento por reajuste isostático (*rebound*) (Boulton, 1990).

Na Bacia do Paraná foram identificados vários sistemas com potencial favorável à geração e acumulação de petróleo. Apesar das diversas possibilidades, as ocorrências mais importantes relacionam-se aos sistemas

petrolíferos Ponta Grossa - Itararé - Rio Bonito e Irati - Rio Bonito. As unidades arenosas do Grupo Itararé e Formação Rio Bonito constituem reservatórios potenciais desses sistemas petrolíferos.

A proposta deste estudo é caracterizar as alterações diagenéticas dos arenitos que compõem a Formação Rio Bonito e o Grupo Itararé integrada com o contexto estratigráfico e avaliar o papel da história de soterramento na qualidade dos potenciais reservatórios.

O mapeamento detalhado dos afloramentos, bem como a descrição de fácies em testemunhos e elaboração do arcabouço estratigráfico da Formação Rio Bonito, na região norte do estado do Paraná, foi realizado por Zacharias (2004) e o Grupo Itararé foi detalhado por Vesely (2006). Estes trabalhos consistem na base estratigráfica para este estudo.

A integração das alterações diagenéticas com a estratigrafia de seqüências é uma abordagem eficiente para avaliar a evolução diagenética dos arenitos e seu impacto na qualidade de reservatório, porém refere-se principalmente às condições eodiagéticas.

Com a evolução termomecânica da bacia os processos físico-químicos são controlados pelo regime mesodiagenético, os quais ocorrem em maior profundidade de soterramento, sob pressão e temperatura mais elevadas. A evolução mesodiagenética é influenciada pela extensão das alterações eodiagenéticas e pela história de soterramento da bacia. A análise da história de soterramento e de compactação da coluna sedimentar em conjunto com a identificação dos produtos mesodiagenéticos permite avaliar o impacto da subsidência da bacia e sua influência na redução da porosidade por compactação.

Considera-se neste estudo que a eodiagênese corresponde ao intervalo de profundidade de 0 a 2 km, temperatura até 70° C e inclui as alterações químicas controladas pelas condições ambientais que ocorrem próximo à superfície. A mesodiagênese refere-se às alterações diagenéticas sob soterramento superior a 2 km e a temperatura acima de 70° C. A telodiagênese ocorre em seqüências que estiveram sob condições eodiagenéticas e mesodiagenéticas que foram posteriormente soerguidas (Morad *et al.*, 2000).

A apresentação e discussão dos resultados da tese foram divididas três grandes grupos temáticos. O enfoque inicial é a história de soterramento da Bacia do Parará, com destaque à história de soterramento do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito. O segundo grupo refere-se à evolução diagenética nessas unidades e consistem na análise do contexto deposicional e petrografia, composição detrítica, constituintes e estágios diagenéticos e implicações no sistema poroso. O terceiro tema refere-se à qualidade dos reservatórios para o armazenamento de fluidos e consiste na integração da história de soterramento com os aspectos diagenéticos observados e seu impacto no sistema poroso.

## 1.1 JUSTIFICATIVA

A porosidade e a permeabilidade das rochas-reservatórios de hidrocarbonetos são diretamente controladas por processos diagenéticos. Inicialmente os processos diagenéticos ocorrem por influência do ambiente deposicional e com a evolução da bacia passam a ser controlados pela história de soterramento e soerguimento da bacia. A compreensão destes processos auxilia na avaliação do potencial para armazenamento de fluidos dos reservatórios.

Unidades sedimentares depositadas por processos glaciais são geralmente consideradas pouco atrativas para a exploração de petróleo, pois são associadas ao grande volume de argila e depósitos mal selecionados de baixa permeabilidade. Porém estudos mais recentes demonstram que a maior parte do registro sedimentar decorrente da ação de geleiras compreende depósitos marinhos e/ou lacustres formados sob influência de diversos processos deposicionais e inclui espessas sucessões arenosas com propriedades que permitem o armazenamento de fluidos (França & Potter, 1988 e 1991; Eyles *et al.*, 1993; El-ghali, 2005; Vesely 2006).

Análises petrográficas e diagenéticas do Grupo Itararé foram realizadas por França (1984), França (1987), França & Potter (1989), França *et al.* (1996), Bocardi (2005) e Bocardi *et al.* (2006). A estratigrafia do Grupo Itararé com base em poços foi estabelecida por França (1987) e posteriormente foram apresentados

diversos trabalhos como ênfase à estratigrafia. A abordagem integrada entre as seqüências deposicionais e diagênese dos arenitos do Grupo Itararé é um tema pouco estudado e de grande importância a fim de prever a distribuição espacial e a evolução da qualidade de arenitos como potenciais reservatórios de hidrocarbonetos.

Os depósitos costeiros e marinhos, tais como os associados à Formação Rio Bonito são tradicionalmente considerados bons reservatórios de hidrocarbonetos em diversas bacias. Os arenitos da Formação Rio Bonito apresentam propriedades permo-porosas excelentes mesmo em profundidades em torno de 3000m (Milani *et al.* 1990), porém os controles da heterogeneidade dos reservatórios são pouco conhecidos. Apesar da qualidade dos reservatórios arenosos da Formação Rio Bonito ser reconhecida, poucos trabalhos com enfoque aos aspectos diagenéticos foram realizados. Entre os estudos realizados destacam-se França (1984), que discute o papel da porosidade secundária durante a diagênese dos arenitos que constituem a Formação Rio Bonito e Ketzer *et al.* (2003) que realizaram uma abordagem integrada entre estratigrafia de seqüências e diagênese, a fim de compreender a distribuição das alterações diagenéticas em arenitos parálicos da Formação Rio Bonito no Estado do Rio Grande do Sul.

A integração da diagênese com estratigrafia de seqüências refere-se ao estudo das alterações que ocorrem próximas à superfície, durante o estágio eodiagenético. Porém os controles que afetam a qualidade dos reservatórios arenosos são complexos e dependem da interação de vários fatores atuantes durante a evolução da bacia. Um exemplo da interação de parâmetros que influenciam na diagênese clástica durante o estágio mesodiagenético é a história de soterramento, a qual depende da pressão e temperatura e é influenciada entre outros fatores pela tectônica, magmatismo e taxa de sedimentação.

Estudos demonstram que a porosidade e permeabilidade podem ser fortemente afetadas de acordo com a história de soterramento da bacia, principalmente em unidades mais antigas. Considerando a idade das seqüências deposicionais, conteúdo de quartzo detrítico, seleção e profundidade de



soterramento, Scherer (1987) calculou que um arenito do Carbonífero Superior (290Ma), teria 22% de porosidade com 1.000m de soterramento e 10% de porosidade a 4.000m de soterramento. A redução da porosidade observada nesse estudo é associada à compactação, provocada pelo soterramento.

A interpretação da seqüência dos processos diagenéticos que atuaram sobre os arenitos e os ambientes geoquímicos nos quais esses processos ocorrem, integrados com a análise de subsidência e soerguimento atuantes na bacia, são fundamentais para avaliar a qualidade dos reservatórios. A integração desses fatores é ainda mais importante quando o estudo refere-se a unidades paleozóicas, que foram submetidas a diversas fases de subsidência e soerguimento durante sua evolução tectônica.

## **1.2 OBJETIVOS**

Os objetivos deste trabalho são:

- Identificação das alterações diagenéticas, sua evolução e suas conseqüências para o sistema poroso das unidades arenosas que compõem a Formação Rio Bonito e o Grupo Itararé.
- Análise do contexto deposicional no âmbito da estratigrafia de seqüências, integrado com a distribuição das alterações diagenéticas nos diferentes tratos de sistemas e superfícies deposicionais.
- Estimativa da história de soterramento e evolução térmica das unidades selecionadas, associadas aos processos e produtos diagenéticos.
- Avaliação do impacto da história de soterramento na qualidade dos reservatórios arenosos que compõem as unidades de estudo.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná localiza-se na porção centro-sul da América do Sul, com abrangência territorial de 1.600.000 km<sup>2</sup>, distribuída entre o Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai (Figura 2.1). É constituída por uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano (465 Ma) e o Neocretáceo (65 Ma) e uma história geológica marcada por eventos cíclicos de subsidência e soerguimento. Estes eventos relacionam-se ao desenvolvimento de superseqüências limitadas por discordâncias regionais. Neste contexto seis unidades de segunda ordem compõem seu arcabouço estratigráfico (Figura 2.2), denominadas Superseqüência Rio Ivaí, Superseqüência Paraná, Superseqüência Gondwana I, Superseqüência Gondwana II, Superseqüência Gondwana III e Superseqüência Bauru (Milani, 1997).

Segundo a coluna estratigráfica proposta por Milani (2004) (Figura 2.2), a Superseqüência Rio Ivaí marca a sedimentação inicial da Bacia do Paraná, com idade de  $443 \pm 10$  Ma, determinada pela datação do Basalto Três Lagoas com base no método Ar/Ar. Para a Formação Vila Maria, unidade superior da Superseqüência Rio Ivaí, a idade obtida foi de  $435,9 \pm 7,8$  Ma (Mizusaki *et al.* 2002, por meio de datação Rb/Sr).

A Superseqüência Paraná iniciou com os depósitos da Formação Furnas, durante o eodevoniano (410 Ma), que foram recobertos por pelitos fossilíferos da Formação Ponta Grossa (Emsiano – 400 Ma / Frasniano - 375 Ma). A camada devoniana exibe espessura máxima preservada em torno de 850 metros na porção brasileira da Bacia do Paraná. O limite entre os estratos devonianos e carboníferos é uma superfície discordante com um hiato de cerca de 50 Ma.

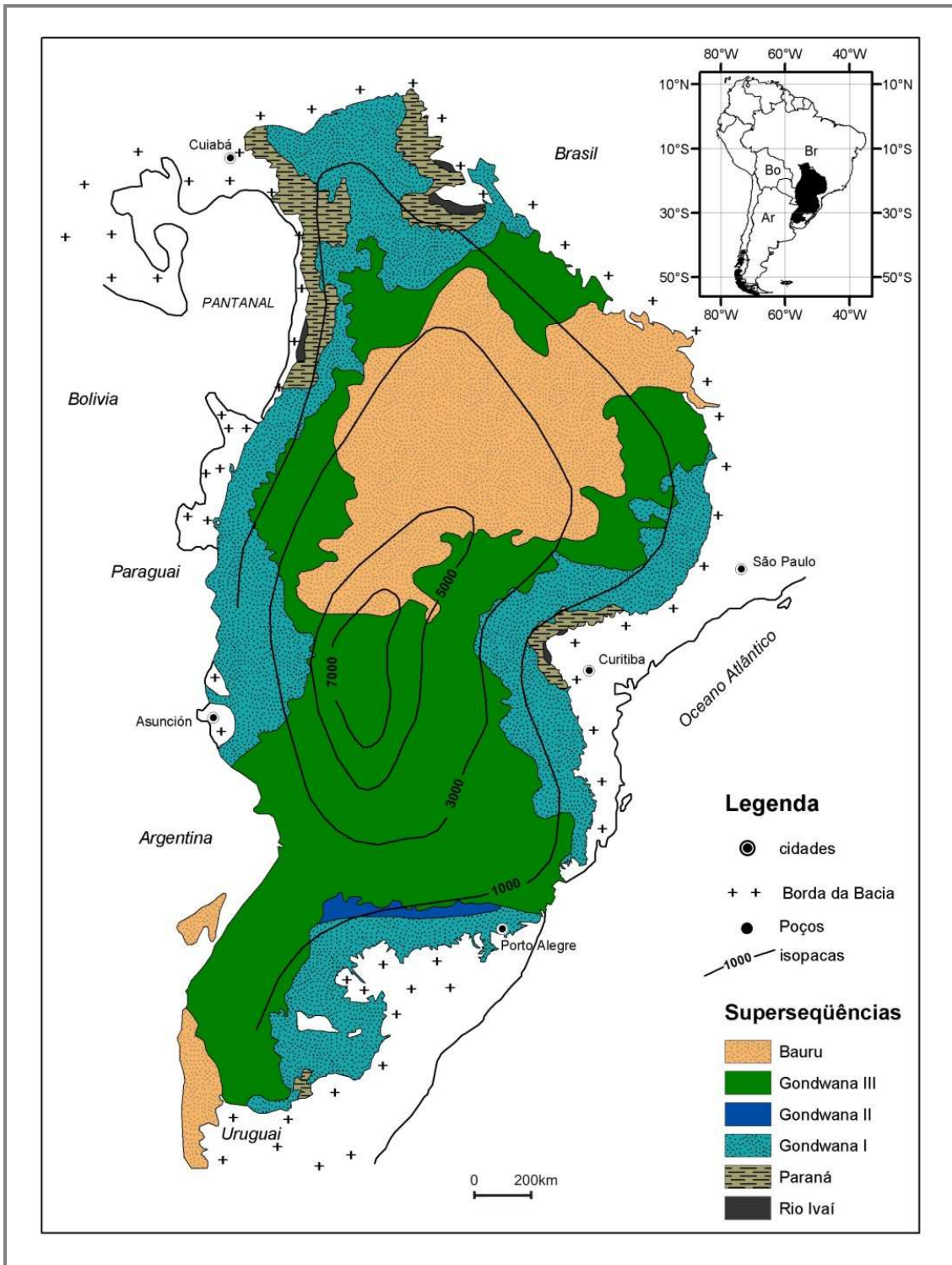


Figura 2.1. Localização e mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino (Milani 2004).

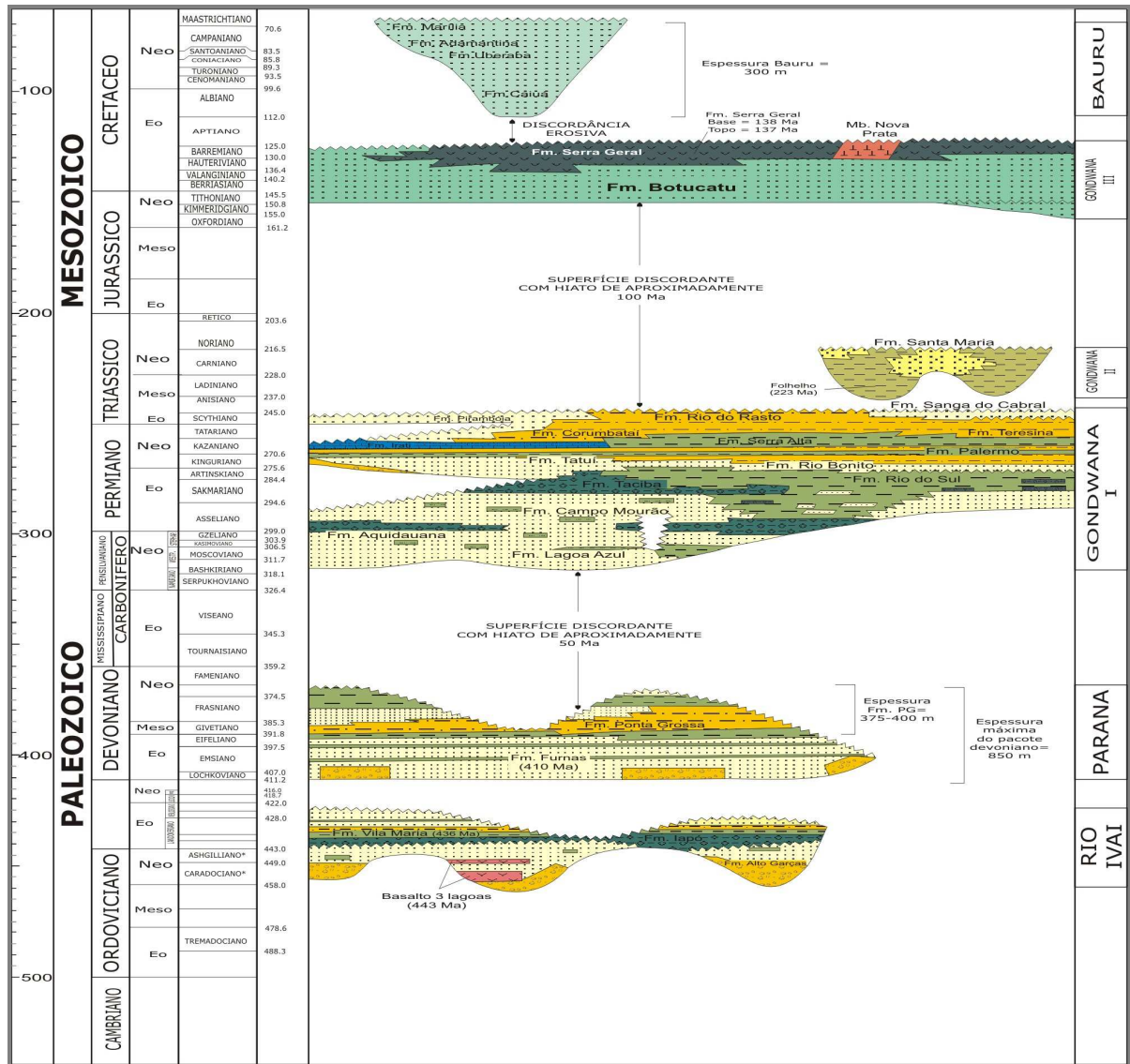


Figura 2.2. Carta cronoestratigráfica da Bacia do Paraná, elaborada com base em informações de subsuperfície (Adaptada de Milani 2004).

A Supersequência Gondwana I representa amplo registro sedimentar da bacia, com espessuras na ordem de 2500 metros. Sua história sedimentar tem início com a subsidência do Carbonífero, acompanhada pela deposição das unidades Aquidauana-Itararé, com registros sedimentares de até 1500 metros de espessura (Milani & Ramos 1998). Sobrepostos ao Grupo Itararé, ocorrem arenitos, siltitos e camadas de carvão da Formação Rio Bonito. A deposição do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito foi influenciada inicialmente pela fase de subsidência atribuída à sobrecarga das geleiras continentais, seguida pelo peso dos sedimentos depositados durante o ciclo transgressivo-regressivo subsequente (Zalán *et al.* 1987).

No Mesozóico, a Bacia do Paraná foi submetida a um período de quiescência tectônica prolongada, interrompido pelos movimentos da “Reativação Wealdeniana” e ruptura do Gondwana no início do Cretáceo.

O contato entre as formações Rio do Rasto / Pirambóia e Botucatu consiste em discordância erosiva com um hiato deposicional de aproximadamente 100 Ma de duração. No Triássico, uma área restrita da Bacia do Paraná acomodou a seção flúvio-lacustre da Supersequência Gondwana II (Milani, 1997), de idade meso a neotriássica, denominada Formação Santa Maria.

O rifteamento sul-atlantiano responsável pela ruptura do Gondwana ocidental envolveu o embasamento da bacia. Suturas antigas foram reativadas seguidas pela geração de novos conjuntos de falhas e fraturas, que propiciaram a injeção e o extravasamento de grandes volumes de rochas ígneas, com espessura próxima a 2000 metros no depocentro. Em termos geocronológicos Turner *et al.* (1994) estudaram amostras coletadas em diferentes níveis dentro da seção de lavas cujos resultados, baseados em Ar/Ar, posicionaram o evento Serra Geral entre 137 e 127 Ma.

A Supersequência Bauru (Milani 1997), também denominada Bacia Bauru (Fernandes & Coimbra 1996), constituída essencialmente por arenitos continentais, com espessura máxima preservada da ordem de 300 metros, assenta em discordância sobre os basaltos Serra Geral e completa o preenchimento da Bacia do Paraná.

## 2.2 GEOLOGIA DO PETRÓLEO

O Sistema Petrolífero Ponta Grossa - Itararé - Rio Bonito é caracterizado pelas rochas geradoras devonianas da Formação Ponta Grossa, reservatórios siliciclásticos da Formação Rio Bonito e do Grupo Itararé e rochas selantes, tais como diamictitos, ritmitos, siltitos e folhelhos (França & Potter, 1988). A Formação Ponta Grossa apresenta potencial moderado para geração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná (Zalán *et al* 1990). Os folhelhos geradores contêm aproximadamente 0,5% de carbono orgânico, proveniente de matéria orgânica marinha e continental, apresentam potencial para geração de gás e condensado (Goulart & Jardim 1982). A geração de hidrocarbonetos na Formação Ponta Grossa ocorreu entre 210 a 135 Ma (França 1987). O potencial exploratório do Grupo Itararé é atribuído em parte à sua arquitetura estratigráfica. A superposição vertical de camadas arenosas e camadas pelíticas, resultou da sedimentação cíclica, característica dos eventos de avanço e recuo de geleiras (França & Potter, 1988; Vesely 2001, e 2006; Vesely & Assine 2004; Vesely *et al.* 2007). A base das seqüências deposicionais é constituída por espessas camadas de arenitos, com boas propriedades permo-porosas, sobrepostos diretamente por camadas selantes (França & Potter, 1988).

As características dos reservatórios arenosos do Grupo Itararé foram analisadas por França (1987), França & Potter (1989), Bocardi (2005) e Bocardi *et al.* (2006). A porosidade desses arenitos é principalmente secundária, gerada pela dissolução de grãos ou cimentos. Porém, a redução de porosidade por compactação, provocada pelo soterramento, é um aspecto considerável devido ao impacto na obliteração do sistema poroso e na geometria dos poros.

Modelagens geoquímicas indicam que os folhelhos da Fm. Ponta Grossa alcançaram a janela de óleo no Eojurássico, com intervalo de maior geração entre o Eocretáceo e o Recente e entraram na janela de gás entre o Eoterciário e o Recente (Goulart & Jardim, 1982). Com base em análise de favorabilidade, um modelo de acumulação para o Sistema Petrolífero Ponta Grossa-Itararé-Rio Bonito foi proposto por Artur & Soares (2002). Neste modelo considera-se a geração de

gás a partir dos folhelhos da Formação Ponta Grossa e migração principalmente vertical ao longo de falhas transcorrentes. Os reservatórios são unidades arenosas do Grupo Itararé e Formação Rio Bonito. A acumulação relaciona-se a armadilhas estruturais condicionadas às diversas fases de reativação de paleoestruturas retidas por camadas selantes de diabásio e/ou folhelhos (Figura 2.3).

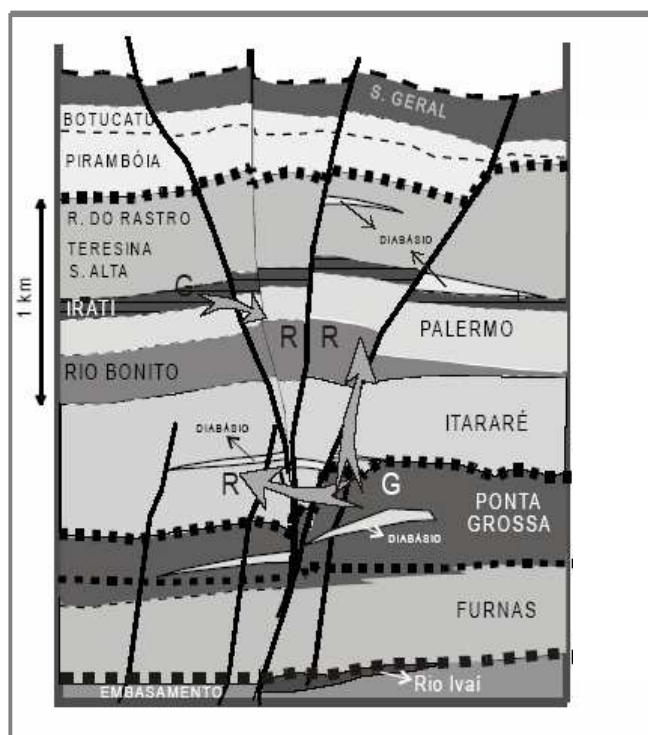


Figura 2.3. Modelo conceitual de estrutura e acumulação para o sistema petrolífero Ponta Grossa-Itararé/Rio Bonito. G – geradora; R- reservatório (Artur & Soares 2002)

O Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito caracteriza-se pela geração de hidrocarbonetos nos folhelhos da Formação Irati, reservatórios siliciclásticos da Formação Rio Bonito e siltitos e folhelhos que atuam como selo. A Formação Irati apresenta condições de geração na porção centro-oeste da Bacia do Paraná, onde encontra-se dentro da janela de geração de óleo (Artur & Soares 2002). Os folhelhos do Membro Assistência constituídos de 8% a 13% de matéria orgânica, são considerados os melhores geradores da bacia (Zalán *et al.* 1990). O potencial gerador inicial da Formação Irati é considerado bom a excelente e provavelmente

as rochas geradoras na porção central da bacia atingiram a zona madura desde o final da fase de magmatismo (Goulart & Jardim 1982).

Os reservatórios arenosos da Formação Rio Bonito apresentam boas propriedades permo-porosas mesmo em intervalos onde encontram-se soterrados a cerca de 3000m (Milani *et al.* 1990). Os arenitos que constituem a sequência superior da Formação Rio Bonito são caracterizados por arenitos depositados em ambientes costeiros, retrabalhados pela ação de ondas. Nesta sequência ocorrem quartzarenitos bem selecionados, com porosidade de até 25% (França 1984).

A maturação nas rochas geradoras das formações Ponta Grossa e Irati, foi influenciada pelo calor das intrusões de soleiras e diques de diabásio. Parte da geração de hidrocarbonetos da Formação Irati foi alcançada pelo contato direto dos folhelhos imaturos com as rochas ígneas intrusivas. A completa senilização dos folhelhos da Formação Irati em algumas regiões é relacionada ao efeito térmico de rochas intrusivas. A fase de magmatismo na Bacia do Paraná foi datada em 137,8 + - 0,7 Ma (manifestações mais antigas) e 126,8 + - 2,0 Ma (manifestações mais jovens) (Turner *et al.* 1994). Fluxos de calor gerados por intrusões de diabásio, nos folhelhos das formações Ponta Grossa e Irati, durante a fase de magmatismo, teriam contribuído para a maturação da matéria orgânica (França & Potter, 1989). Este evento constitui um sistema petrolífero atípico, caracterizado pelo sincronismo entre os processos de geração e migração de hidrocarbonetos e os processos de magmatismo (Araújo *et al.* 2000). A liberação de ácidos orgânicos e hidrocarbonetos durante a maturação da matéria orgânica também pode ter contribuído para melhorar a qualidade dos reservatórios. Unidades transgressivas que se sobrepõe a unidades regressivas podem constituir bons selos da bacia. Folhelhos intraformacionais também podem atuar como selantes, especialmente para reservatórios do Grupo Itararé, porém a influência das fraturas deve ser avaliada. Selos não convencionais, formados por rochas vulcânicas e intrusivas da Formação Serra Geral podem ser efetivos em determinadas áreas da bacia. As armadilhas constituem-se de estruturas arqueadas, associadas ou não a falhamentos. Trapeamentos estratigráficos, associados a paleocanais, também podem ser importantes (França *et al.* 1996).



### **3 MÉTODOS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS**

O estudo dos arenitos que compõem o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito compreende a caracterização dos constituintes detríticos e diagenéticos associados às seqüências deposicionais e a história de soterramento dessas unidades.

O enfoque integrado entre as alterações diagenéticas e o contexto deposicional foi usado para compreender os processos eodiagenéticos que ocorrem próximos à superfície deposicional.

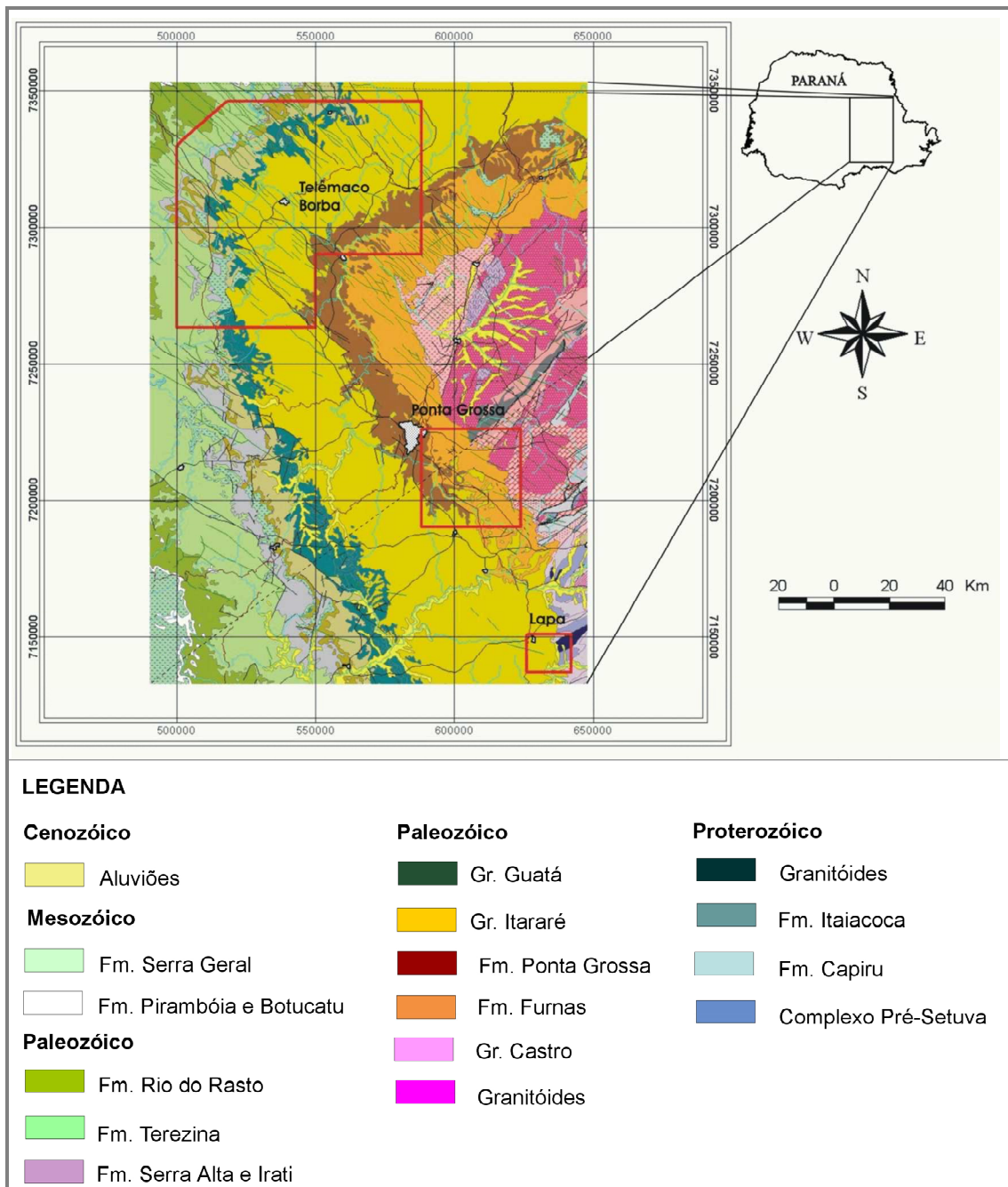
A integração entre as alterações mesodiagenéticas e a história de soterramento propicia a avaliação do sistema poroso com a evolução da bacia, uma vez que estes processos são influenciados pelo aumento de pressão e temperatura que ocorrem com o soterramento progressivo.

Estes fatores em conjunto consistem na base para avaliar as implicações na qualidade dos reservatórios desde o contexto deposicional até a situação atual.

#### **3.1 AMOSTRAGEM E PETROGRAFIA**

A amostragem foi realizada inicialmente com base em seções geológicas, seções colunares e testemunhos de sondagens rasas de acordo com as fácies sedimentares descritas em afloramentos nas áreas de Vila Velha, Lapa para o Grupo Itararé e região de Telêmaco Borba à Ibaiti para a Formação Rio Bonito (Figura 3.1). Poços profundos executados pela Paulipetro e Petrobras durante campanhas exploratórias realizadas na Bacia do Paraná também foram utilizados (Figura 3.2).

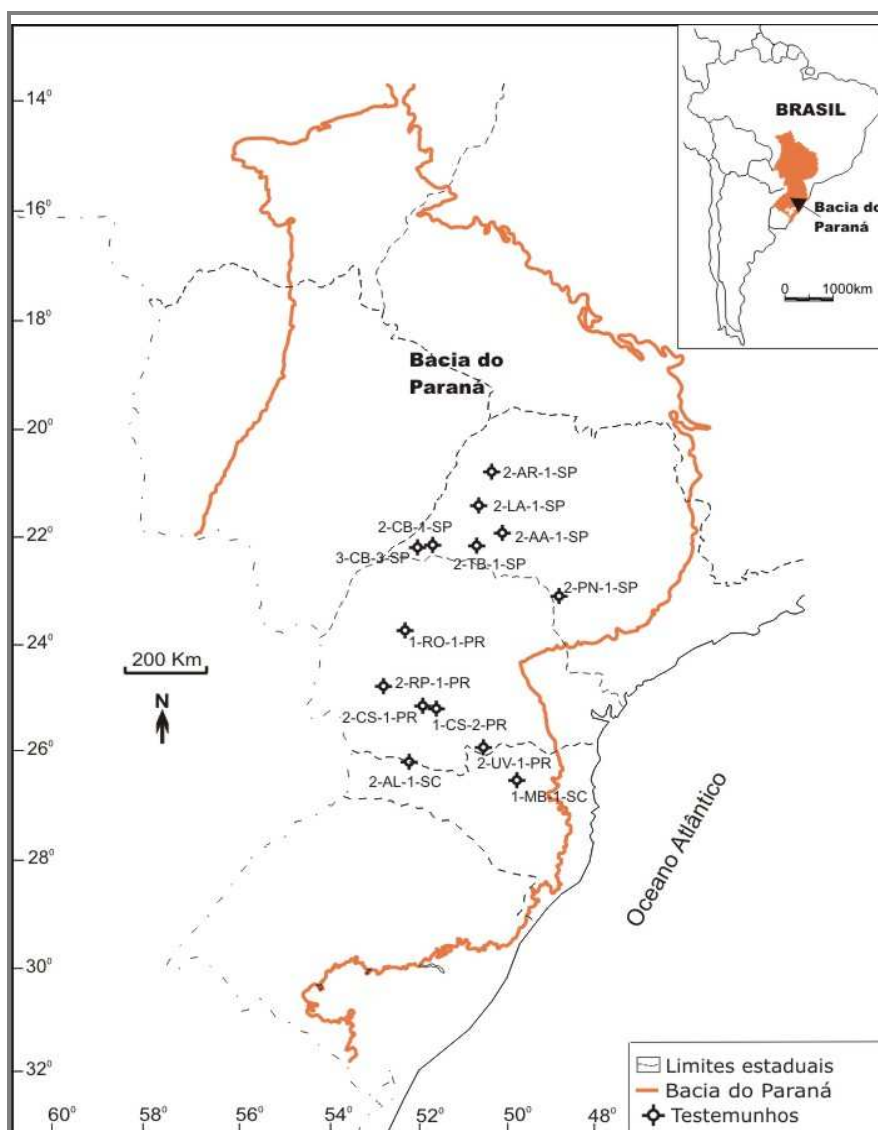
Os arenitos que compõem a Formação Rio Bonito foram analisados com base em 45 amostras coletadas em afloramentos e 30 amostras selecionadas em intervalos de profundidade entre 886 e 2655m nos poços 2-UV-1-PR, 2-AL-1-SC, 1-MB-1-SC, 2-LA-1-SP e 2-CS-1-PR (Figura 3.2).



3.1. Localização das áreas de coleta das amostras em afloramentos, indicadas no Mapa Geológico do Paraná (Mineropar, 2001).

Para análise dos arenitos que constituem o Grupo Itararé foram examinadas 40 amostras de arenitos provenientes de afloramentos e 50 amostras de testemunhos de sondagem selecionadas em intervalos de profundidade entre

2300 a 4700m nos poços 1-CS-2-PR, 2-CS-1-PR, 1-RO-1-PR, 2-RP-1-PR, 2-AL-1-SC, 2-CB-1-SP, 3-CB-3-SP, 2-AA-1-SP, 2-AR-1-SP, 2-TB-1SP, 2-LA-1-SP, 2-PN-1-SP (Figura 3.2). Os pontos amostrados foram selecionados de acordo com as fácies deposicionais, tratos de sistema e superfícies estratigráficas identificadas em afloramentos e perfis de poços.



3.2. Bacia do Paraná com indicação dos poços com testemunhos utilizados.

A correlação das amostras com os respectivos tratos de sistemas foi realizada com base na descrição de fácies do Grupo Itararé realizada por Vesely

(2006) e para Formação Rio Bonito foram consideradas as descrições de fácies realizadas por Zacharias (2004). As seções obtidas em afloramentos foram correlacionadas com dados de testemunhos de sondagem realizados na Bacia do Paraná, nos intervalos referentes à Formação Rio Bonito e Grupo Itararé, com base principalmente em perfis de raios gama.

As amostras representativas da Formação Rio Bonito e Grupo Itararé foram impregnadas com resina e corante azul e os constituintes detríticos, diagenéticos e percentual de poros foram determinados por contagem de 300 pontos em seções delgadas. A determinação da porosidade foi realizada pela análise digital de imagens, com base em Ehrlich *et al.* (1984) e Anjos (1995) e por meio de perfis sônico. A porosidade original foi estimada a partir das características texturais de seleção dos grãos, conforme Beard & Weyl (1973). Os constituintes diagenéticos foram identificados com microscópio óptico de luz transmitida da marca Leica, com câmera para captura de imagens digitais do Laboratório de Sedimentologia (LabESed). Análises de difração de raios X foram realizadas da fração < 2 µm com difratômetro Philips PW 1830 do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR-UFPR). Os diagramas foram obtidos com: (1) Análise normal (leitura após secagem, sem tratamento); (2) Leitura após aquecimento em mufla, com temperatura até 550°C durante duas horas; (3) Leitura após tratamento com etileno-glicol. A interpretação foi obtida pela posição dos picos e comparação com o banco de dados do Joint Committee on Powder Diffraction Standards (JCPDS) e utilização do software High Score Xpert. A morfologia e relações entre os minerais foram examinadas em 20 amostras. Para essas análises foi utilizado microscópio eletrônico de varredura (Philips XL30), com sistema de detecção de energia dispersiva de raios X - EDAX DX-4i do Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento (LACTEC). A interpretação foi realizada com base no Scanning Electron Microscopy Petrology Atlas (Welton 1984). A importância relativa dos processos de compactação e cimentação na redução da porosidade foi quantificada usando-se gráficos de volume intergranular versus cimentação de (Houseknecht, 1987), Lundegard (1992) e Ehrenberg (1995).

### 3.2 PERFIS PETROFÍSICOS

Perfis petrofísicos são utilizados comumente em análises estratigráfica, pois fornecem informações verticais contínuas. Os perfis petrofísicos utilizados apresentam a descrição litológica, raios gama (RG), Potencial espontâneo (SP), resistividade (R), sônico e dipmeter (Tabela 1).

Entre os perfis disponíveis, o perfil de raios gama (RG) foi utilizado para auxiliar na identificação de intervalos arenosos e o perfil sônico foi utilizado para calcular a porosidade de arenitos.

Tabela 1. Poços da Bacia do Paraná com perfis petrofísicos utilizados.

Prefixo	Localidade	Executor	Perfis disponíveis
2-AA-1-SP	Amadeu Amaral	PAULIPETRO	Litológico, RG
2-AL-1-SC	Abelardo Luz	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP
2-AR-1-SP	Araçatuba	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
3-CB-2-SP	Cuiabá Paulista	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
3-CB-3-SP	Cuiabá Paulista	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
1-CS-2-PR	Chapéu do Sol	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
2-CS-1-PR	Chapéu do Sol	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
1-GO-1-SC	Galvão	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
2-LA-1-SP	Lagoa Azul	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
1-MB-1-SC	Marombas	PETROBRAS	Litológico, RG, R
2-PN-1-SP	Parapanema	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
1-PT-1-PR	Pitanga	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
2-RI-1-PR	Rio Ivaí	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
1-RO-1-PR	Roncador	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
2-RP-1-PR	Rio Piquiri	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
1-RS-1-PR	Rio Segredo	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
2-TB-1-SP	Taciba	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
1-TI-1-SP	Tarabaí	PAULIPETRO	Litológico, RG, sônico, R, SP, dipmeter
2-UV-1-PR	União da Vitória	PETROBRAS	Litológico, R, SP

Fonte: Banco de dados do Projeto SPHERA (*Simulação de Processos Hidrodinâmicos em Reservatórios Análogos na Bacia do Paraná*). Raios gama (RG), Potencial espontâneo (SP), resistividade (R).

A curva de raios-gama é expressa em unidades API (*American Petroleum Institute*) nos perfis de poços da Bacia do Paraná. Os arenitos ricos em quartzo, com poucos minerais de argila apresentam baixos valores API e deflexão da curva

à esquerda no perfil de raios-gama. Os folhelhos apresentam valores de raios gama em geral superior a 100 unidades API e deflexão da curva à direita.

Na análise de sucessões verticais de fácies com base no formato da curva de raios-gama, uma sucessão siliciclástica marinha/costeira com aumento progressivo da radiação gama pode ser interpretada como um evento de elevação do nível relativo do mar. Os principais padrões de curva de raios-gama reconhecidos no Grupo Itararé e na Formação Rio Bonito são cilíndricos ou em caixa, em funil, em sino e irregular (Figura 3.3).

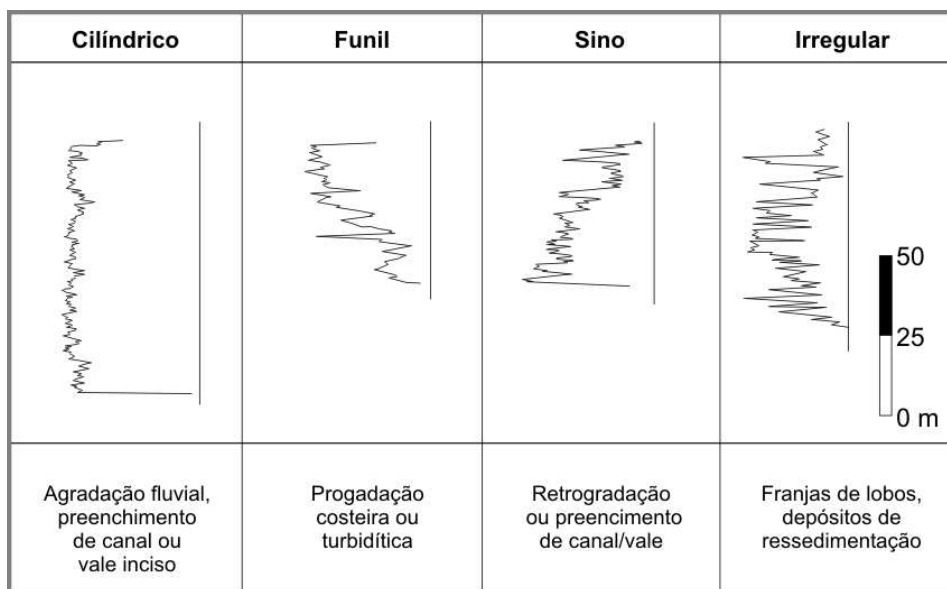


Figura 3.3. Exemplos de padrões de perfis de raios-gama observados e possíveis interpretações (Vesely 2006).

Os perfis de raios-gama são utilizados para identificação de superfícies cronoestratigráficas e tratos de sistemas deposicionais, conforme o método apresentado por Van Wagoner *et al.* (1990) e Mitchum *et al.* (1993). A correlação estratigráfica é realizada pela identificação de padrões semelhantes de raios-gama ao longo dos poços distribuídos na bacia. O rastreamento lateral da assinatura dos padrões de raios-gama possibilita a elaboração de seções com a distribuição de fácies relacionadas ao arcabouço cronoestratigráfico (Figura 3.4). Segundo Assine & Perinotto (2001), em perfis de poços é mais apropriado identificar inicialmente

as superfícies de inundação máxima, as quais apresentam geralmente ampla distribuição e tem assinaturas facilmente reconhecíveis em perfis de raios-gama. As superfícies de inundação máxima são caracterizadas por elevados valores de radioatividade que ocorrem em intervalos pelíticos. Após o reconhecimento das superfícies de inundação máxima os padrões de empilhamento estratigráfico podem ser caracterizados e relacionados aos tratos de sistemas deposicionais.

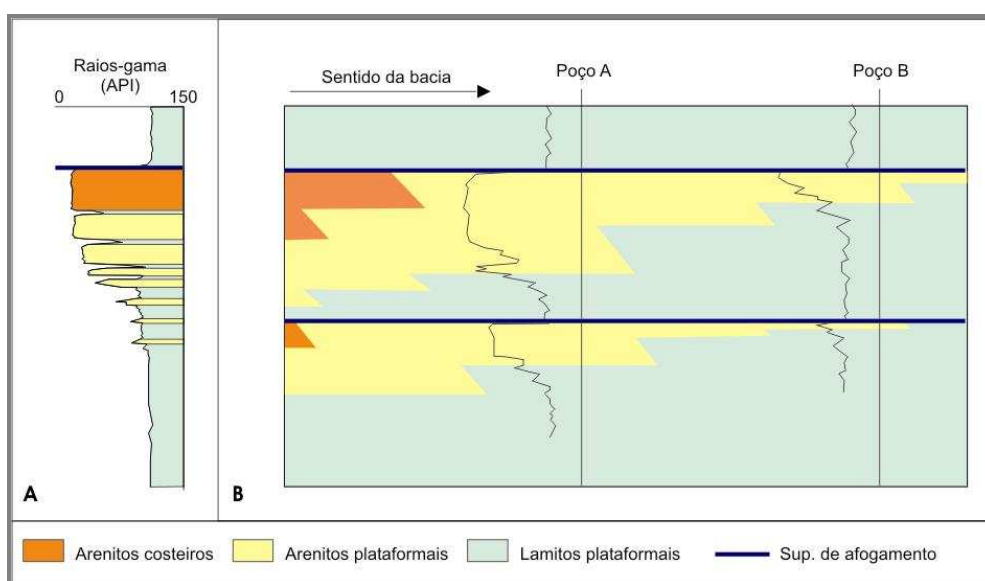


Figura 3.4. Exemplos hipotéticos de perfis petrofísicos usados na identificação de padrões de empilhamento (adaptado de Van Wagoner *et al.*, 1990). A) sucessão com decréscimo de argilosidade em direção ao topo, interpretada como um ciclo progradante (parassequência). B) Seção estratigráfica paralela ao mergulho da bacia, com dois ciclos progradantes interpretados com base em perfis de poços (Vesely 2006).

Para calcular a porosidade a partir dos dados do perfil sônico Wyllie (1952, *appud* Nery, 2000), desenvolveu uma equação considerando que o tempo de trânsito ( $\Delta t$ ) é um tempo médio, obtido através do balanço do tempo dos elementos envolvidos na trajetória do impulso sonoro. A porosidade a partir dos dados do perfil sônico ( $\Phi_s$ ) pode ser calculada pela equação a seguir:

$$\Phi_s = \frac{\Delta t - \Delta t_m}{\Delta t_f - \Delta t_m}$$

$\Phi_s$  = porosidade calculada por meio do sônico  
 $\Delta t_f$  = tempo de trânsito da onda no fluido dos poros  
 $\Delta t_m$  = tempo de trânsito da onda na matriz da rocha  
 $\Delta t$  = tempo lido pelo perfil sônico

O cálculo da porosidade considera a relação entre o tempo de trânsito de uma onda sonora em uma rocha e sua porosidade. Comparando duas rochas semelhantes, aquela com maior quantidade de líquido dentro de seus poros, com maior espaço poroso, apresentará um tempo de trânsito maior. Os valores da porosidade obtidos com a utilização dos dados de perfis sônicos em camadas compactadas de arenitos consideram as constantes de  $\Delta t_m = 55,5$  e  $\Delta t_f = 189$ . A unidade de medida é  $\mu\text{s}/\text{pé}$  (microsegundo/pé), padronizada pela API (*American Petroleum Institute*).

O tempo de trânsito obtido com o perfil sônico depende da porosidade, bem como da textura e mineralogia, principalmente das características dos constituintes diagenéticos, o que limita a sua aplicação. Considerando estes aspectos os dados de porosidade calculados com base em perfis sônicos não foram interpretados individualmente, mas sim comparados com dados de porosidade obtidos por contagem de pontos em seções delgadas, análises digitais de imagens e ensaios laboratoriais.

### 3.3 CÓDIGO DE FÁCIES

A classificação de fácies foi proposta por Eyles *et al.* (1983) para ambientes glaciais, ampliada do código de fácies de Miall (1978). O código de fácies utilizado é caracterizado por quatro classes principais, relacionadas ao aspecto textural. As classes são definidas pelas letras maiúsculas (S = arenitos; G = conglomerados; F = finos; D = diamictitos). A trama e/ou estrutura são representadas por letra minúscula subsequente (Figura 3.5).



FÁCIES	CARACTERÍSTICAS	SÍMBOLO
<b>Conglomerados (G)</b>		
Gm	Maciço	
Gm-i	Maciço, intraclástico	
Gc	Desorganizado ou caótico	
Gg	Gradação normal	
Gi	Gradação inversa	
Gh	Estratificação plano-paralela (horizontal)	
Gp	Estratificação cruzada planar	
Gt	Estratificação cruzada acanalada	
<b>Arenitos (S)</b>		
Sm	Maciço	
Sg	Gradação normal	
Si	Gradação inversa	
Sh	Estratificação plano-paralela (horizontal)	
Sp	Estratificação cruzada planar	
St	Estratificação cruzada acanalada	
Sl	Estratificação cruzada de baixo ângulo	
Ss	Estratificação cruzada sigmóide	
Shc	Estratificação cruzada hummocky	
Sr	Laminação cavalgante ou ondulações de corrente (pequeno porte)	
	Laminação cavalgante ou ondulações de corrente (grande porte)	
<b>Diamictitos (D)</b>		
Dm	Maciço	
Dm-s	Maciço; planos de cisalhamento	
Dg	Gradação normal	
Di	Gradação inversa	
Ds	Estratificado	
Ds-r	Estratificado; feições de ressedimentação	
Ds-c	Estratificado; retrabalhamento por corrente	
<b>Finos (F), Ritmos (Rg), Fácies heterolíticas (H)</b>		
Fm	Maciço	
Fl	Laminado	
Fl-d	Laminado; clastos caídos	
Rg	Ritmo areia/lama; pares com gradação normal	
Rg-d	Ritmo areia/lama; pares com gradação normal; clastos caídos	
Hw	Fácies heterolítica; laminação ondulada ou lenticular	
Hw-d	Fácies heterolítica; laminação ondulada ou lenticular; clastos caídos	

Figura 3.5. Código de fácies modificado e ampliado a partir de Eyles *et al.* (1983) (Vesely 2006).

### 3.4 ESTIMATIVA DA HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO

A estimativa da história de soterramento foi realizada com a integração de dados geológicos procedentes de estudos realizados na Bacia do Paraná e utilização de programa computacional para modelagem de bacias, aplicado à avaliação de sistemas petrolíferos (BasinMod 1-D for Windows, 2003). Os poços utilizados na análise de soterramento são listados na Tabela 2. A história de soterramento e de compactação da coluna sedimentar é modelada com base em correlações estratigráficas, espessura das formações e estimativas da erosão. As idades dos eventos deposicionais e erosivos foram definidas utilizando-se trabalhos prévios de cronoestratigrafia (Daemon *et al.* 1967) e revisão de cartas estratigráficas da bacia (Gama Junior *et al.* 1982, Zalán *et al.* 1987, Zalán *et al.* 1990, Arthur & Soares 2002, Soares 1991, Milani *et al.* 1994 e Milani 2004) (Figura 3.6 e 3.7). A entrada de dados estratigráficos (Figura 3.8) considera as formações e eventos geológicos, tais como hiatos e erosão. Dados estratigráficos são informados ao sistema como unidades estratigráficas discretas e podem ser utilizados os topos das unidades ou as espessuras das formações. A idade de início de cada evento foi informada com base nas datações existentes (Tabela 3). As propriedades da rocha são incorporadas para as unidades estratigráficas atuais e para as unidades erodidas de modo que os efeitos da erosão possam ser avaliados no sistema. Os cálculos são executados em unidades individuais. Nos diagramas da história de soterramento observa-se que as unidades estratigráficas estão traçadas sequencialmente, que permite a descompactação e o *backstripping* subsequente. O programa indica as unidades estratigráficas individualmente em gráficos, o que permite focalizar a atenção em uma determinada formação. Para construção do modelo de compactação definem-se os percentuais de cada litotipo que compõem as unidades a serem avaliadas como pode ser observado nas planilhas dos poços 1-RO-1-PR e 1-RS-1-PR (Tabelas 4 e 5).

Tabela 2. Identificação dos poços utilizados na modelagem.

Prefixo	Localidade	X	Y	Profundidade Final (m)	Executor	Última Unidade Perfurada
2-RI-1-PR	Rio Ivaí	351168	7426609	-5038.80	Paulipetro	Fm. Furnas
1-RS-1-PR	Rio Segredo	387965	7156938	-3114.50	Paulipetro	Fm. Furnas
1-PA-1-SP	Piratininga	690125	7514430	-1537.00	Paulipetro	G. Itararé
1-UV-1-PR	União da Vitória	496669	7103254	-1394.10	Petrobras	Fm. Iapó
1-CA-2-PR	Cândido de Abreu	457050	7291305	-1400.85	Petrobras	Fm. Ponta Grossa
1-AB-1-SP	Anhembi	789350	7478200	-1161.56	Petrobras	Embasamento
1-TP-3-SC	Três Pinheiros	452713	7037514	-1954.00	Petrobras	Fm. Furnas
1-CM-1-PR	Campo Mourão	354747	7333193	-3817.75	Petrobras	Fm. Ponta Grossa
1-XO-1-PR	Ortigueira	510524	7326733	-1292.00	Petrobras	Fm. Furnas
1-SJ-1-PR	S. Jerônimo	534177	7369790	-1298.30	Petrobras	Fm. Ponta Grossa
1-SJ-1-SC	São Joaquim	606250	6872225	-1795	Petrobras	Itararé
1-CS-2-PR	Chapéu do Sol	404801	7236816	-3834.5	Paulipetro	Fm. Furnas
2-CS-1-PR	Chapéu do Sol	402340	7238641	-4212.50	Paulipetro	Embasamento
1-RO-1-PR	Roncador	373786	7277717	-4581.00	Paulipetro	Fm. Furnas
1-PT-1-PR	Pitanga	424033	7242360	-4134.00	Paulipetro	Embasamento
2-RP-1-PR	Rio Piquiri	326056	7252957	-4919.50	Paulipetro	Fm. Furnas
1-MO-1-PR	Monjolinho	513128	7304465	-2017.50	Petrobras	Fm. Iapó
1-JT-1-PR	Joaquim Távora	606667	7404029	-2333.70	Petrobras	Fm. Alto Garças
2-AN-1-PR	Altônia	214112	7359013	-5554.00	Paulipetro	Fm. Furnas
2-AL-1-SC	Abelardo Luz	382225	7073859	-3875.50	Paulipetro	Embasamento
1-SE-1-SC	Seara	371333	6996989	-4000.00	Paulipetro	Fm. Alto Garças
1-TP-3-SC	Três Pinheiros	452711	7037307	-3242.00	Petrobras	Embasamento
1-MB-1-SC	Marombas	525969	6977497	-2071.00	Petrobras	Embasamento
1-GO-1-SC	Galvão	329455	7080762	-4109.1	Paulipetro	Embasamento
1-BN-1-SC	Barra Nova	622778	6956753	-1101.34	Petrobras	Embasamento
1-RC-1-SC	Rio Chapecó	396117	7051358	-3273	Petrobras	Fm. Furnas
3-CB-4-SP	Cuiabá Paulista	390539	7528400	-4826.00	Paulipetro	Fm. Ponta Grossa
3-CB-2-SP	Cuiabá Paulista	392898	7530808	-5299.00	Paulipetro	Fm. Furnas
3-CB-3-SP	Cuiabá Paulista	390539	7530800	-5161.40	Paulipetro	Embasamento
1-AB-1-SP	Anhembi	789350	7478200	-1659.00	Petrobras	Embasamento
2-PN-1-SP	Paranapanema	727400	7406500	-1654.00	Paulipetro	Fm. Lagoa Azul
2-LA-1-SP	Lagoa Azul	521420	7605415	-4416.50	Paulipetro	Embasamento
2-TB-1-SP	Taciba	464300	7530150	-4950.60	Paulipetro	Embasamento
2-AR-1-SP	Araçatuba	565900	7663311	-3605.00	Paulipetro	Embasamento
2-DO-1-MT	Dourados	106979	7532536	-4161.50	Petrobras	Embasamento

Fonte: Banco de dados do Projeto SPHERA (*Simulação de Processos Hidrodinâmicos em Reservatórios Análogos na Bacia do Paraná*). X e Y = coordenadas UTM.

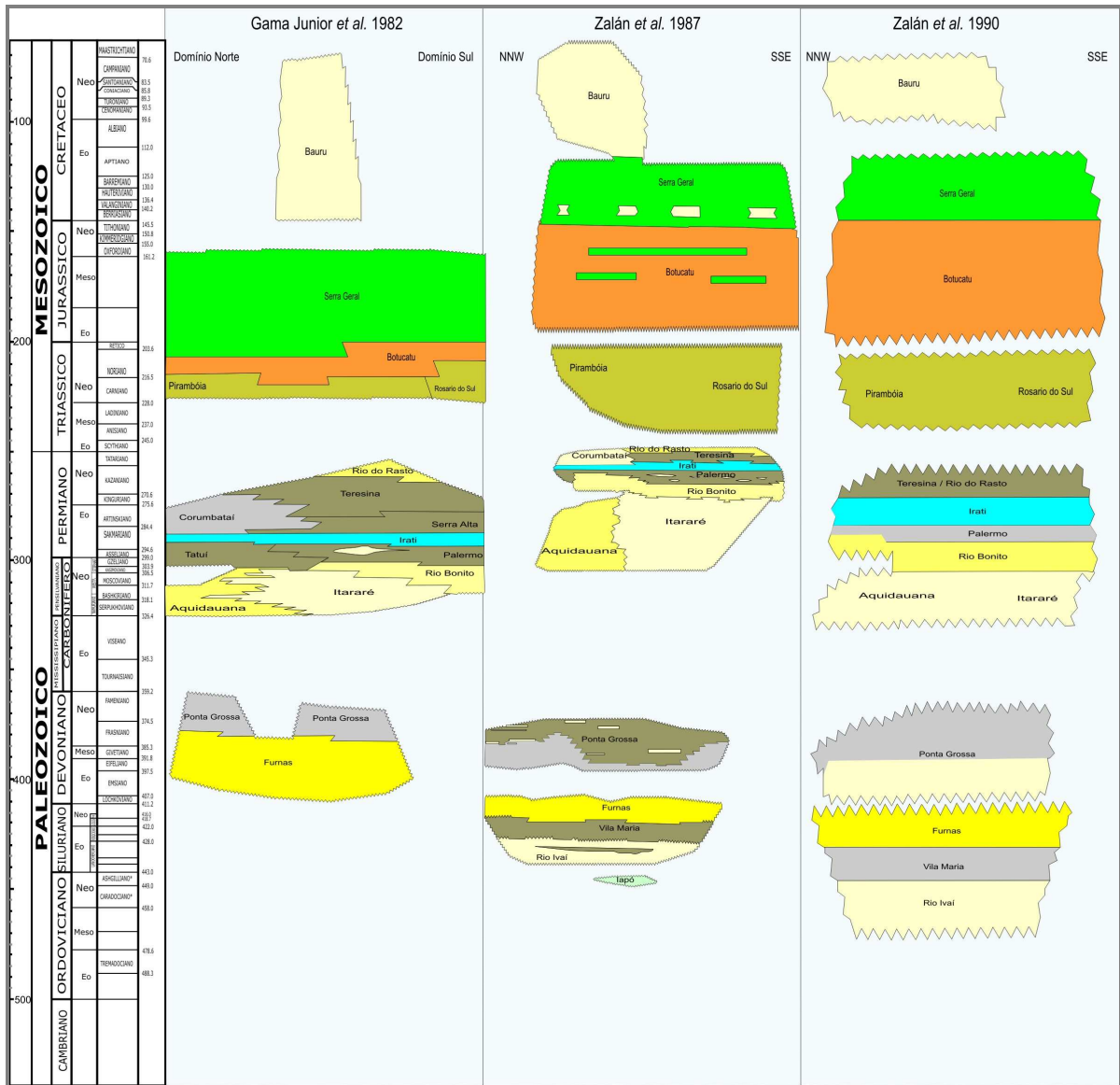


Figura 3.6. Cartas estratigráficas da Bacia do Paraná, (adaptadas de Gama Jr. et al.1982, Zalán et al. 1987, Zalán et al. 1990).

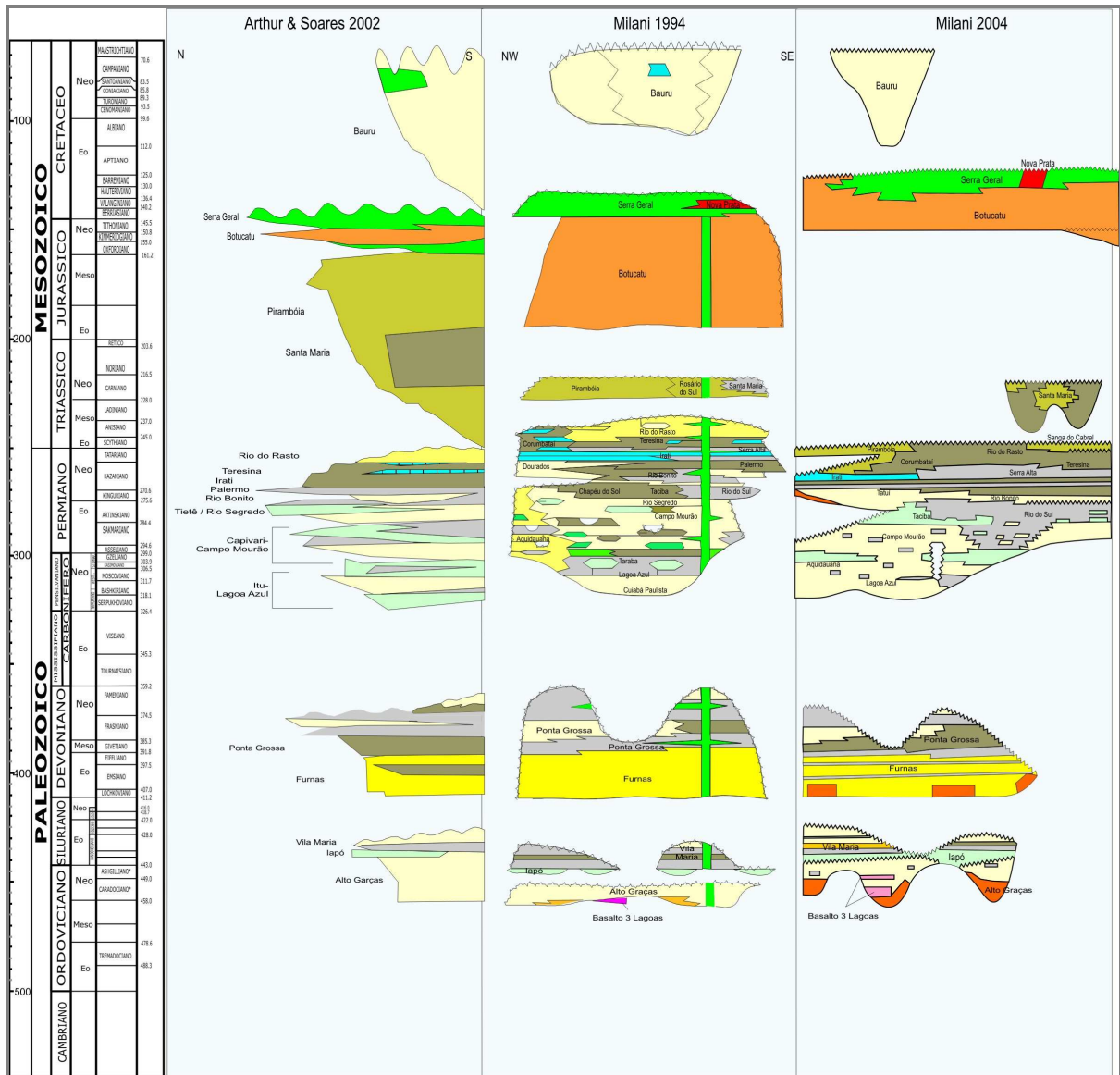


Figura 3.7. Cartas estratigráficas da Bacia do Paraná, (adaptadas de Arthur & Soares 2002, Milani 1994 e Milani, 2004).

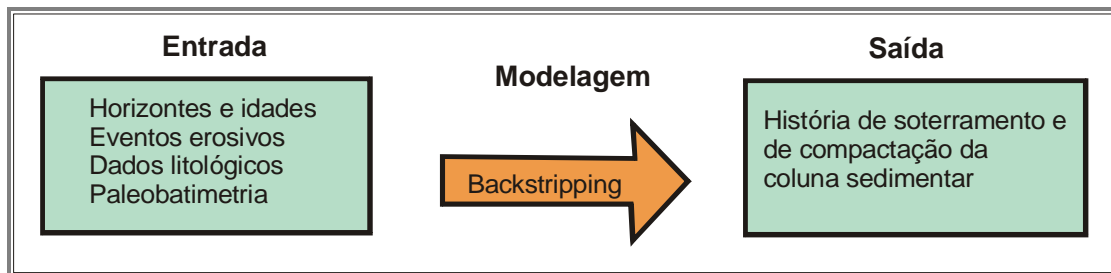


Figura 3.8. Fluxograma básico para modelagem da história de soterramento.

Tabela 3. Idades dos eventos considerados para modelagem.

Seqüência	Formação	Idade de início
Bauru	Gr. Bauru	65 Ma (Milani 2004)
		110 Ma (Milani <i>et al.</i> 1994)
	<b>discordância</b>	125 Ma (Milani 2004)
Gondwana III	Fm. S. Geral	138 Ma (Turner <i>et al.</i> 1994)
	Fm. Botucatu	150 Ma (Milani 2004)
	<b>discordância</b>	216 Ma (Milani 2004)
Gondwana II	Fm. Santa Maria	238 Ma (Milani 2004)
	<b>discordância</b>	245 Ma (Milani 2004)
	Fm. Pirambóia	250 Ma (Milani 2004)
	Fm. R. Rasto	255 Ma (Milani 2004)
	Fm. Terezina	256 Ma (Milani 2004)
	Fm. S. Alta	260 Ma (Milani 2004)
Gondwana I	Fm. Irati	262 Ma (Milani 2004)
	Fm. Palermo	267 Ma (Milani 2004)
	Fm. R. Bonito	270 Ma (Milani 2004)
	Fm. Taciba	285 Ma (Milani 2004)
	Fm. Cp. Mourão	300 Ma (Milani 2004)
	Fm. L. Azul	315 Ma (Milani 2004)
	<b>discordância</b>	380 Ma (Milani 2004)
Paraná	Fm. P. Grossa	390 Ma (Assine <i>et al.</i> 1998)
	Fm. Furnas	411 Ma (Assine <i>et al.</i> 1998)
	<b>discordância</b>	425 Ma (Milani 2004)
	Fm. Vila Maria	436 Ma (Mizusaki <i>et al.</i> 2002)
Rio Ivaí	Fm. Iapó	443 Ma (Assine <i>et al.</i> 1998)
	Fm. Alto Garças	458 Ma (Milani 2004)

Fonte: Banco de dados do Projeto SPHERA (*Simulação de Processos Hidrodinâmicos em Reservatórios Análogos na Bacia do Paraná*).

Tabela 4. Percentual litológico presente no poço 1-RO-1-PR.

Prefixo - Localidade	X	Y	Profundidade Final
1-RO-1-PR - Roncador	373786,1	7277717,599	-4575,50
Unidades	Topos	Idade (base)	Litotipo (%)
Fm. Serra Geral	0	138	100% basalto
Fm. Botucatu	1257	213	100% arenito
discordância			
Fm. Pirambóia	1329	240	100% arenito
Fm. Rio do Rasto	1411	249	70% arenito, 30% siltito
Fm. Teresina	1616	250	40% siltito, 5% argilito, 25% arenito, 15% calcilito, 15% calcarenito
Fm. Serra Alta	2520	251	45% siltito, 15% arenito, 40% folhelho
Fm. Irati	2585	258	10% folhelho, 25% calcário, 65% siltito
Fm. Palermo	2653	260	20% arenito, 55% siltito, 25% folhelho
Fm. Rio Bonito	2802	265	15% calcarenito, 30% siltito, 45% arenito, 10% folhelho
Gr. Itararé	2957	296	25% siltito, 10% diamictito, 10% folhelho, 55% arenito
discordância			
Fm. Ponta Grossa	3679	390	20% folhelho, 45% diabásio, 25% siltito, 10% arenito
Fm. Furnas	4453	411	10% siltito, 90% arenito
Espeçura da Fm. Furnas	122,5		

Fonte: Banco de dados do Projeto SPHERA (*Simulação de Processos Hidrodinâmicos em Reservatórios Análogos na Bacia do Paraná*). X e Y = coordenadas UTM.

Tabela 5. Percentual litológico presente no poço 1-RS-1-PR.

Prefixo - Localidade	X	Y	Profundidade Final
1-RS-1-PR - Rio Segredo	387962	7156737,4	-3950,00
Unidades	Topos	Idade (base)	Litotipo (%)
Fm. Serra Geral	0	138	20% magmática diferenciada intermediária, 80% basalto
Fm. Botucatu	732	213	100% arenito
Fm. Rio do Rasto	902	249	50% siltito, 45% arenito, 5% folhelho
Fm. Teresina	1397	250	55% siltito, 25% arenito, 15% diabásio, 5% calcário
Fm. Serra Alta	1925	251	100% siltito
Fm. Irati	2025	258	70% diabásio, 25% siltito, 5% folhelho
Fm. Palermo	2243	260	95% siltito, 5% folhelho
Fm. Rio Bonito	2351	265	50% siltito, 35% arenito, 15% diabásio
Gr. Itararé	2537	296	45% arenito, 30% siltito, 20% diamictito (silte), 5% folhelho
discordância			
Fm. Ponta Grossa	3145	390	65% siltito, 20% diabásio, 15% folhelho
Fm. Furnas	3495	411	60% arenito, 30% diabásio, 5% siltito, 5% folhelho
Fm. Alto Garças	3830	458	100% arenito
Espeçura Alto Garças	120		

Fonte: Banco de dados do Projeto SPHERA (*Simulação de Processos Hidrodinâmicos em Reservatórios Análogos na Bacia do Paraná*). X e Y = coordenadas UTM.

O modelo de compactação mais indicado para rochas silicicláticas foi proposto por Sclater & Christie (1980). A compactação gradual das camadas com o soterramento é obtida com base na diminuição do espaço poroso com o aumento da profundidade.

A técnica *backstripping* tem sido amplamente aceita no estudo de bacias de margem ativa, embora seja controverso seu uso em bacias intracratônicas. Isto ocorre pela dificuldade em estabelecer os parâmetros para análise da subsidência em bacias intracratônicas, principalmente a idade dos horizontes, dados paleobatimétricos e a quantidade de material removido por erosão. Dentre os principais fatores, destaca-se a dificuldade na estimativa das erosões subseqüentes aos períodos de subsidência, importante em bacias intracratônicas devido a longa história evolutiva. Considerando estes aspectos as curvas de subsidência foram elaboradas com base em estimativas de erosão, subsidiadas por análises estratigráficas regionais obtidas por correlação de poços profundos da Bacia do Paraná.

Com os dados provenientes dos poços profundos e algumas adaptações de cartas cronoestratigráficas foi possível construir curvas de soterramento que consideram os períodos de subsidência e também os períodos de erosão que afetaram a Bacia do Paraná. A estimativa de erosão das seções devoniana (Formação Ponta Grossa) (Figura 3.9 e 3.10) e eo-triássica (Formações Botucatu e Pirambóia) foram obtidas por correlação, pois os perfis de poços deste intervalo podem ser correlacionados mais facilmente a partir de um *datum*. A espessura de material erodido, em metros foi estabelecida com base principalmente em perfis de raios gama, comparando poços adjacentes. Nas demais unidades a correlação foi menos detalhada, devido a descontinuidade dos afloramentos. Para a Formação Serra Geral foi estimada uma perda de 20% de material em relação ao registro sedimentar preservado em poços.



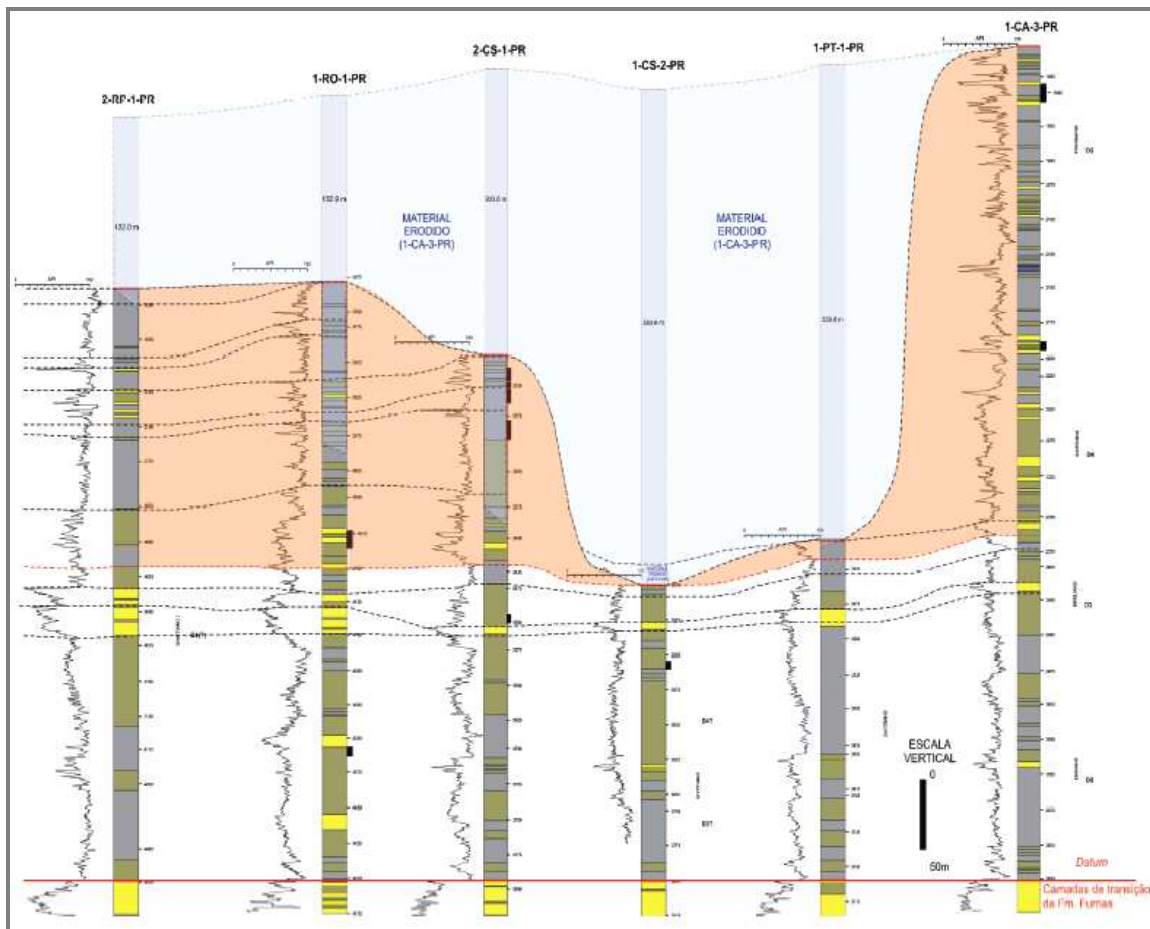


Figura 3.9. Correlação estratigráfica em poços da seção devoniana da Bacia do Paraná, Fm. Ponta Grossa. Em azul claro as prováveis porções erodidas. Fonte: Bocardi *et al.* 2008.

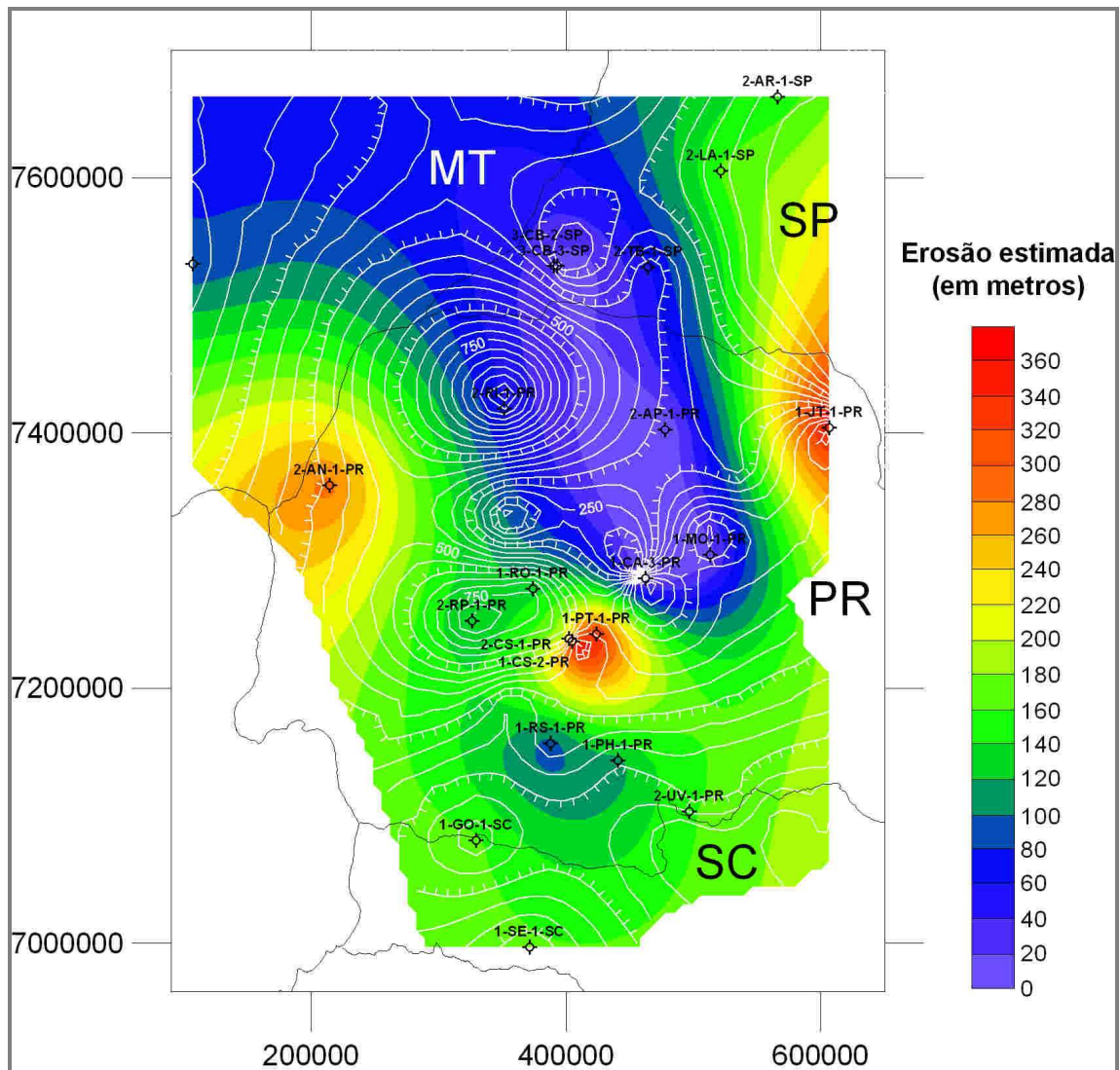


Figura 3.10. Mapa de contorno da erosão do intervalo devoniano (colorido) sobre mapa de isópacas da Formação Ponta Grossa. Fonte: Bocardi *et al.* 2006b.

#### 4 ESTRATIGRAFIA DE SEQUENCIAS

A estratigrafia de seqüências consiste na análise de padrões de sedimentação cíclica presentes nas sucessões estratigráficas em resposta a variações no suprimento sedimentar e no espaço disponível para acumulação de sedimentos (Posamentier & Allen, 1999).

A unidade fundamental da estratigrafia de seqüências é a seqüência deposicional, caracterizada como uma sucessão de camadas relativamente concordantes e geneticamente relacionadas, limitadas no topo e na base por discordâncias ou suas conformidades relativas (Mitchum *et. al* 1977). As seqüências são formadas por um conjunto de parasseqüências que representam depósitos geneticamente relacionados limitados por superfícies de inundação marinha de maior expressão (Van Wagoner *et al.* 1990). Uma parasseqüência é definida como uma sucessão de camadas geneticamente relacionadas, relativamente concordante limitada por superfícies de inundação marinha e superfícies correlatas (Van Wagoner *et al.* 1990).

Padrões de empilhamento de parasseqüências relacionados a sistemas deposicionais contemporâneos, associados a um determinado período da curva de nível relativo do mar são definidos como tratos de sistemas (Posamentier & Vail, 1988). O conceito de tratos de sistema foi desenvolvido principalmente com base em estudos de bacias marginais. Nestas bacias as variações relativas do nível do mar controlam o empilhamento estratigráfico, pois influenciam no espaço para acomodação dos sedimentos. Cada um dos tratos de sistemas é associado a um trecho da curva de variação do nível do mar, embora o exato tempo de deposição dos tratos em determinada bacia relaciona-se a fatores locais como subsidência e aporte sedimentar. A posição na curva de variação do nível relativo do mar define três tratos essenciais denominados trato de sistema de mar baixo (TSMB), trato de sistema transgressivo (TST) e trato de sistema mar alto (TSMA).

Altas taxas de queda relativa do nível do mar caracterizam o trato de sistemas de mar baixo (TSMB). Ocorre expressiva erosão subaérea e regressão de fácies. O trato de sistemas de mar baixo pode ser dividido em trato de sistemas de mar baixo inicial (Figura 4.1), onde os principais elementos relacionam-se a depósitos de vales incisos, leque de assoalho e cunhas de regressão forçada e trato de sistemas de mar baixo final (Figura 4.2), constituído por depósitos de leques de talude e cunhas de mar baixo (Della Fávera 2001).

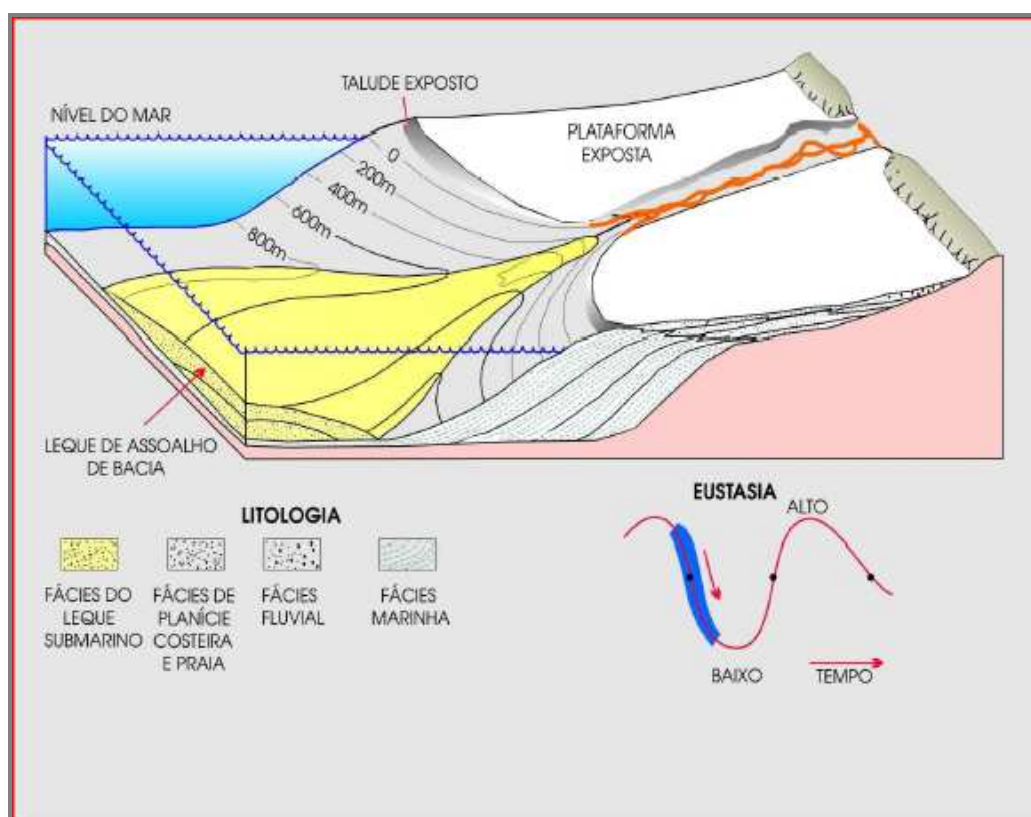


Figura 4.1. Trato de sistema de mar baixo inicial, deposição de leque de assoalho de bacia (Posamentier *et al.* 1988).

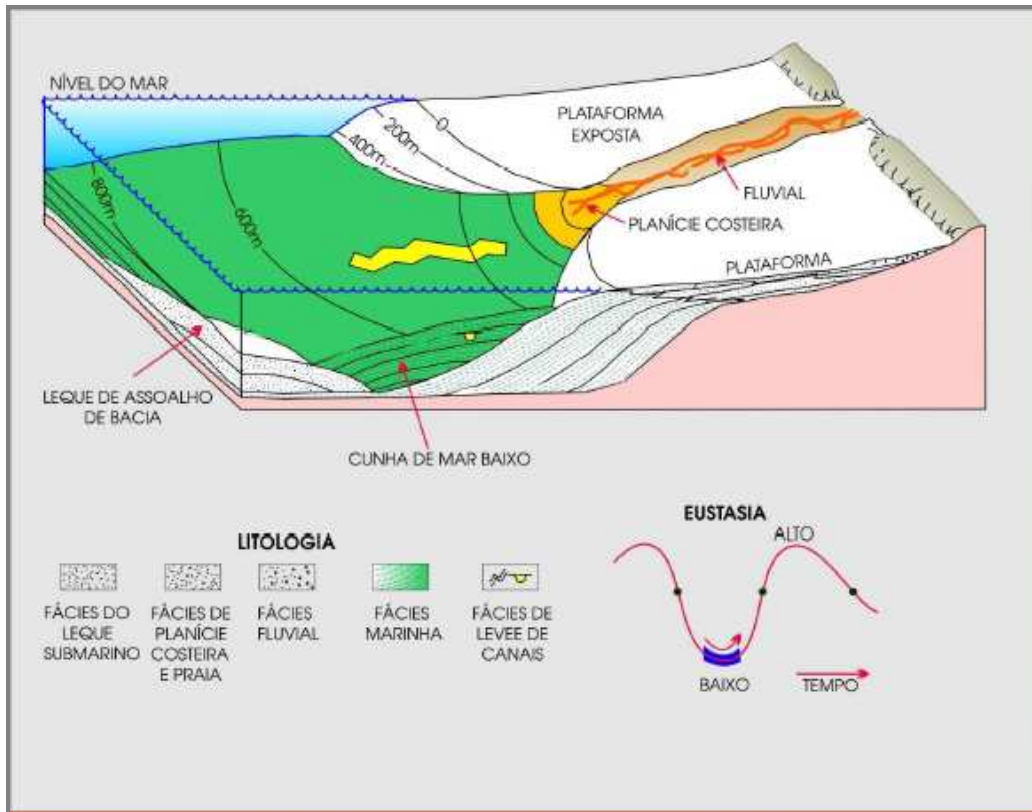


Figura 4.2. Trato de sistema de mar baixo final, deposição de cunha de mar baixo (Posamentier *et al.* 1988).

O trato de sistemas transgressivo (TST) (Figura 4.3) é constituído por uma sucessão retrogradacional de fácies. O deslocamento do *onlap* costeiro para o continente provoca uma superfície de ravinamento gerada pela ação de ondas e marés denominada superfície transgressiva (ST). No limite superior do trato de sistemas transgressivo, desenvolve-se a superfície de inundação máxima (SIM), caracterizada por eventos de inundação, que podem gerar concentrações de minerais autigênicos tais como glauconita e siderita.

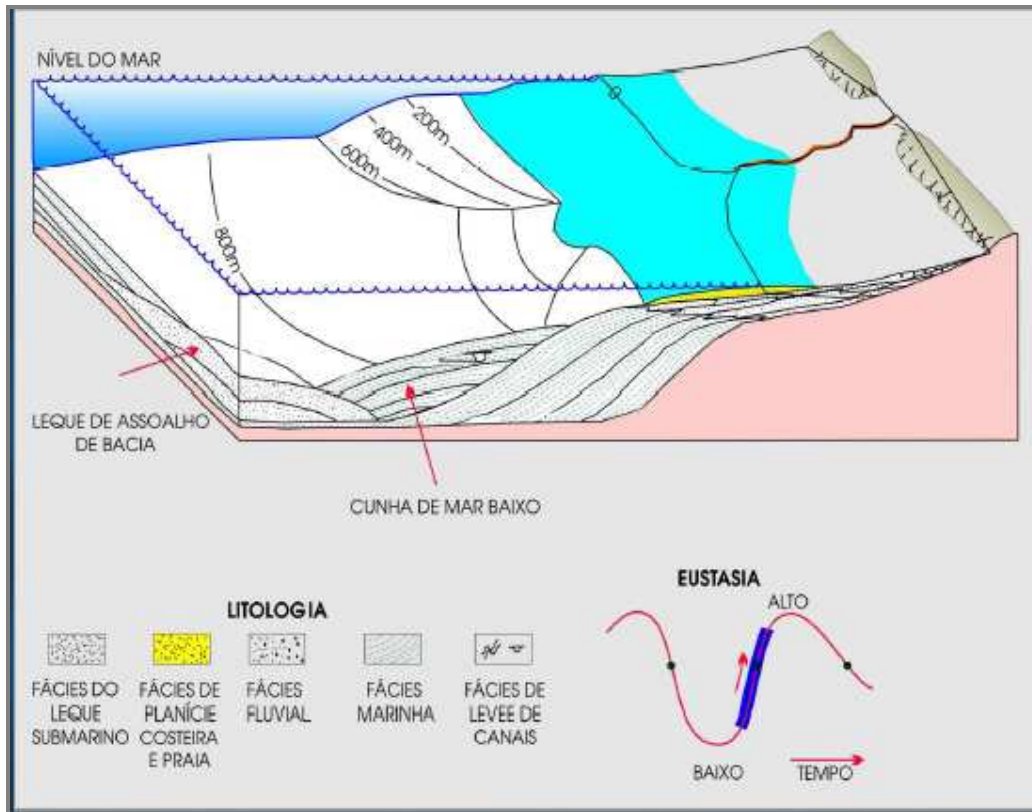


Figura 4.3. Trato de sistema transgressivo. Avanço da linha de praia em direção ao continente (Posamentier *et al.* 1988).

No trato de sistemas de mar alto (TSMA) (Figura 4.4), a taxa de subida do nível do mar é decrescente ou nula, o padrão de empilhamento sedimentar é agradacional a progradacional. Ocorre lento deslocamento do *onlap* costeiro para o continente com regressão normal dos sistemas costeiros e ampla sedimentação fluvial que inicia após o máximo da subida eustática (Ribeiro 2001).



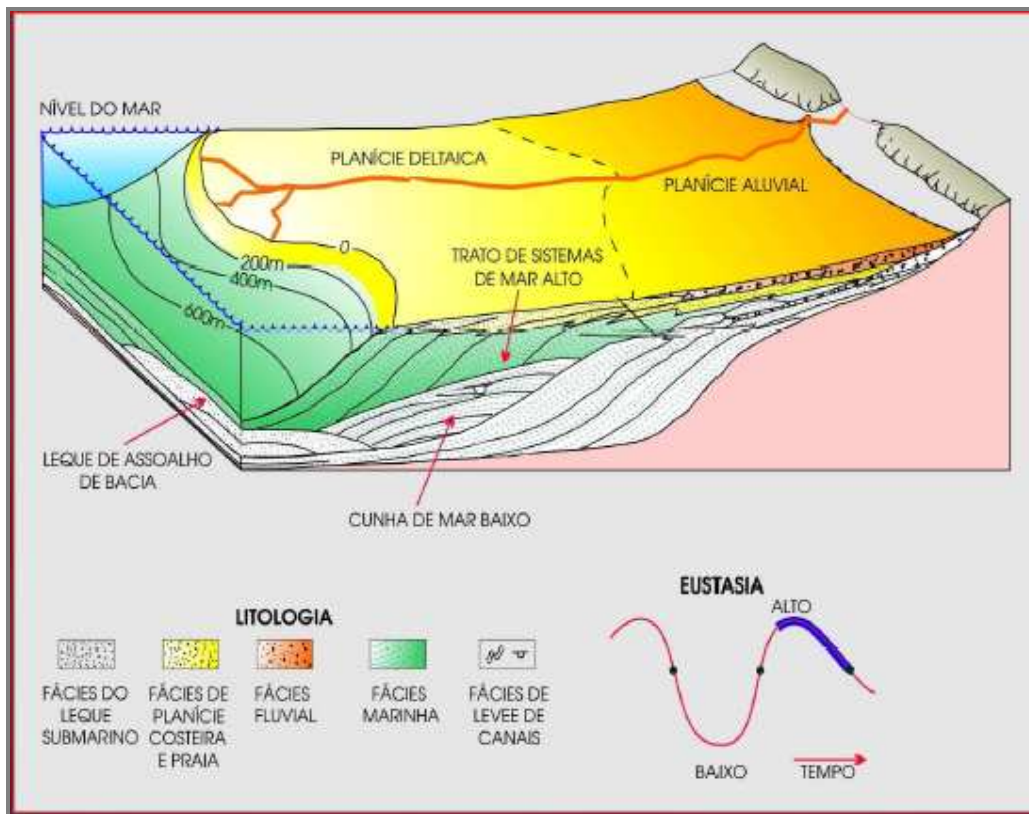


Figura 4.4. Trato de sistema de mar alto. Predomínio da sedimentação costeira, principalmente deltaica (Posamentier *et al.* 1988).

Os tratos de sistemas são limitados por superfícies-chave denominados limite de seqüência (LS), superfície transgressiva (ST) e superfície de inundação máxima (SIM). Os limites de seqüência (LS) são superfícies regionais de erosão ou não-deposição que separam estratos mais novos de estratos mais antigos, com significativo hiato de tempo. Limites de seqüências (LS) se formam pelo rebaixamento abrupto do nível relativo do mar e exposição da plataforma (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990). As superfícies transgressivas (ST) marcam a primeira transgressão significativa após um período de regressão e a superfície de inundação máxima (SIM), marca o tempo de máxima transgressão sobre a plataforma.

Nas bacias onde a deposição é influenciada por geleiras, o principal controle do padrão das seqüências estratigráficas é a dinâmica de avanço e recuo das massas de gelo (Brookfield & Martini, 1999).

Na análise de seqüências em sucessões glaciais considera-se a relação direta entre as variações eustáticas do nível dos oceanos e as condições climáticas globais. Durante os períodos glaciais, parte da água da superfície da terra é retida nos continentes sob a forma de gelo, o que provoca queda global do nível do mar. Com a elevação da temperatura as geleiras derretem e recuam, gerando aumento no volume de água e subida do nível dos oceanos.

Elevações e quedas do nível dos mares por glácio-eustasia possuem sincronismo global. Nas margens continentais distantes de áreas glaciadas, épocas de expansão das geleiras são registradas como eventos regressivos promovidos pela queda eustática e épocas de recuo das geleiras coincidem com eventos transgressivos. Porém nas bacias glaciadas as variações do nível do mar podem não ter relação com as variações eustáticas devido a carga exercida pela geleira sobre a crosta. Com o avanço da massa de gelo o seu peso é transferido à litosfera, o que causa uma depressão periférica que pode se estender por centenas de quilômetros da margem da geleira. Essa depressão constitui um local favorável para deposição de sedimentos glácio-marinhos. Quando as massas de gelo recuam, causam alívio da carga sobre a crosta e soerguimento por reajuste isostático (*rebound*).

Boulton (1990) propôs um modelo evolutivo para sucessões glácio-marinhas produzidas durante um ciclo glacial completo a fim de avaliar a influência da glácio-eustasia e glácio-isostasia na arquitetura estratigráfica (Figura 4.5). Para o autor, no estágio glacial inicial, antes da influência efetiva da glácio-isostasia, ocorre regressão marinha. No estágio glacial máximo o mar atinge nível global mínimo, mas o nível relativo do mar nas margens glaciadas, ao contrário, atinge valor máximo causado pela depressão crustal por sobrecarga da geleira. Durante a deglaciação a geleira libera grande quantidade de sedimentos, que se depositam por processos tais como chuva de detritos, fluxo de detritos, correntes de turbidez, escorregamentos e decantação de finos.



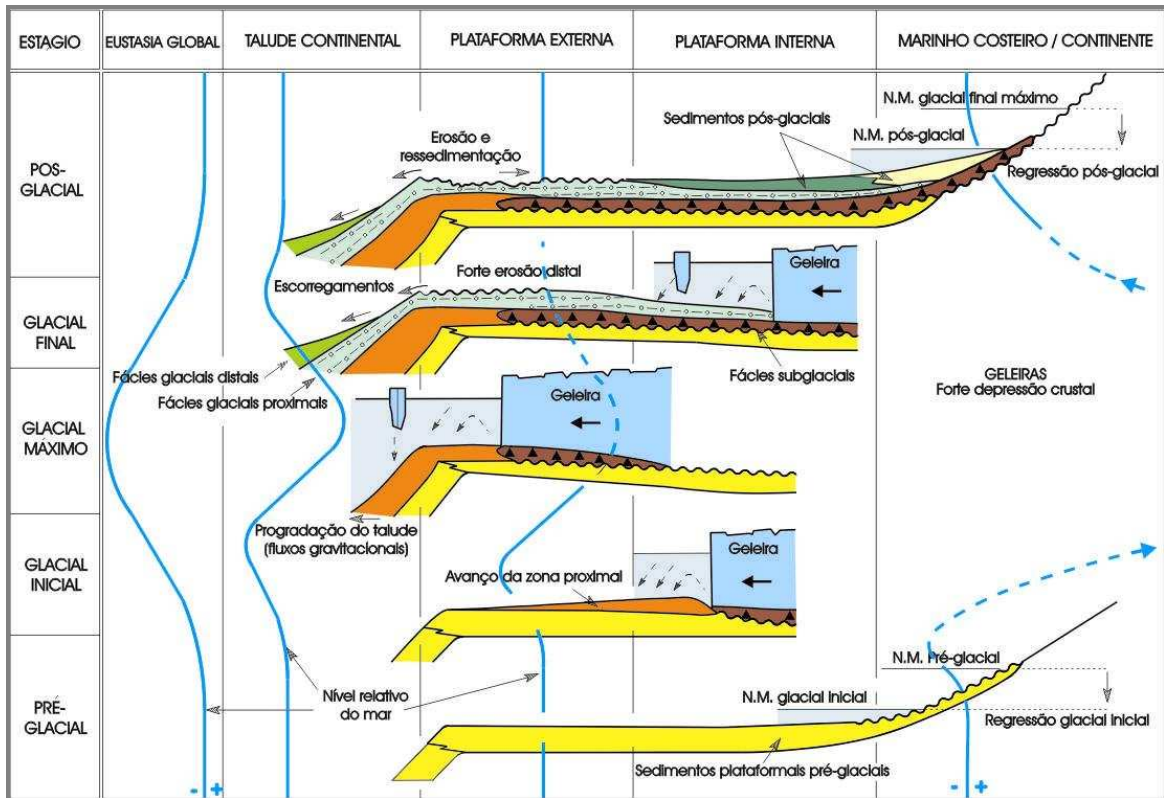


Figura 4.5. Modelo evolutivo da arquitetura de fácies glácio-marinhas em um ciclo glacial (Vesely, 2006, modificado de Boulton, 1990).

Esses processos ocorrem simultaneamente ao alívio do peso da geleira das porções distais para as proximais, os quais desencadeiam soerguimento por reajuste isostático e retrabalhamento por processos marinhos. Ao final da deglaciação fácies glaciais são sucedidas por fácies marinhas transgressivas. No estágio pós-glacial ocorre regressão por reajuste isostático com erosão e ressedimentação dos depósitos glácio-marinhos. Os avanços e recuos de geleiras também influenciam nos padrões de suprimento sedimentar. A margem da geleira atua como área-fonte de sedimentos e as variações na sua posição formam depósitos com diferenças granulométricas verticais e laterais que condicionam as sucessões verticais de fácies e distribuição dos tratos de sistemas deposicionais.

## 5. UNIDADES DE ESTUDO

As unidades selecionadas para este estudo constituem reservatórios arenosos potenciais do Sistema Petrolífero Ponta Grossa - Itararé - Rio Bonito e do Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito. O Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito fazem parte da Superseqüência Gondwana I (Milani 1997), depositadas durante parte do Carbonífero e Permiano na Bacia do Paraná.

### 5.1 GRUPO ITARARÉ

A idade de deposição do Grupo Itararé na Bacia do Paraná situa-se do Neocarbonífero ao Eopermiano (Souza, 2000). Ocorrem registros de aproximadamente 1500m de espessura sedimentar, onde é possível verificar evidências de condições glaciais na bacia durante a deposição.

Diversos autores descreveram características sedimentares indicativas da influência de condições glaciais durante a deposição do Grupo Itararé (Schneider *et al.* 1974, França, 1987, Eyles *et al.* 1993; Vesely 2001). A influência das geleiras é frequentemente associada à presença de diamictitos maciços e estratificados com clastos facetados e estriados. Folhelhos e ritmitos com clastos dispersos também são observados com frequência.

A proposta de subdivisão estratigráfica regional do Grupo Itararé foi apresentada por França & Potter (1988), com base em dados de subsuperfície. Os autores utilizaram a correlação entre perfis de poços profundos para o reconhecimento das unidades denominadas de formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba (Figura 5.1). Essas unidades representam três ciclos de granodecrescência ascendente, condicionados por avanços e recuos de geleiras. Os ciclos deposicionais iniciam com arenitos finos a grossos na base das seqüências e culminam com a deposição de siltitos e diamictitos.

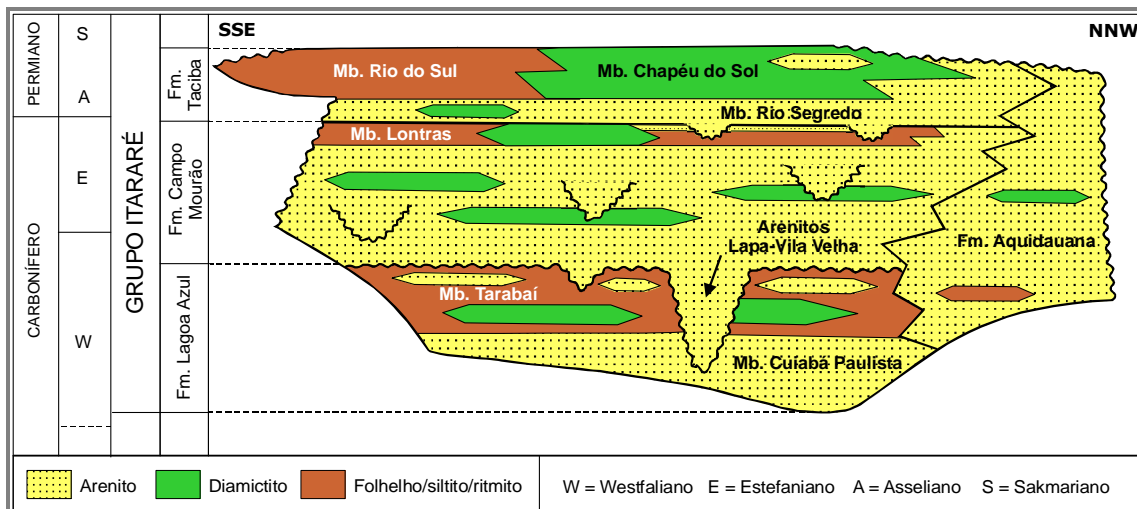


Figura 5.1. Carta estratigráfica do Grupo Itararé, segundo França *et al.* (1996).

A partir da década de 90 foram apresentadas propostas para interpretar a estratigrafia do Grupo Itararé segundo conceitos para análise de seqüências em bacias glaciadas. A influência da posição da margem da geleira no aporte de sedimentos e no espaço de acomodação relacionadas aos tratos deposicionais, foi abordada por Vesely (2001).

Nesse contexto Vesely (2006) identificou no Grupo Itararé quatro associações de fácies, recorrentes na vertical relacionadas a tratos de sistemas deposicionais controlados por ciclos glaciais (Figura 5.2).

A associação A é constituída por diamictitos com matriz lamítico-arenosa. Subordinadamente ocorrem lentes de conglomerados maciços e corpos irregulares de arenitos englobados nos diamictitos. Interpretada como depósitos subglaciais a supraglaciais incluindo tillitos de alojamento, de ablação e possivelmente de fluxo.

A associação B refere-se a arenitos e conglomerados, que se dispõem em sucessões com até 100 metros de espessura com granodecrescência ascendente e passagem transicional para a associação C. A geometria externa é tabular a lenticular, com pacotes arenosos de grande extensão lateral. Em alguns casos exibem variações de espessura devido à presença de sucessões canalizadas na

sua porção inferior. As principais fácies são Sp/St, Sh, Sm, Gm, Gp/Gt e Gc, interpretadas como sistemas de *outwash* subaquosos.

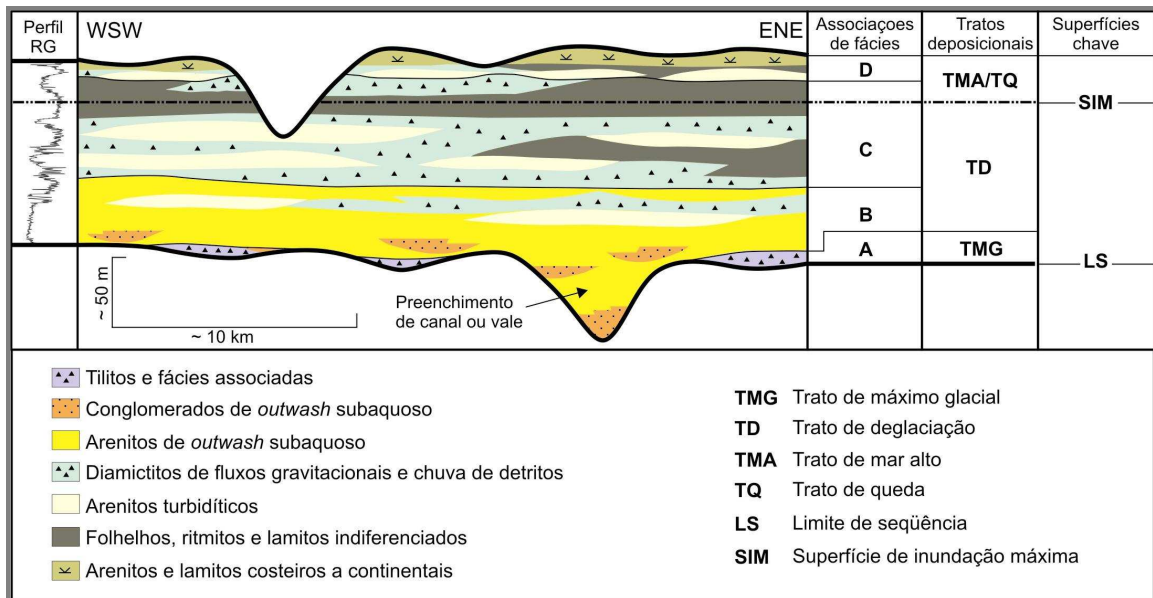


Figura 5.2. Associações de fácies, superfícies-chave e tratos deposicionais do Grupo Itararé, segundo Vesely (2006).

A associação C é heterogênea, com predomínio de fácies pelíticas com freqüentes intercalações arenosas. O arranjo vertical de fácies é em grande parte granodecrescente, caracterizado por uma sucessão de arenitos-diamictitos-ritmitos-folhelhos, geralmente em ciclos repetitivos. Os arenitos são em geral maciços, exibem gradação, laminação plano-paralela ou laminação cruzada cavalgante e ocorrem como camadas tabulares intercaladas com fácies pelíticas. Os processos sedimentares indicam que a sedimentação da Associação de fácies C, relaciona-se ao contexto glácio-marinho.

A associação D exibe um perfil vertical de granocrescência e espessamento das camadas arenosas para o topo, com empilhamento progradante e sucessões de espessuras geralmente inferiores a 30 m. Os estratos arenosos das fácies Shc, Sl, Sr, Sp e Ss que compõem esta associação apresentam geometria em cunha,

sigmóide, tabular ou com base plana e topo convexo que formam lobos. As fácies e o padrão de empilhamento indicam que a associação D se insere num contexto de sedimentação marinha rasa a continental, de natureza regressiva e provavelmente referem-se a eventos de progradação deltaica em ambiente pro a periglacial (Vesely 2006).

Os contatos entre as associações são bruscos ou transicionais e ocorrem como resposta a oscilações na margem das geleiras, tectônica, flutuações do nível do mar e suprimento terrígeno (Vesely 2006).

As associações de fácies descritas formam sucessões verticais recorrentes e definem cinco seqüências limitadas por desconformidades. Essas seqüências denominadas de 1, 2, 3, 4 e 5, podem ser correlacionadas na faixa de afloramentos e em perfis de poços profundos. O arcabouço estratigráfico definido pelo autor possibilitou a integração entre a litoestratigrafia e as seqüências deposicionais identificadas. A Seqüência 1 corresponde à Formação Lagoa Azul, as seqüências 2, 3 e 4 referem-se à Formação Campo Mourão e a Seqüência 5 é correlata à Formação Taciba (Figura 5.3).

Na Tabela 5.1 pode ser observada uma síntese das associações de fácies, contexto deposicional e litotipos que compõem o Grupo Itararé na Bacia do Paraná. Os depósitos iniciais foram formados em contexto subglacial ou glácio-marinho proximal sobre os limites de seqüências, caracterizado como fácies da associação A. Consistem de tilitos, raramente preservados. A deposição dessas fácies relaciona-se ao avanço do gelo, estabilização durante o máximo glacial e/ou início da fase de recuo e a geleira situava-se na porção interna da bacia. O limite superior dessa seqüência situa-se no ponto em que o empilhamento inicia seu caráter agradante ou retrogradante em perfis de raios gama. O registro sedimentar da fase de retração da geleira constitui grande parte dos depósitos, originados num contexto de deglaciação. Limita-se na base pelo topo da associação A e no limite superior desenvolve-se a superfície de inundação máxima, relacionada à deglaciação. Compreende a associação de fácies B, com depósitos areno-conglomeráticos de *outwash* e a parte inferior da associação C, constituída por

diamictitos, arenitos turbidíticos, folhelhos e ritmitos, relacionado a retração dos sistemas deposicionais glácio-marinhos.

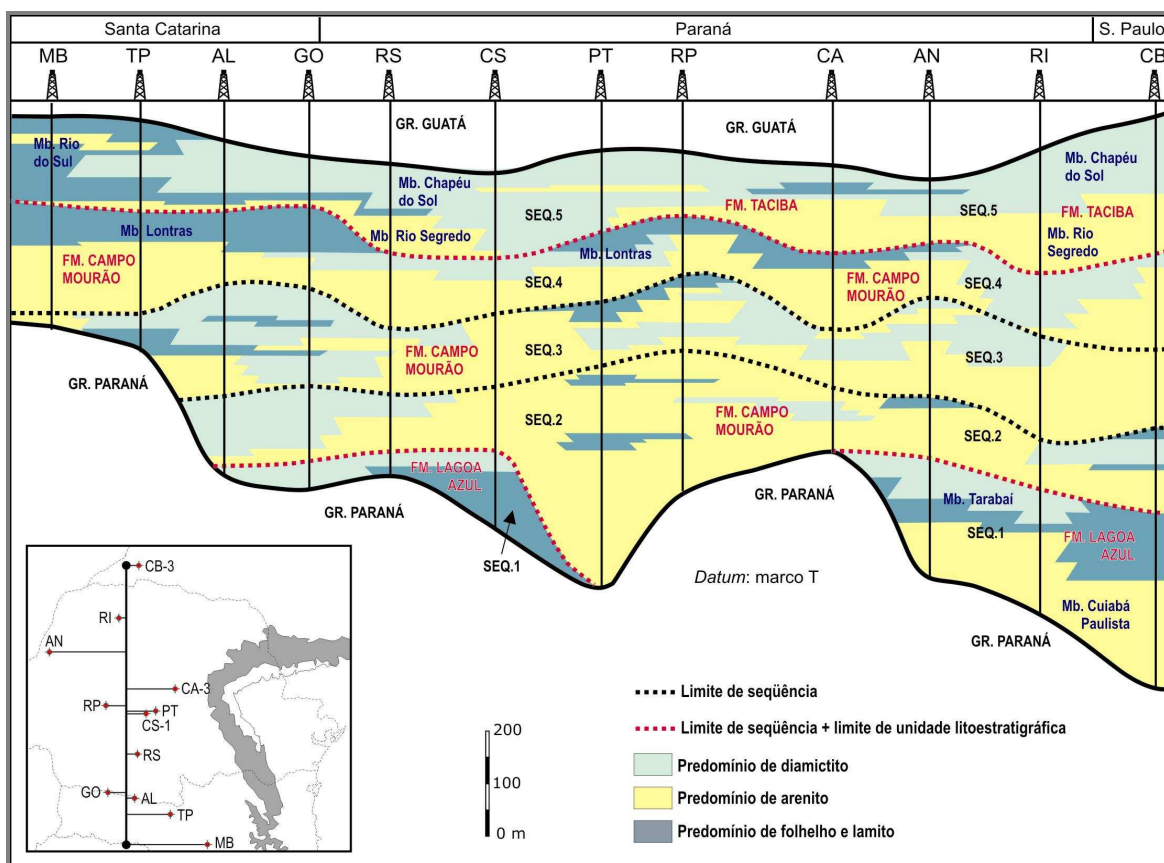


Figura 5.3. Seção regional com a integração entre as seqüências definidas para o Grupo Itararé e sua classificação litoestratigráfica em subsuperfície (Vesely, 2006).

Na Bacia do Paraná a deposição durante o Permocarbonífero, foi controlada inicialmente por sucessivas fases de avanço e recuo de geleiras. Os depósitos gerados e as superfícies que limitam os tratos de sistemas são influenciados pela posição da margem da geleira em relação ao local onde estava ocorrendo a sedimentação.

Após o desenvolvimento da superfície de inundação máxima a sedimentação do Grupo Itararé adquiriu um caráter progradante. Nesse contexto

destaca-se o topo da associação de fácies C e a associação de fácies D, com perfil vertical de granocrescência ascendente, típico de sistemas progracionais. Da base para o topo ocorrem folhelhos, ritmitos, arenitos e diamictitos glácio-marinhos, turbiditos hiperpicnais e depósitos costeiros de frente deltaica e praia.

Tabela 5.1. Resumo das associações de fácies, contexto deposicional e descrição litológica das unidades que compõem o Grupo Itarraré na Bacia do Paraná.

Unidades	Contexto deposicional	Descrição litológica
Porção superior da associação C  Associação de fácies D	Progradação deltaica em condições proglaciais a periglaciais	Folhelhos, ritmitos, arenitos e diamictitos glácio-marinhos (associação C)  Turbiditos hiperpicnais e depósitos costeiros de frente deltaica e praia (associação D)
Associação de fácies B  Porção inferior da associação C	Retração da massa de gelo sob condições glácio-marinhas. Fase de deglaciação com caráter retrogradante	Depósitos arenosos e conglomeráticos de <i>outwash</i> (associação B)  Diamictitos, folhelhos, arenitos turbidíticos, e ritmitos (associação C)
Associação de fácies A	Avanço, estabilização e recuo glacial em contexto subglacial a supraglacial	Diamictitos, conglomerados e arenitos

Fonte: Vesely 2006.

No Grupo Itararé, após o máximo da transgressão marinha no final da fase de deglaciação, a taxa de subida eustática decaiu progressivamente. O aporte sedimentar superou a geração de espaço para acomodação e promoveu a progradação costeira. A margem da geleira situada no continente propiciou o desenvolvimento de sistemas aluviais proglaciais e deltaicos. O degelo promoveu períodos de cheias eventuais com aumento na descarga fluvial e formação de depósitos arenosos associados a fluxos hiperpicnais (Vesely, 2006).

## 5.2 FORMAÇÃO RIO BONITO

A Formação Rio Bonito depositada na Bacia do Paraná durante o Neopermiano, é constituída genericamente por arenitos na base, siltitos na porção média e arenitos finos e siltitos associados a carvão no topo da seqüência deposicional (Schneider *et al.* 1974). A espessura máxima desta unidade é de 269 metros, obtida no poço 1-BN-1-SC (Barra Nova – SC).

White (1908) utilizou o termo “Camada Rio Bonito” para indicar o conjunto de arenitos associados a pelitos e carvão descritas na seção tipo, próximo ao município de Lauro Müller - SC.

Na porção leste da Bacia do Paraná, a Formação Rio Bonito foi dividida em membros denominados Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis por Schneider *et al.* (1974).

O Membro Triunfo, base da unidade, constitui-se de arenitos finos a médios e localmente grossos, com estratificações cruzadas, grãos subarredondados seleção moderada. Siltitos e carvão ocorrem intercalados. Schneider *et al.* 1974 interpretaram que esta unidade esteve sob condições flúvio-deltaica durante a deposição.

O Membro Paraguaçu representa a porção média da formação, consiste de camadas de siltitos e folhelhos intercaladas com arenitos finos e rochas carbonáticas. A sedimentação desta unidade ocorreu sob influência de condições marinhas transgressivas (Schneider *et al.* 1974).

O Membro Siderópolis, topo da Formação Rio Bonito é constituído de camadas de arenito fino a muito fino intercalados com folhelhos carbonosos e camadas de carvão. Essa sucessão de fácies é interpretada como depósitos litorâneos relacionados a um sistema costeiro regressivo.

Em estudos recentes o intervalo Eo-Permiano da Bacia do Paraná tem sido abordado com enfoque à estratigrafia de seqüências (Lopez & Lavina 2001, Holz *et al.* 2002, Holz 1998, 1999, 2003, Zacharias 2004).

O Eo-Permiano da Bacia do Paraná foi um período de transgressões marinhas relacionados ao aumento relativo no nível do mar num contexto de 2ª



ordem conforme a definição de Vail *et. al* (1977), com curtos episódios regressivos, que caracterizam eventos de 3ª ordem (Zalán *et al.* 1990).

Holz (2003) propôs um arcabouço estratigráfico regional de terceira ordem para a Formação Rio Bonito na Região Sul do Brasil. O arcabouço estratigráfico proposto inclui depósitos flúvio-deltaicos e depósitos associados à pântanos, com camadas de carvão intercaladas, seguido de depósitos costeiros rasos (Figura 5.4).

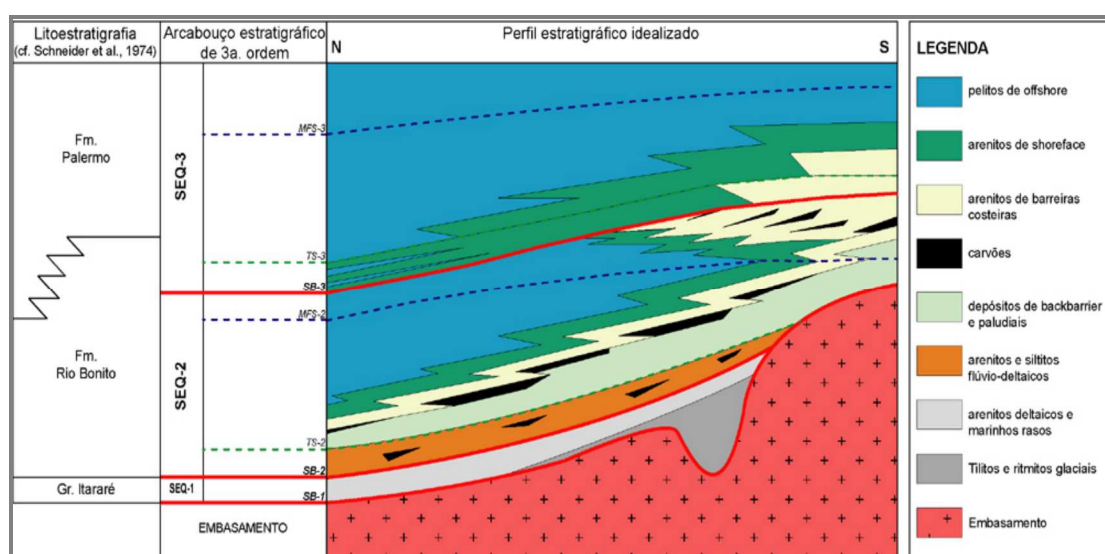


Figura 5.4. Arcabouço estratigráfico regional da Formação Rio Bonito na região sul (Holz 2003).

A seqüência 2 definida por Holz (2003) e a porção basal seqüência 3 correspondem à Formação Rio Bonito. As demais porções da seqüência 3 referem-se à Formação Palermo. A seqüência 2 apresenta quatro grandes sistemas deposicionais: (1) depósitos de leques aluviais, (2) depósitos flúvio-deltaicos, (3) depósitos estuarino lagunares e (4) depósitos marinho rasos. A seqüência 3 é representada por depósitos marinho rasos (*shoreface* médio a offshore). O limite de entre a seqüência 1, relacionada à sedimentação glacio-marinha e glacio-continental (Grupo Itararé) e a seqüência 2 (base da Formação Rio Bonito), corresponde a uma discordância frequentemente erosiva.

No modelo apresentado por Zacharias (2004), a deposição inicial da Formação Rio Bonito é relacionada ao preenchimento de vales incisos e

desenvolvimento de um sistema estuarino e culmina com depósitos marinhos rasos. Nesse contexto a Formação Rio Bonito representa uma seqüência deposicional de terceira ordem, formada pelos tratos de sistema de mar baixo (TSMB), tratos de sistema transgressivo (TST) e tratos de sistema mar alto (TSMA). No modelo evolutivo proposto para Formação Rio Bonito, os tratos de sistema de mar baixo, transgressivo e mar alto foram definidos considerando a deposição em sistemas estuarinos, desde a geração até o preenchimento de vales incisos (Zacharias 2004). A autora estabeleceu correlação entre a litoestratigrafia e as seqüências deposicionais na região nordeste do Estado do Paraná. As Associações de Fácies 1 e 2 foram relacionadas ao Membro Triunfo, depositadas durante o trato de sistemas de mar baixo. As Associação de Fácies 3 e 4 correspondem ao Membro Paraguaçu, depositadas durante o trato de sistema transgressivo e mar alto. O Membro Siderópolis é correlato a Associação de Fácies 5 depositada durante o trato de sistema de mar alto (Tabela 5.2).

Tabela 5.2. Nomenclatura litoestratigráfica, associações de fácies e tratos de sistema deposicionais da Formação Rio Bonito na região nordeste do Estado do Paraná.

Litoestratigrafia	Associações de fácies	Tratos de sistema
Mb. Siderópolis	Porção superior da associação de fácies 4 e associação de fácies 5	TSMA
Mb. Paraguaçu	Associações de fácies 3 e porção inferior da associação de fácies 4	TST
Mb. Triunfo	Associação de fácies 1 e 2	TSMB

Fonte: Zacharias 2004.

O preenchimento sedimentar dos vales incisos é condicionado pelos processos deposicionais que ocorrem no trato de sistemas de mar baixo e no trato de sistema transgressivo. A incisão dos vales é característica do trato de mar

baixo, decorrente do rebaixamento do nível do mar. No trato transgressivo as fases de afogamento constituem a principal fase de preenchimento sedimentar iniciada no final do trato de mar baixo.

Neste contexto a Formação Rio Bonito é representada na área de estudo por cinco associações de fácies. A associação de fácies 1, constituída por conglomerados e arenitos feldspáticos, refere-se aos primeiros depósitos de preenchimento de vales incisos durante o desenvolvimento do trato de sistemas de mar baixo inicial (Figura 5.5A). Com a subida do nível do mar e aumento do espaço de acomodação, fácies basais, são sucedidas por fácies estuarinas, depositadas durante o trato de sistemas transgressivos, representadas pelas associações de fácies 2, 3 e base da associação de fácies 4 (Figuras 5.5B, 5.5C e 5.5D). A associação de fácies 2 é constituída por arenitos grossos a conglomeráticos com clastos e *drapes* de argila relacionados a canais de maré e canais fluviais (Figura 5.5B). A base da associação de fácies 3 é representada por lamitos, folhelhos ricos em matéria orgânica vegetal e camadas descontínuas de carvão. Os depósitos são relacionados ao preenchimento da zona central do estuário. A associação de fácies 3 culmina com camadas de lamitos, calcários e arenitos, relacionada a fase final do preenchimento da zona central do vale inciso (Figura 5.5C). A deposição dessas associações de fácies num contexto geral é influenciada por correntes de maré e representam depósitos característicos de canais de maré, canais fluviais e ilhas barreiras. A base da associação de fácies 4 é constituída de arenitos quartzosos relacionados a barras de desembocadura, ilhas barreiras e deltas de maré de enchente e culminam o preenchimento do vale inciso (Figura 5.5D). A porção superior da associação de fácies 4 e associação de fácies 5, são depósitos não confinados ao vale inciso, constituem depósitos marinho rasos de plataforma e barras litorâneas desenvolvidos durante o trato de sistema de mar alto (Figuras 5.5D e 5.5E).

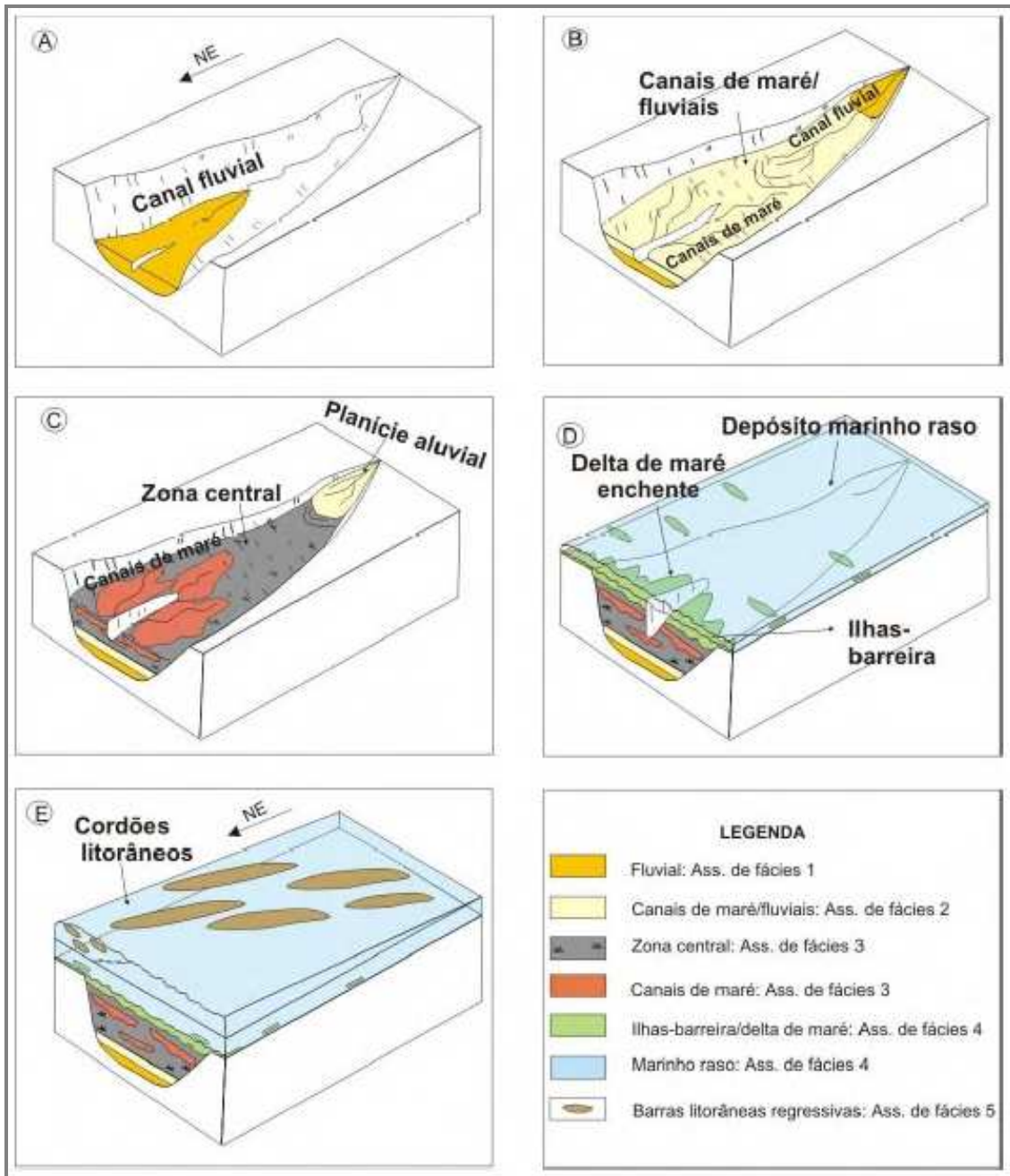


Figura 5.5. A. Depósitos de canal fluvial, B. Depósitos de canais fluviais e canais de maré, C. Depósitos estuarinos da porção central do estuário, D. Depósitos de deltas de maré de enchente e depósitos marinho rasos, E. Depósitos de barras litorâneas. (Modelo deposicional proposto por Zacharias 2004, para Formação Rio Bonito no nordeste do Estado do Paraná).

Os arenitos que compõem a associação de fácies 5, constituídos essencialmente por quartzo com boa seleção granulométrica, foram interpretados como depósitos influenciados por condições litorâneas de antepraia (*foreshore*) e face de praia (*shoreface*).

Níveis conglomeráticos que ocorrem nos contatos entre as associações de fácies 1 e 2 foram interpretadas como superfícies de retabalamento por correntes de maré associadas a superfícies transgressivas (Zacharias 2004). Condições transgressivas permanecem após o preenchimento do sistema estuarino, representadas pelos depósitos plataformais marinho rasos. Na porção intermediária da associação de fácies 4, ocorre intercalação de camadas argilosas e camadas de calcário, interpretada como uma superfície de inundação máxima (SIM). A superfície de inundação máxima registra o início do trato de sistemas de mar alto, com empilhamento progradacional, constituído por sistemas marinho rasos, fluviais e costeiros.

## **6 PROCESSOS DIAGENÉTICOS**

A análise da evolução diagenética em arenitos é utilizada para compreender a distribuição da porosidade em reservatórios de hidrocarbonetos, considerando que as alterações diagenéticas controlam as vias preferenciais de fluxo e que a porosidade inicial dos arenitos pode ser reduzida ou eliminada em decorrência de processos diagenéticos.

A diagênese abrange os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem após a deposição dos sedimentos. Estes processos são ativos durante a evolução da bacia e relacionam-se entre outros fatores à temperatura, pressão e química dos fluidos durante a história deposicional, soterramento e soerguimento (Figura 6.1).

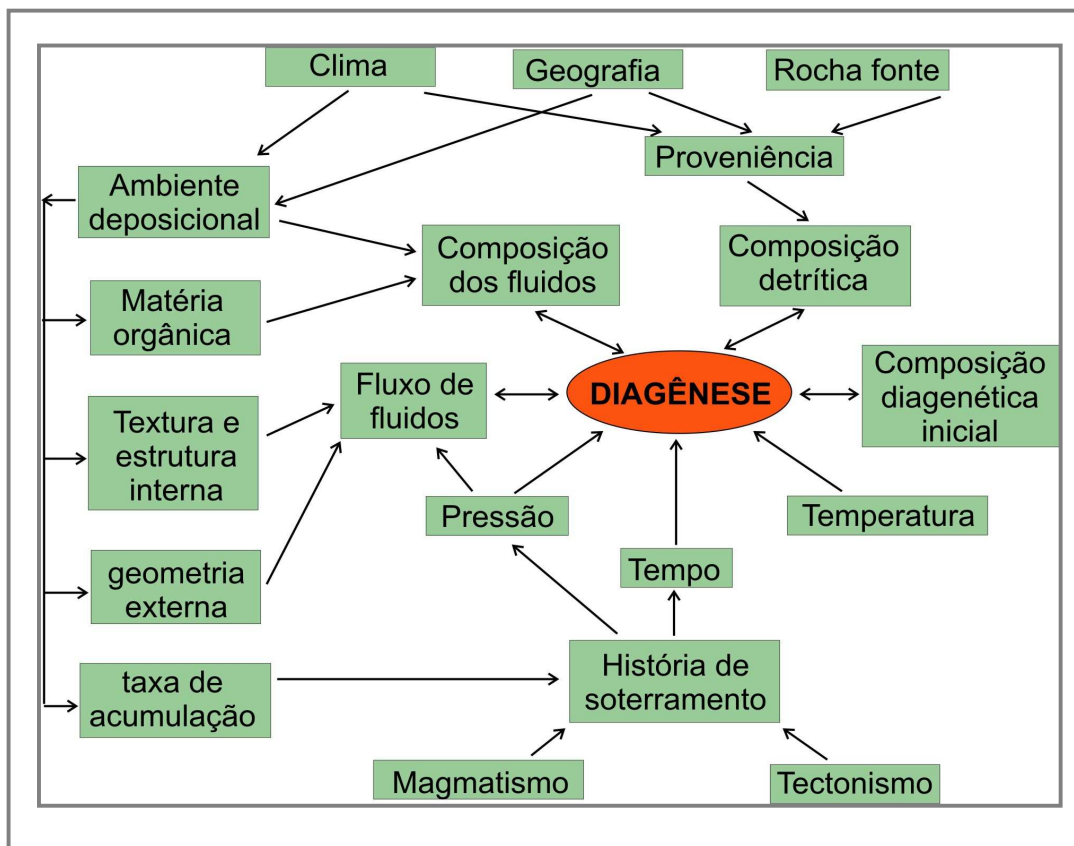


Figura 6.1. Interação de parâmetros que influenciam na diagênese clástica (De Ros 1996).

Com base na temperatura e profundidade de soterramento são reconhecidos três estágios diagenéticos denominados eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (Schmidt & McDonald, 1979; Morad *et al.*, 2000).

Morad *et al.* 2000, apresentaram um modelo geral da distribuição espacial e temporal das alterações diagenéticas, fluxo de fluidos e transferência de massa em uma bacia (Figura 6.2).

A eodiagênese inclui os processos controlados pelo ambiente deposicional, desde próximo a superfície até aproximadamente 2 km de profundidade, com temperatura em torno de 70°C. De acordo com Morad *et al.* (2000), os processos eodiagenéticos são influenciados por mudanças relativas do nível do mar, fácies deposicionais e pela interação entre fluidos.

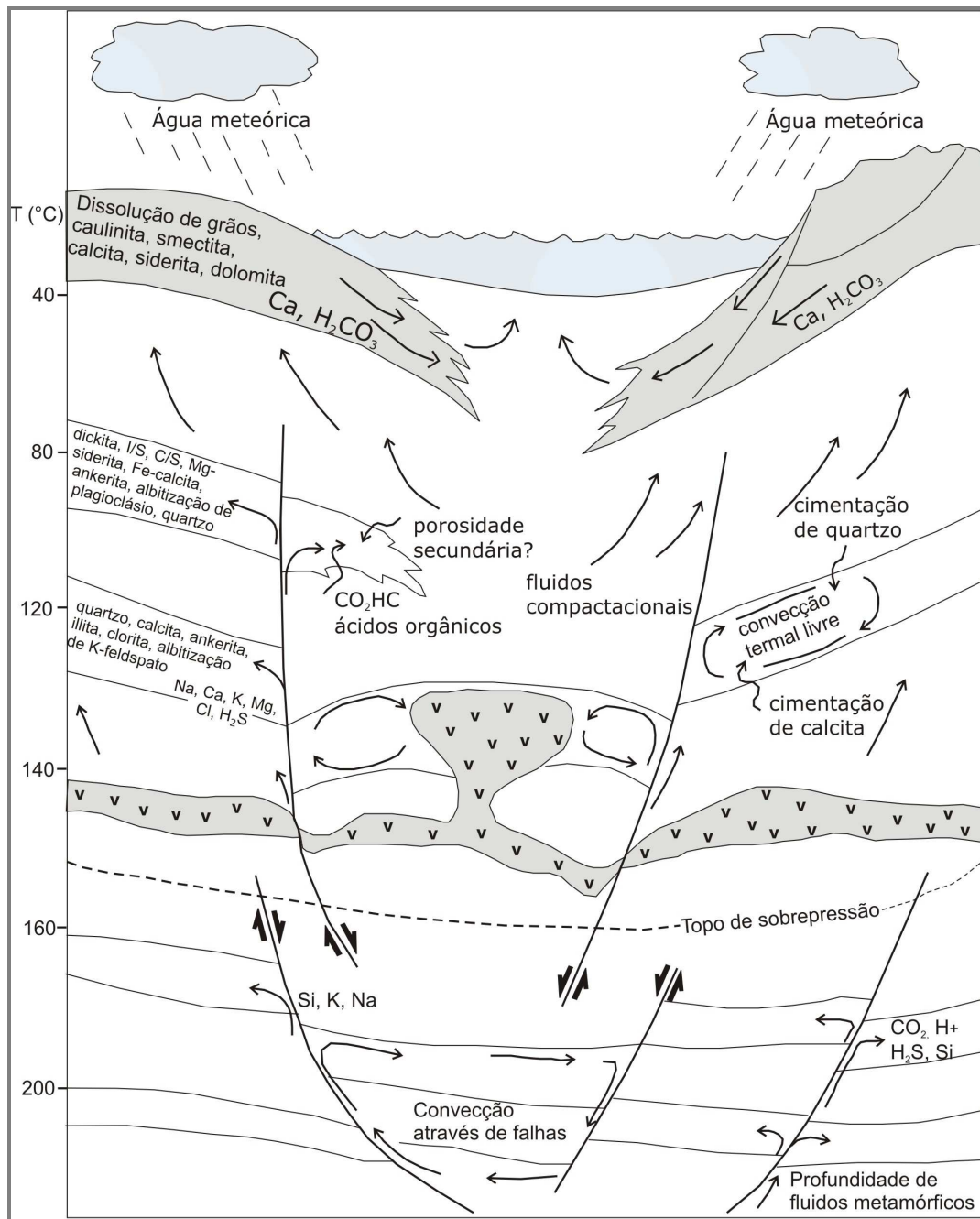


Figura 6.2. Alterações diagenéticas, fluxo de fluidos e transferência de massa em uma bacia hipotética (modificado de Morad *et al.* 2000).

As alterações diagenéticas em sedimentos continentais são controladas por condições climáticas, padrões de fluxo de fluidos e fácies deposicionais.

Sob condições climáticas quentes e úmidas, sedimentos fluviais proximais são submetidos à percolação de águas meteóricas, que causa a dissolução dos componentes detríticos instáveis tais como fragmentos líticos, feldspatos e micas, além da precipitação de caolinita. A distribuição e quantidade de caolinita são controladas pela abundância de grãos detríticos instáveis e pela condutividade hidráulica da unidade arenosa (Morad *et al.* 2000).

Em condições climáticas áridas e semi-áridas em fácies distais, fluvio-lacustres e interdunas, o fluxo de água meteórica é limitado, conduzindo à formação de argilas esmectitas, óxidos e hidróxidos de ferro, sulfatos, feldspato potássico, zeólitas, calcretes, dolocretes e silcretes. A precipitação de dolomita e calcita pode ocorrer devido às variações na composição da água nas zonas freática e vadosa. Siderita ocorre com frequência como cimento em sedimentos siliciclásticos lacustrinos e fluviais.

Em sedimentos marinhos e transicionais, a eodiagênese é influenciada por mudanças do nível do mar, fácies deposicionais e pela extensão da zona de mistura entre fluidos marinhos e meteóricos. A magnitude das alterações eodiagenéticas é condicionada pelo clima, permeabilidade e propriedades hidráulicas das unidades. Nas zonas influenciadas por marés, os fluidos dos poros são de origem mista, marinha e meteórica. Na região da plataforma os processos eodiagenéticos são controlados por fluidos marinhos estacionários, transferidos por difusão.

As alterações eodiagenéticas as mais comuns em sedimentos marinhos e transicionais incluem a precipitação de silicatos de ferro tais como bertierina, glauconita e nontronita. Os sulfetos na forma de pirita microcristalina e framboidal são cimentos comuns em regiões anóxicas e ocorrem preferencialmente em sedimentos ricos em matéria orgânica. A calcita é o principal cimento carbonático nestas condições e relaciona-se à evaporação da água do mar. Outros cimentos eogenéticos de carbonato incluem dolomita, siderita, rodocrosita e magnesita. Em sabkhas costeiras, os sedimentos siliciclásticos são cimentados predominantemente por anidrita, gipsita, barita, calcita, dolomita.



A mesodiagenese ocorre a partir de 2 km até cerca de 5 a 7 km de profundidade, com variações de 70°C a 200°C de temperatura (Morad *et al.* 2000). As modificações mesodiagenéticas coincidem com o início da compactação química, reações de transformação de argilominerais, aumento da cimentação por quartzo e alteração térmica da matéria orgânica.

Após a fase principal da compactação mecânica e início da compactação química, a temperatura e os fluidos da bacia exercem maior controle sobre as alterações diagenéticas. A evolução química e isotópica dos fluidos ocorre durante soterramento progressivo. Além do fraturamento contínuo dos grãos detríticos, ocorrem várias modificações diagenéticas, tais como a cimentação, transformação mineral, dissolução de grãos e cimentos e compactação química. A transformação mineral atinge principalmente os minerais da argila e os feldspatos detríticos. Os principais fatores que condicionam as alterações mesodiagenéticas são a extensão e distribuição das alterações eodiagenéticas, tempo de residência em determinadas condições de pressão e temperatura e maturação térmica da matéria orgânica e formação dos ácidos orgânicos nos folhelhos próximos.

A telodiagenese refere-se aos processos diagenéticos em unidades sedimentares submetidas a eodiagenese e mesodiagenese que são soerguidas e sofrem influências de fluxos meteóricos (Morad *et al.*, 2000).

Entre os fatores que controlam a distribuição da extensão dos processos telodiagenéticos incluem o grau de soerguimento, clima, percentual de porosidade e permeabilidade perdida nos estágios eodiagenéticos e mesodiagenéticos, presença ou ausência de camadas argilosas impermeáveis, presença de falhas, duração da exposição às condições superficiais e composição mineral.

As alterações telodiagenéticas ocorrem próximas a áreas soerguidas. São mais evidentes em arenitos mineralogicamente imaturos com boa condutividade hidráulica, principalmente sob influência de clima úmido. As modificações telogenéticas mais importantes produzidas pelo fluxo de água meteórica em seqüências siliciclásticas incluem a dissolução de grãos instáveis como feldspatos, micas, fragmentos de rocha, minerais pesados e cimentos carbonáticos.

## 6.1 EODIAGÊNESE E SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS

A relação entre a diagênese siliciclástica e a estratigrafia de seqüências permite melhor compreensão dos parâmetros que controlam a distribuição das alterações diagenéticas e a predição da qualidade de reservatórios.

As transgressões e regressões, controladas principalmente por mudanças relativas do nível do mar e taxas de sedimentação, promovem mudanças na composição química dos fluidos eodiagenéticos. O tempo de duração dos ciclos transgressivos ou regressivos controlam a intensidade das reações diagenéticas e a composição detrítica dos arenitos (Zuffa *et al.* 1995).

Durante os tratos transgressivos e mar alto ocorre grande produção de carbonatos e os arenitos depositados nestas condições têm grande possibilidade de serem cimentados por carbonatos. Ao contrário, durante a exposição da plataforma por queda do nível do mar, a produção do carbonato é mínima, o intemperismo químico é mais efetivo do que a erosão e os sedimentos siliciclásticos predominam.

Durante as transgressões ocorre a migração das zonas de fluidos marinhos, mistos ou meteóricos em direção à bacia. As alterações eodiagenéticas devido às regressões forçadas, relacionadas à queda do nível do mar, tendem a ser localizados próximas à descontinuidades. As alterações eodiagenéticas durante a regressão normal, relacionadas ao aumento de suprimento sedimentar, localizam-se nas zonas de suprimento sedimentar elevado ou onde o espaço de acomodação é relativamente baixo. Em períodos de regressão forçada, ocorre ampliação das áreas de recarga meteórica uma vez que extensas áreas são expostas na plataforma, isto promove o fluxo de água meteórica em sedimentos marinhos rasos e podem chegar até turbiditos de água profunda (Hayes & Boles 1992). O fluxo de água meteórica durante a regressão ocasiona a dissolução de silicatos e cimentos, bem como a precipitação de caolinita e cimentos carbonáticos.

Durante os tratos transgressivos, ocorre aumento relativo do nível do mar, ampliação de espaço de acomodação e limitação das áreas de recarga de fluidos

meteóricos. Quando as superfícies transgressivas coincidem com os limites de seqüências, ocorre mistura dos fluidos marinhos e meteóricos, favorecendo a precipitação de dolomita (Taylor *et al.* 1995). A cimentação carbonática ocorre próxima às superfícies de máxima inundação em sedimentos continentais, quando sedimentos de barras fluviais do topo do trato de sistema transgressivo são retrabalhadas por processos costeiros e no topo de depósitos de vales incisos (Taylor *et al.* 1995).

## **6.2 MESODIAGÊNESE E HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO**

Os controles que afetam a qualidade dos reservatórios arenosos são complexos e dependem da interação de vários fatores atuantes durante a evolução da bacia. Um exemplo da interação de parâmetros que influenciam na diagênese clástica é a história de soterramento, a qual depende da pressão, temperatura e fluxo de fluidos e é influenciada pela tectônica, magmatismo e taxa de sedimentação (Stonecipher *et al.* 1984).

As profundidades de soterramento superiores a 2 Km relacionam-se às transformações mesodiagenéticas, as quais podem variar consideravelmente dependendo da história de soterramento e história térmica da bacia.

As alterações mesodiagenéticas podem ser diferenciadas conforme a profundidade de soterramento e temperatura. Podem ser rasas, relacionadas a profundidade de soterramento entre 2 a 3 Km e temperatura entre 70 a 100 °C ou podem ser profundas, com soterramento superior a 3 Km e temperatura acima de 100 °C (Morad *et al.* 2000).

A compactação mecânica, relacionada ao início da mesodiagênese ocorre em resposta ao aumento da pressão de soterramento na medida em que ocorre o incremento de profundidade. Entre os produtos gerados nesta fase destacam-se a rotação e fraturamento de grãos rígidos, tais como quartzo e esmagamento de grãos dúcteis, tais como intraclastos argilosos.

No estágio mesodiagenético raso destaca-se a precipitação de cimentos carbonáticos, tais como calcita, anquerita, siderita e magnesita. Precipitação de dickita e substituição de caolinita por dickita ocorrem com freqüência. Nesta fase ocorre progressiva transformação de esmectita detrítica em camadas mistas illita/esmectita (I/S) ou clorita/esmectita (C/S).

Na mesodiagênese profunda os arenitos podem diminuir significativamente a porosidade e permeabilidade. A redução da porosidade por compactação é relacionada à história de soterramento da bacia. Entre os parâmetros que influenciam na redução de porosidade em arenitos durante a compactação estão a idade, relacionada ao tempo de residência em determinada profundidade, conteúdo de quartzo detrítico, seleção e profundidade máxima de soterramento (Scherer 1987).

A compactação química é característica do estágio mesodiagenético mais avançado e relaciona-se à dissolução por pressão dos grãos ao longo de seus contatos tangenciais, onde a concentração de tensões é máxima. Os grãos de quartzo geralmente são mais suscetíveis a este processo e desenvolvem contatos intergranulares côncavo-convexos e suturados com o aumento da profundidade de soterramento.

A dissolução por pressão é uma das fontes prováveis para a cimentação por crescimentos sintaxiais quartzo em arenitos de unidades soterradas a grandes profundidades. Os crescimentos sintaxiais desenvolvem-se em torno dos grãos de quartzo e comprometem a qualidade dos reservatórios arenosos pela redução da porosidade e conexão entre os poros (De Ros & Moraes 1984).

Em algumas seqüências, há o desenvolvimento de porosidade secundária por dissolução de grãos e cimentos. O dióxido de carbono gerado como produto da maturação termal orgânica nos folhelhos adjacentes e as reações com ácidos carboxílicos durante a maturação termal da matéria orgânica são os principais mecanismos utilizados para explicar a dissolução de grãos e cimentos em arenitos durante a mesodiagênese (Bloch 1994).

## 7 HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO DA BACIA DO PARANÁ

A história de soterramento e de compactação da coluna sedimentar, obtida por correlações estratigráficas, espessura das formações e estimativas da erosão, bem como a aplicação da técnica de *backstripping* possibilitou a determinação de taxas médias de subsidência total e tectônica das unidades que compõem a Bacia do Paraná. Os resultados obtidos evidenciam quatro fases de subsidência e a influência tectônica no contexto deposicional (Figuras 7.1, 7.2, 7.3, 7.4 e 7.5). As curvas de subsidência representam um padrão tectono-estratigráfico localizado para cada poço, porém as análises integradas de várias curvas de subsidência e a constatação de padrões que se repetem nos gráficos de história de soterramento auxiliam na compreensão da evolução regional das bacias sedimentares.

Na primeira fase de subsidência destaca-se a deposição da seqüência Rio Ivaí (Ordoviciano), que corresponde à sedimentação inicial da Bacia do Paraná. Entre a deposição desta seqüência e a próxima, denominada Seqüência Paraná, há um hiato de aproximadamente 12 Ma. Esta fase de subsidência relaciona-se com a Orogenia Oclóyica (460-435Ma) (Milani 2004).

A segunda fase de subsidência corresponde a deposição da Seqüência Paraná, representada pelas formações Furnas e Ponta Grossa, no Devoniano, com espessura máxima de 850m. A Orogenia Pré-Cordilheirana (370-400 Ma) influenciou esta fase de subsidência (Milani 2004). Entre a deposição da Seqüência Paraná e a seguinte há uma superfície discordante com hiato de aproximadamente 50M.

A terceira fase de subsidência, do Permocarbonífero até o início do Triássico é marcada pela deposição da Seqüência Gondwana I, com espessura total da seqüência em torno de 2400m. A história de soterramento do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito tem início nesta fase. O Grupo Itararé constitui uma sucessão sedimentar depositada do Neocarbonífero ao Eopermiano, que pode chegar a 1500m de espessura registrada na porção central da bacia. A Formação Rio Bonito é constituída por uma sucessão sedimentar com espessura máxima em torno de 150m, depositada durante o Neo permiano. Esta fase de

subsidiência foi influenciada pela Orogenias Chánica (340 e 320 Ma) e Orogênia San Rafaélica ou Cabo-La Ventana (280-250Ma) (Milani 2004). Após a deposição da Seqüência Gondwana I, desenvolveu-se uma superfície discordante com hiato de aproximadamente 100 Ma, que expôs os sedimentos do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito a eventos erosivos.

A quarta fase de subsidiência durante o Neojurássico ao Eocretáceo foi influenciada pela sobrecarga, decorrente do magmatismo basáltico que afetou a Bacia do Paraná e corresponde à Seqüência Gondwana III. Esta fase de subsidiência da bacia relaciona-se ao Evento de abertura do Atlântico Sul. Após aproximadamente 13 Ma do final da fase de magmatismo, depositou-se a Seqüência Bauru, com espessura aproximada de 300m.

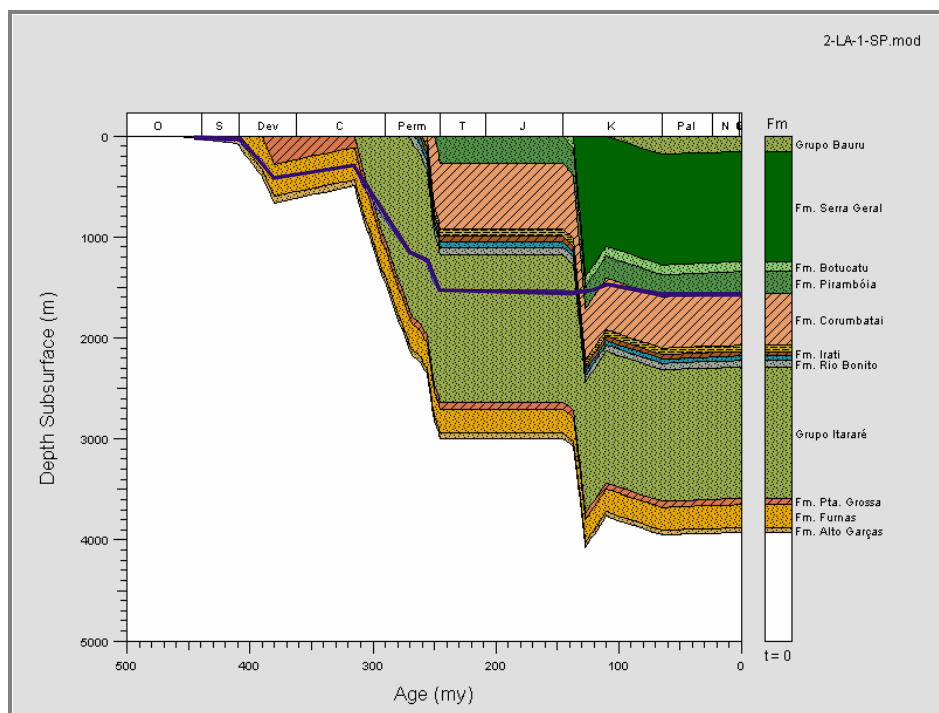


Figura 7.1. História de soterramento da Bacia do Paraná com dados estratigráficos do Poço 2-LA-1-SP (Coordenadas UTM X=521420; Y=7605415). A linha azul corresponde a subsidiência tectônica, obtida com a técnica de *backstripping*.

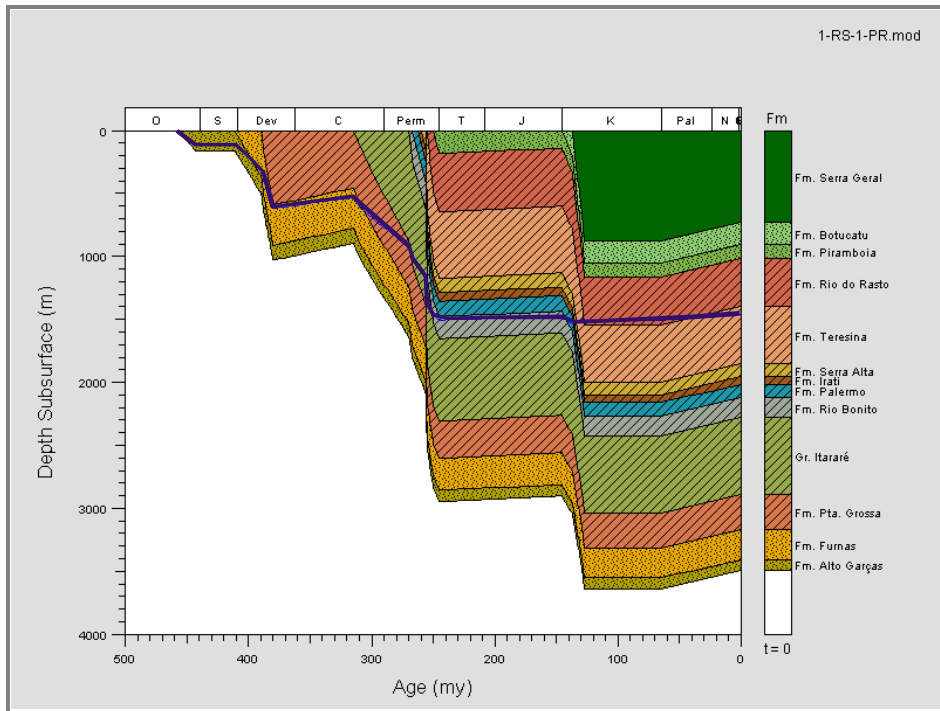


Figura 7.2. História de soterramento da Bacia do Paraná com dados estratigráficos do Poço 1-RS-1-PR (Coordenadas UTM X=387965; Y=7156938). A linha azul corresponde a subsidência tectônica, obtida com a técnica de *backstripping*.

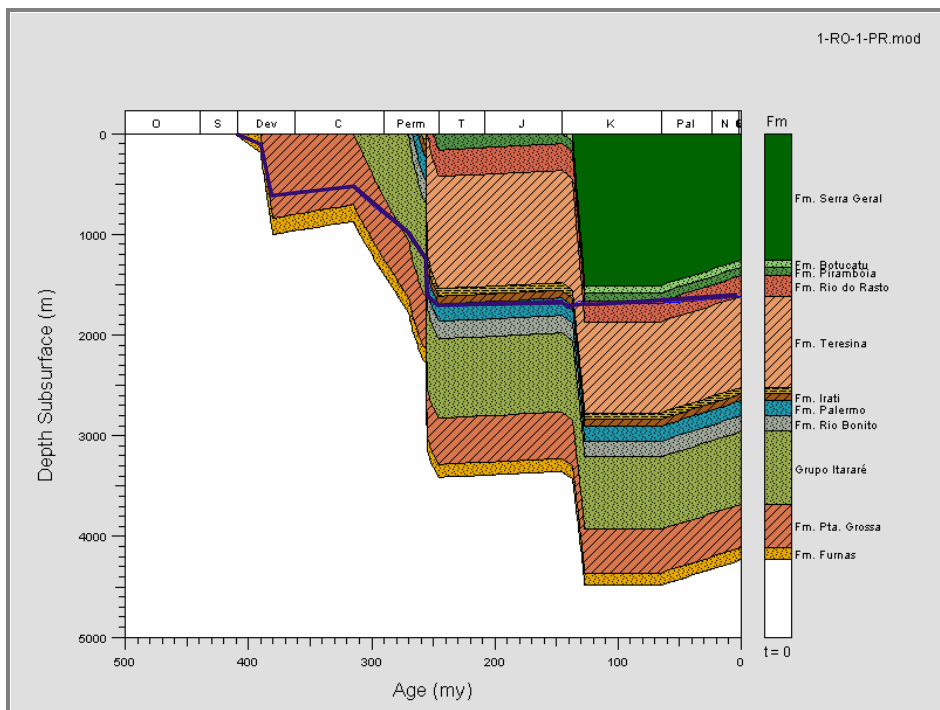


Figura 7.3. História de soterramento da Bacia do Paraná com dados estratigráficos do Poço 1-RO-1-PR (Coordenadas UTM X=373786; Y=7277717). A linha azul corresponde a subsidência tectônica, obtida com a técnica de *backstripping*.

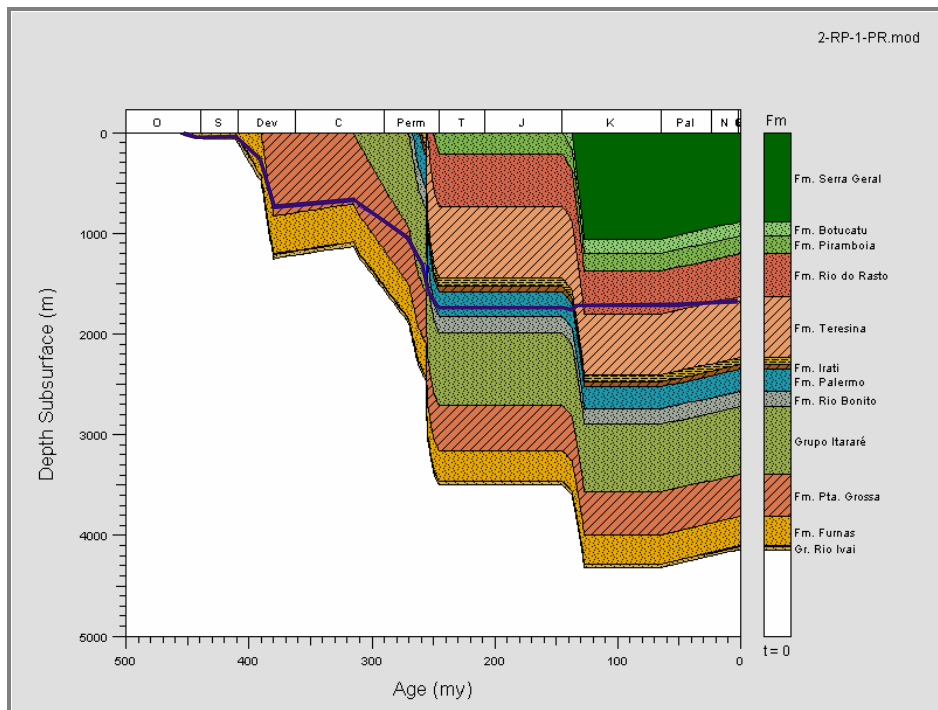


Figura 7.4. História de soterramento da Bacia do Paraná com dados estratigráficos do Poço 2-RP-1-PR (Coordenadas UTM X=326056; Y=7252957). A linha azul corresponde a subsidência tectônica, obtida com a técnica de *backstripping*.

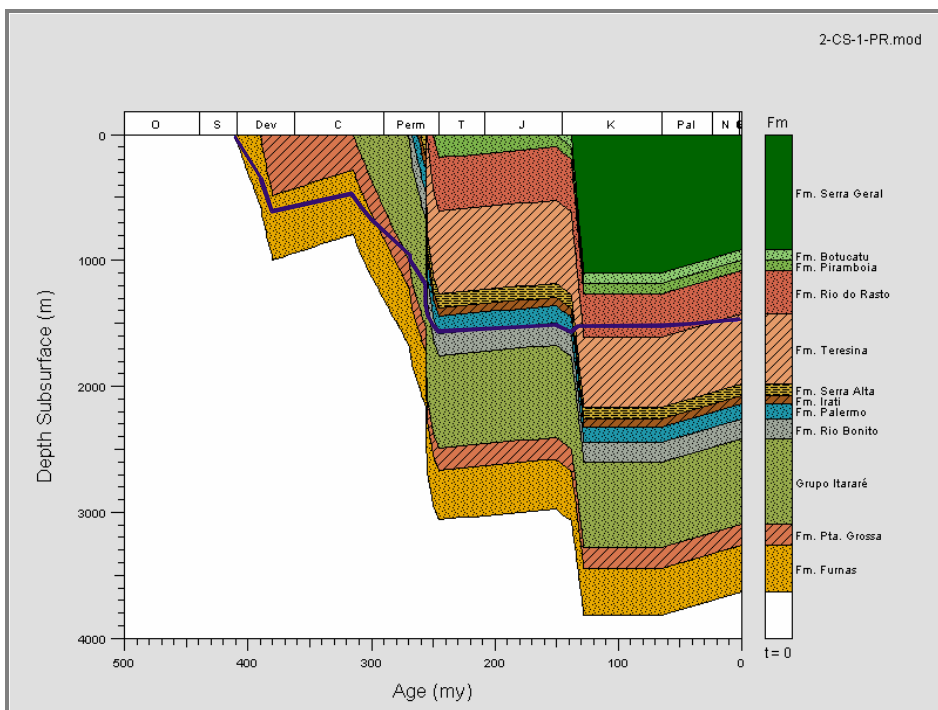


Figura 7.5. História de soterramento da Bacia do Paraná com dados estratigráficos do Poço 2-CS-1-PR (Coordenadas UTM X=402340; Y=7238641). A linha azul corresponde a subsidência tectônica, obtida com a técnica de *backstripping*.



## 7.1 HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO DO GRUPO ITARARÉ

O Grupo Itararé apresenta espessura máxima de aproximadamente 1500m e profundidade de soterramento em torno de 4000m (Figuras 7.1, 7.2, 7.3, 7.4 e 7.5). No depocentro da bacia a profundidade de soterramento do Grupo Itararé pode chegar a 5000m. A sedimentação desta unidade iniciou no período Carbonífero, com a deposição de sedimentos sob influência glacial formando um conjunto heterogêneo de fácies deposicionais.

De acordo com os gráficos da história de soterramento obtidos neste estudo, a Bacia do Paraná foi afetada por quatro fases de subsidência do Ordoviciano ao Eocretáceo. A história de soterramento do Grupo Itararé do Neocarbonífero ao Eopermiano iniciou durante a terceira fase de subsidência da bacia, com registro de uma sucessão sedimentar que pode chegar a 1500m de espessura na porção central da bacia. Após esta fase de subsidência houve um período de exposição e erosão com duração em torno de 100 Ma. Durante o Neojurássico ao Eocretáceo as seqüências que compõem o Grupo Itararé foram influenciadas pela quarta fase de subsidência da bacia, acentuada pela sobrecarga exercida pelo magmatismo basáltico que afetou a Bacia do Paraná. A Seqüência Bauru, com espessura aproximada de 300m foi depositada após a fase de magmatismo.

Durante a deposição da seqüência permocarbonífera ocorreram as maiores taxas de subsidência na Bacia do Paraná (Quintas *et al.* 1999). Quanto ao tempo de residência sob condições de soterramento efetivo, os gráficos da história de soterramento obtidos em poços localizados em porções mais profundas da bacia mostram que o Grupo Itararé atingiu o estágio mesodiagenético, com profundidade de soterramento aproximada de 2000m, no Permiano. Nestes poços a evolução da história de soterramento evidencia que ao atingir profundidade próxima a 2000m, o Grupo Itararé permaneceu sob estas condições diagenéticas durante o Triássico e Jurássico. Após a deposição da Seqüência Gondwana ocorrem registros de uma superfície discordante com hiato de aproximadamente 100 Ma. Porém, ainda durante o Triássico e Jurássico nas porções mais rasas da

bacia, o Grupo Itararé encontrava-se em menor profundidade de soterramento. Com os dados do poço 2-LA-1-SP (Figura 7.6) e adjacentes, observa-se que durante o Triássico e Jurássico parte dos arenitos do Grupo Itararé estiveram sob influência de fluxo de fluidos meteóricos, principalmente nas camadas superiores. Nestes poços o Grupo Itararé atingiu o estágio mesodiagenético no início do Cretáceo, quando a subsidência da bacia foi acentuada pela sobrecarga decorrente do magmatismo.

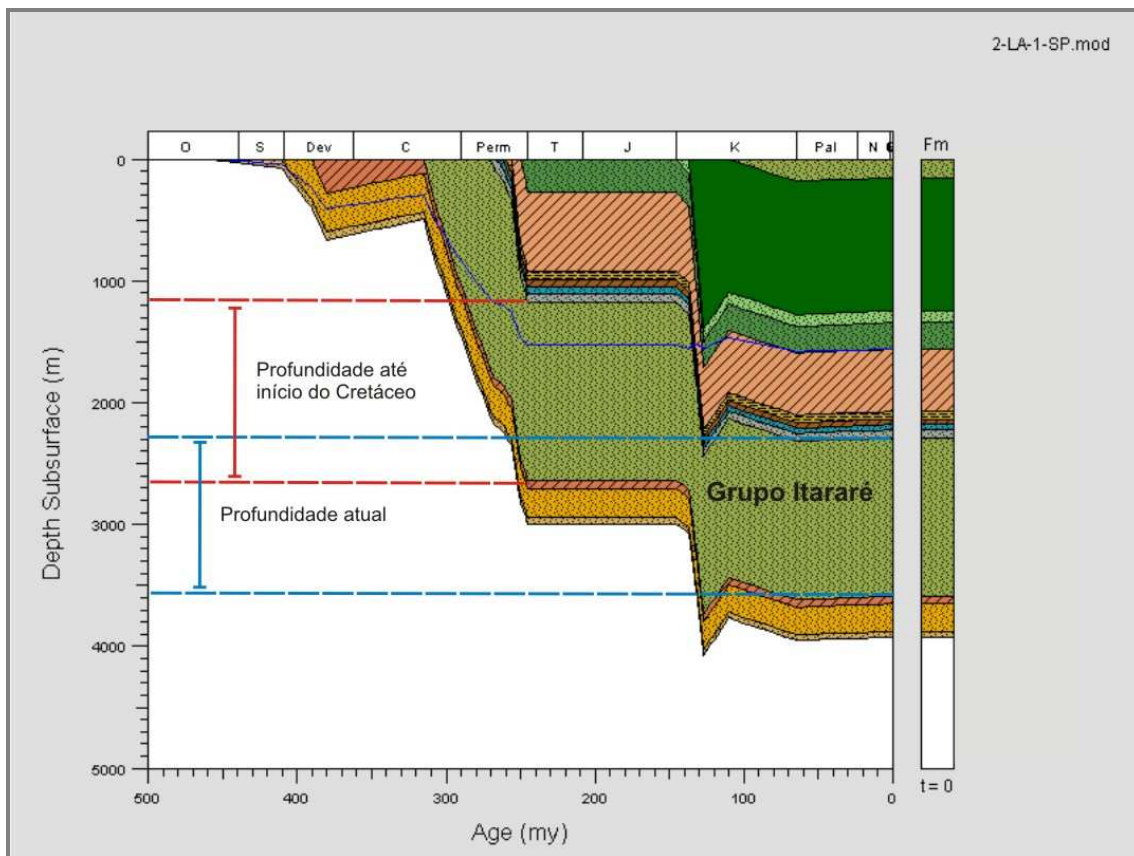


Figura 7.6. História de soterramento da Bacia do Paraná com ênfase no soterramento do Grupo Itararé no Poço 2-LA-1-SP.

## 7.2 HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO DA FORMAÇÃO RIO BONITO

A Formação Rio Bonito apresenta espessura máxima de aproximadamente 150m e profundidade de soterramento em torno de 3000m, mas pode chegar até 4000m no depocentro (Figura 7.7). A sedimentação dessa unidade ocorreu durante o Neopermiano, após a deposição do Grupo Itararé. A história de soterramento da Formação Rio Bonito iniciou durante a terceira fase de subsidência da Bacia do Paraná.

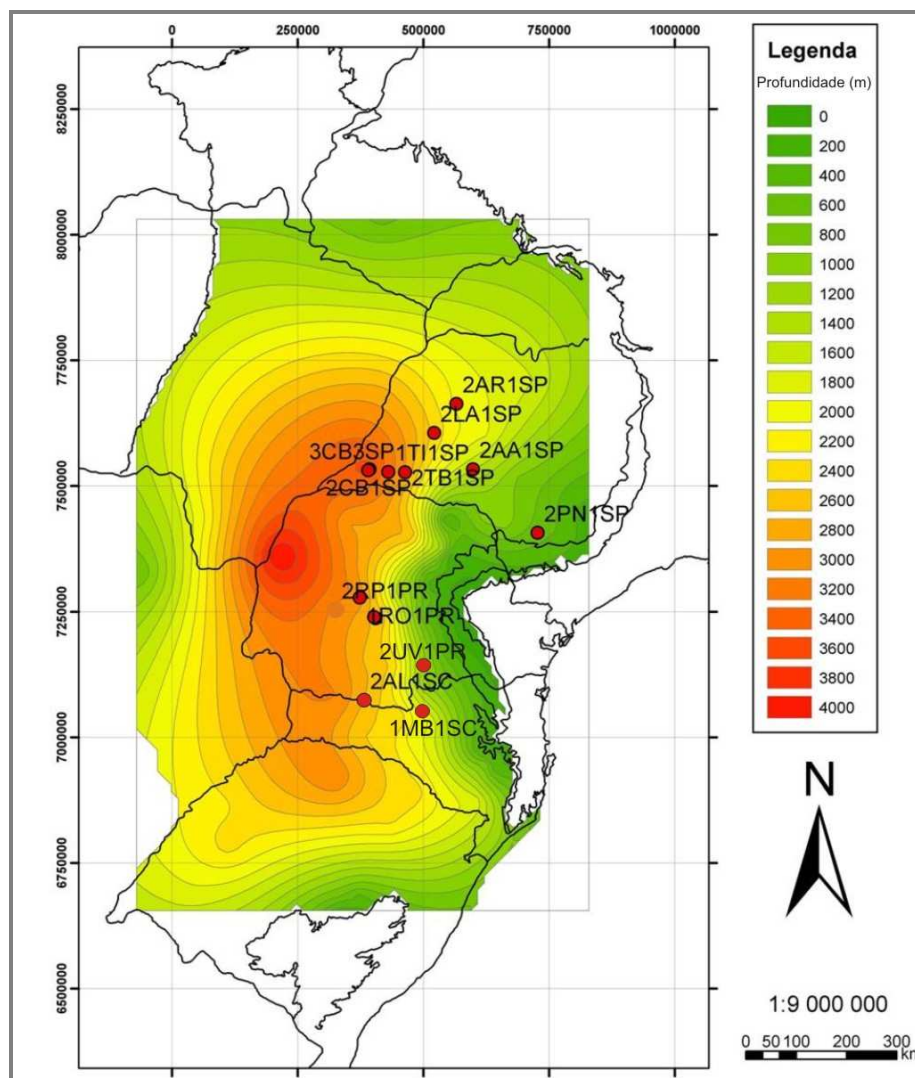


Figura 7.7. Profundidade da Formação Rio Bonito na Bacia do Paraná, com a localização dos poços estudados. Fonte: Banco de dados do Projeto SPHERA.

A deposição dessa unidade foi influenciada pelo peso dos sedimentos depositados durante o ciclo transgressivo-regressivo subsequente (Zalán *et al.* 1987). Após esta fase de subsidência houve um período de exposição e erosão com duração em torno de 100 Ma. A quarta fase de subsidência da Bacia do Paraná relacionada à sobrecarga exercida pelo magmatismo basáltico durante o Neojurássico ao Eocretáceo exerceu grande influência na história de soterramento da Formação Rio Bonito.

Com os dados do poço 2-LA-1-SP (Figura 7.8) e adjacentes, observa-se que até o final do Jurássico os arenitos que constituem a Formação Rio Bonito estiveram soterrados a profundidades inferiores a 1500m.

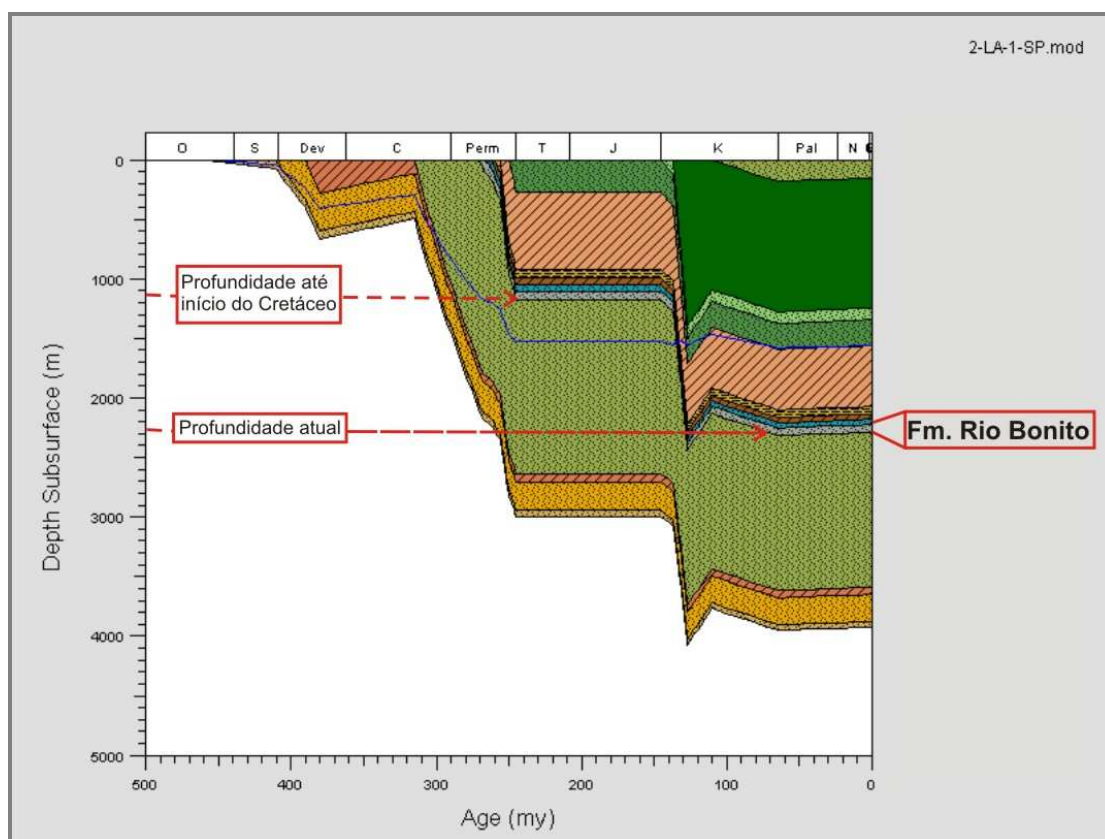


Figura 7.8. História de soterramento da Bacia do Paraná com ênfase no soterramento da Formação Rio Bonito no Poço 2-LA-1-SP.

Os gráficos da história de soterramento obtidos em poços em que a Formação Rio Bonito encontra-se em maiores profundidades evidenciam que essa unidade atingiu o estágio mesodiagenético no Permiano (Figura 7.9). Nestes poços a evolução da história de soterramento evidencia que ao atingir profundidade próxima a 2000m, a Formação Rio Bonito permaneceu sob estas condições diagenéticas durante o Triássico, Jurássico e parte do Cretáceo. Após o Cretáceo a subsidência da Bacia do Paraná foi acentuada pela sobrecarga decorrente do magmatismo e as seqüências que compõem a Formação Rio Bonito alcançaram profundidades próximas a 4.000m nas porções mais profundas da bacia.

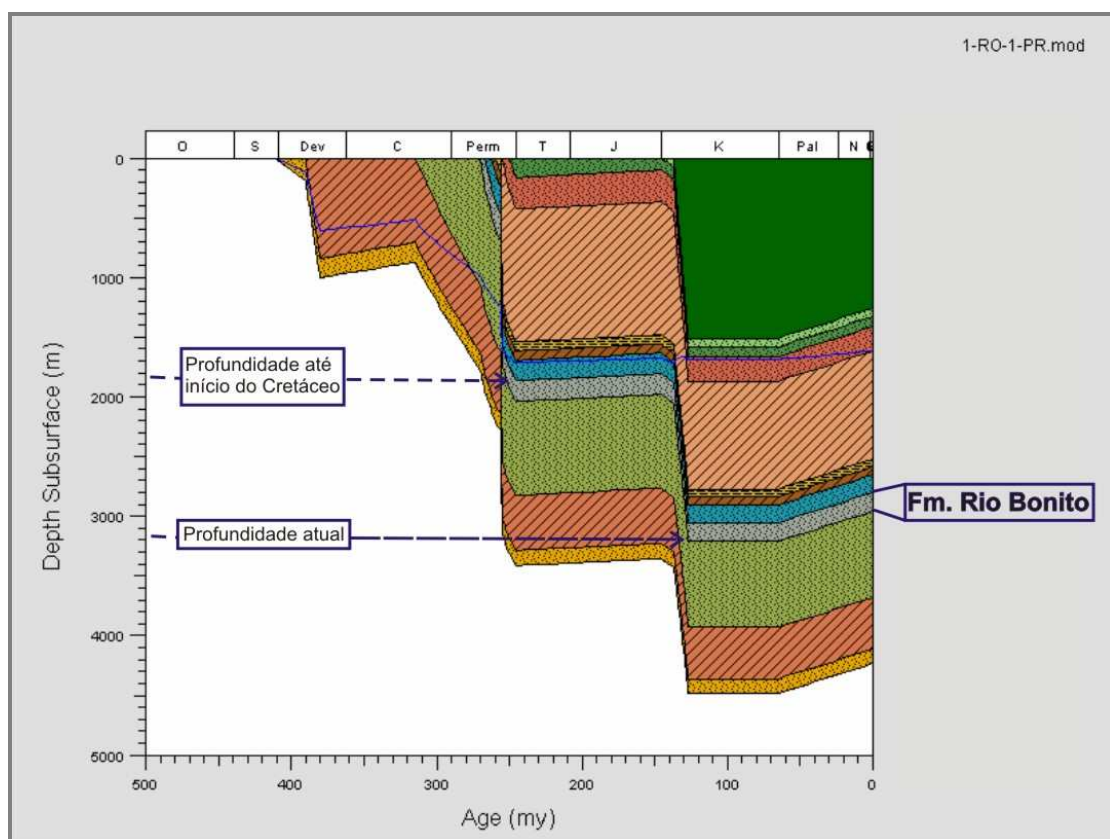


Figura 7.9. História de soterramento da Bacia do Paraná com ênfase no soterramento da Formação Rio Bonito no Poço 1-RO-1-PR.

## 8. DIAGÊNESE NOS ARENITOS DO GRUPO ITARARÉ

### 8.1. CONTEXTO DEPOSICIONAL E PETROGRAFIA

As amostras analisadas foram selecionadas em testemunhos de sondagens de 13 poços perfurados na Bacia do Paraná em campanhas exploratórias realizadas pela Petrobras e Paulipetro e afloramentos descritos nas regiões de Vila Velha, Lapa e Telêmaco Borba no estado do Paraná. Os testemunhos amostrados representam o Grupo Itararé em subsuperfície e são correlacionáveis a áreas de afloramento onde também foram realizadas amostragens. O posicionamento das amostras no contexto deposicional foi realizado com base nas características dos perfis de raios gama das sucessões verticais descritas por Vesely (2006), considerando também a correlação existente entre a litoestratigrafia e as seqüências deposicionais identificadas em poços e afloramentos. A distribuição dos testemunhos em uma seção geológica esquemática e no mapa do estado do Paraná pode ser observada na Figura 8.1.

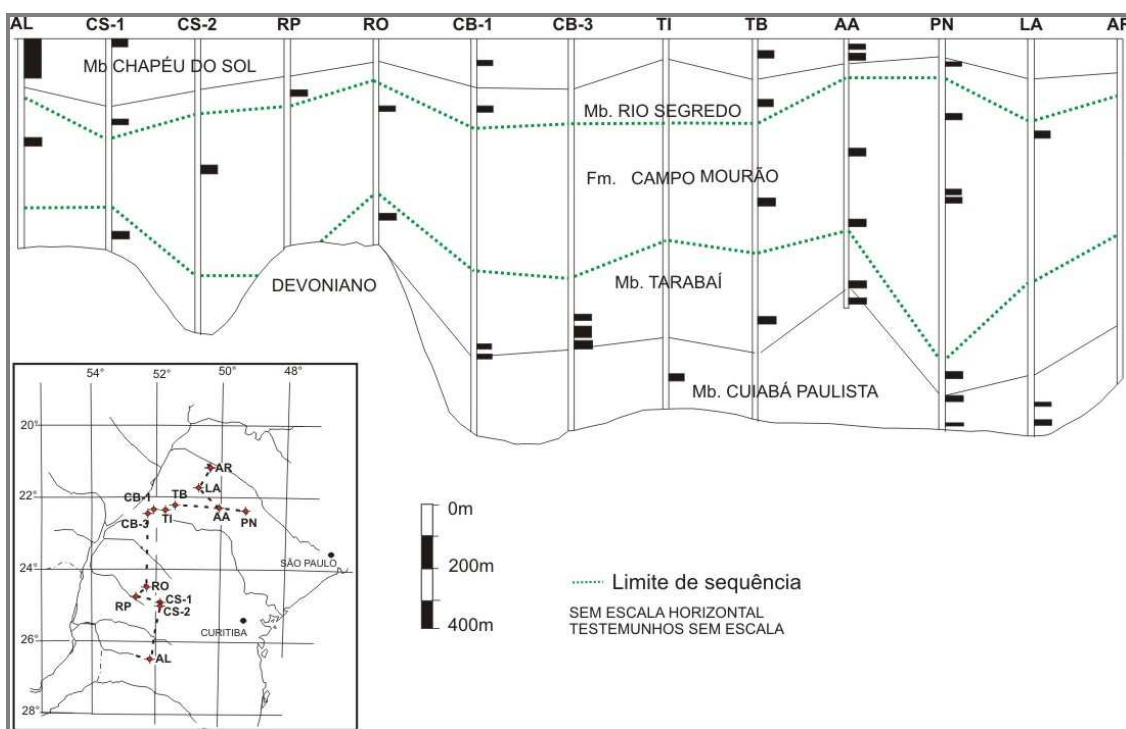


Figura 8.1. Seção esquemática da distribuição dos testemunhos (retângulos pretos) amostrados e mapa de localização dos poços (Modificado de França 1987).



A Formação Lagoa Azul, com os membros Cuiabá Paulista e Tarabaí correspondem à Seqüência 1 descrita por Vesely (2001) e Vesely (2004). A Formação Campo Mourão é correlata às seqüências 2, 3 e 4 e a Formação Taciba, com os membros Rio Segredo e Chapéu do Sol representam a Seqüência 5 descrita pelo autor.

As associações de fácies que compõem estas seqüências são recorrentes na vertical e foram relacionadas a três tratos de sistemas deposicionais controlados por ciclos glaciais. Na Figura 8.2 pode-se verificar um exemplo da correlação utilizada para amostragem no poço 1-CS-2-PR, com as unidades definidas para o Grupo Itararé em superfície e subsuperfície.

De acordo com os critérios mencionados, as amostras provenientes dos poços 1-CS-2-PR e 3-CB-3-SP representam a Unidade D, associadas a depósitos progradantes (Figuras 8.3 e 8.5). Essa unidade apresenta um perfil vertical de granocrescência e espessamento das camadas arenosas para o topo e espessuras geralmente inferiores a 30 m. Os arenitos que a constituem são representados por fácies Shc, Sl, Sr, Sp e Ss. As camadas apresentam geometria em cunha, sigmóide, tabular ou com base plana e topo convexo formando lobos. Esta associação de fácies representa um contexto de sedimentação marinha rasa a continental e provavelmente referem-se a eventos de progradação deltaica em ambiente pro a periglacial (Vesely 2006). Apesar da heterogeneidade observada, genericamente o arcabouço dos arenitos que compõem a Unidade D é constituído por quartzo (95%), feldspato (2%) e fragmentos líticos (3%). Segundo a classificação de Folk (1968) ocorrem quartzarenitos, com granulação fina à média, seleção moderada, empacotamento fechado e contatos suturados. A cimentação inicial é constituída de siderita. Crescimentos sintaxiais de quartzo, anidrita e clorita são relacionados à precipitação tardia (Figuras 8.4 e 8.6).

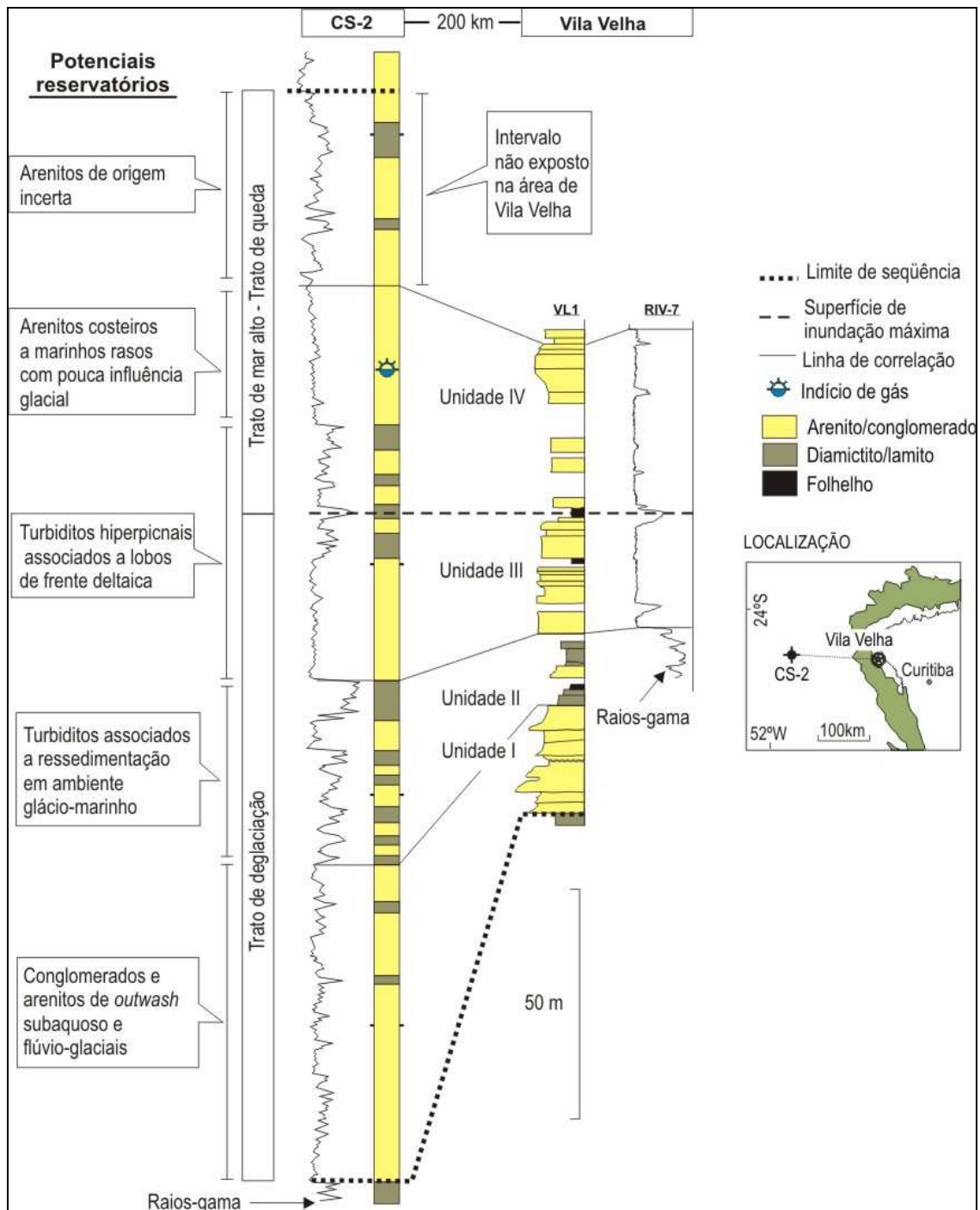


Figura 8.2. Exemplo da correlação utilizada para amostragem no poço 1-CS-2-PR para o Grupo Itararé em superfície e subsuperfície (correlação estabelecida por Vesely 2006).



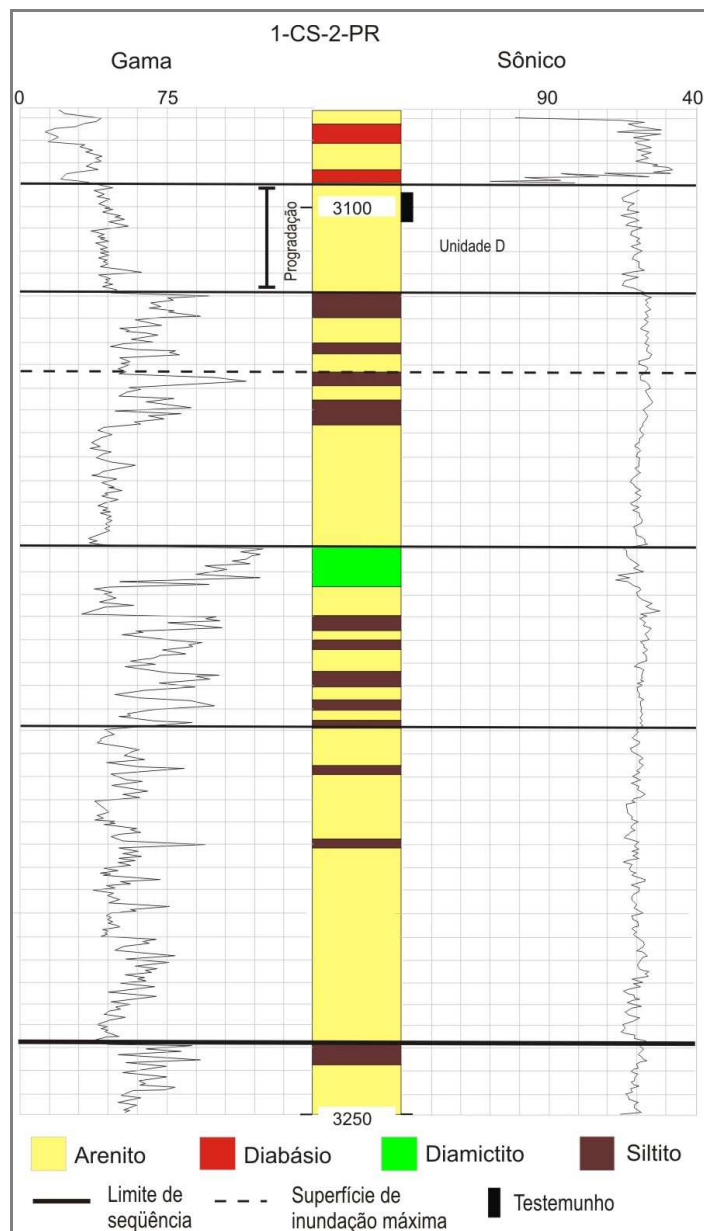


Figura 8.3. Posicionamento do testemunho com amostras descritas no poço 1-CS-2-PR.

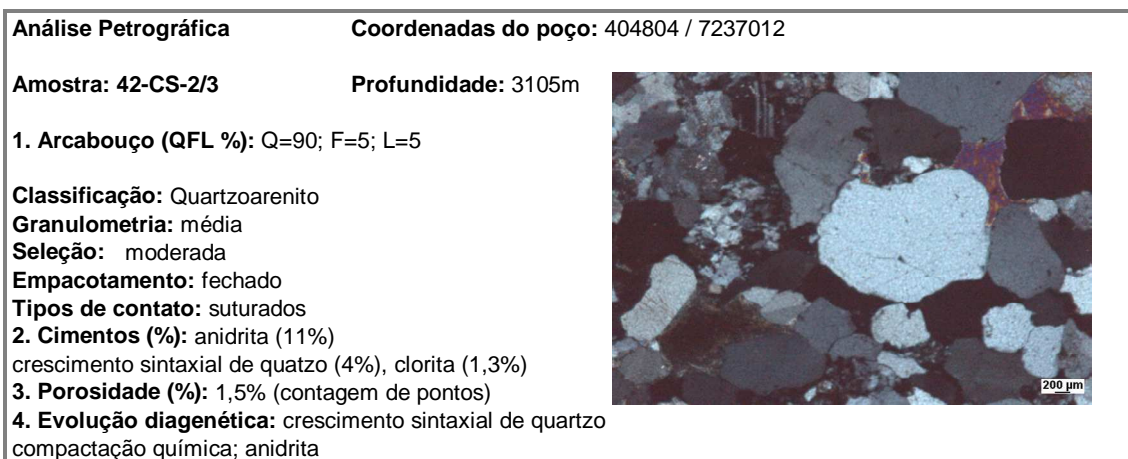


Figura 8.4. Síntese petrográfica da amostra 40-CS-2 a 3105m de profundidade.

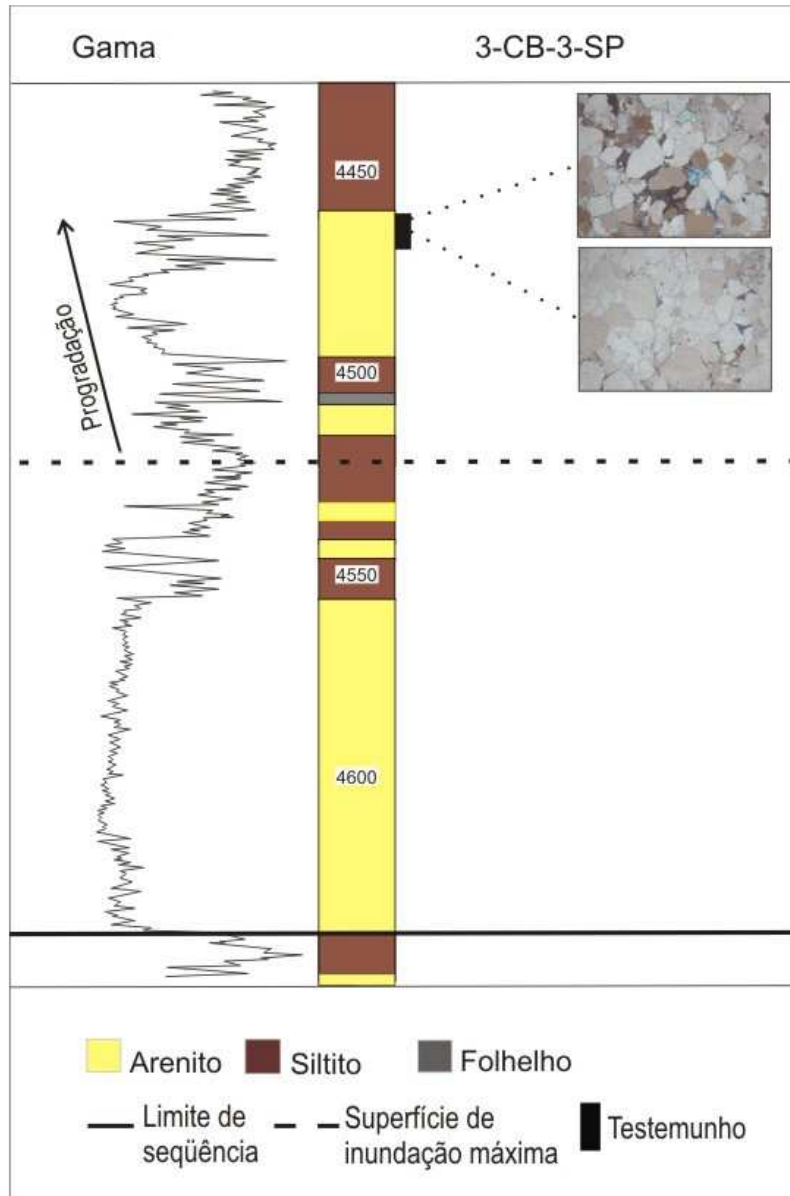


Figura 8.5. Posicionamento do testemunho com amostras descritas no poço 3-CB-3-PR.

Análise Petrográfica	Coordenadas do poço: 390539 / 7530800
<b>Amostra: 5-CB-3-22</b>	<b>Profundidade: 4460m</b>
<p><b>1. Arcabouço (QFL %):</b> Q=99%; F=1%</p> <p><b>Classificação:</b> Quartzarenito</p> <p><b>Granulometria:</b> média</p> <p><b>Seleção:</b> moderada</p> <p><b>Empacotamento:</b> fechado</p> <p><b>Tipos de contato:</b> suturados</p> <p><b>2. Matriz (%):</b> não observado</p> <p><b>3. Cimentos (%):</b> 10%, restrito à algumas porções (carbonato, anidrita)</p> <p><b>4. Porosidade (%):</b> 1% (contagem de pontos)</p> <p><b>5. Volume intergranular (%):</b> 10%</p> <p><b>6. Evolução diagenética:</b> cimentação por carbonato, anidrita, compactação química</p>	

Figura 8.6. Síntese petrográfica da amostra 5-CB-3 a 4460m de profundidade.

As amostras provenientes dos poços 1-RO-1-PR, 2-AA-1-SP e 1-RP-1-PR representam as Unidades B e C, depositadas sob influência de deglaciação (Figuras 8.8, 8.9, 8.13). A Unidade B é constituída por arenitos e conglomerados, que ocorrem em sucessões que chegam a cerca de 100 metros de espessura. Exibem um perfil de granodecrescência ascendente e geometria externa tabular a lenticular. Podem apresentar variações de espessura pela presença de sucessões canalizadas na porção inferior. As principais fácies relacionadas a essa unidade são Sp/St, Sh, Sm, Gm, Gp/Gt e Gc. A Associação C é heterogênea, com predomínio de fácies pelíticas e freqüentes intercalações arenosas. Os arenitos são em geral maciços, mas também podem apresentar laminação plano-paralela ou laminação cruzada cavalgante e ocorrem como camadas tabulares. Os processos sedimentares relacionados a Unidade B foram interpretados como resultantes de sistemas de *outwash* subaquosos e a Unidade C associada a fluxos de turbidez hiperpicnais (Vesely 2006).

Os arenitos que compõem as Unidades B e C são sublitoarenitos e subarcóseos segundo a classificação de Folk (1968), apesar da grande heterogeneidade composicional. Apresentam granulação fina à grossa, seleção pobre a moderada, empacotamento fechado e contatos côncavo-convexos a suturados. Siderita e calcita ocorrem como cimento, além de crescimentos sintaxiais de quartzo, clorita e anidrita (Figuras 8.7, 8.10, 8.11 a 8.12, 8.14 e 8.15).

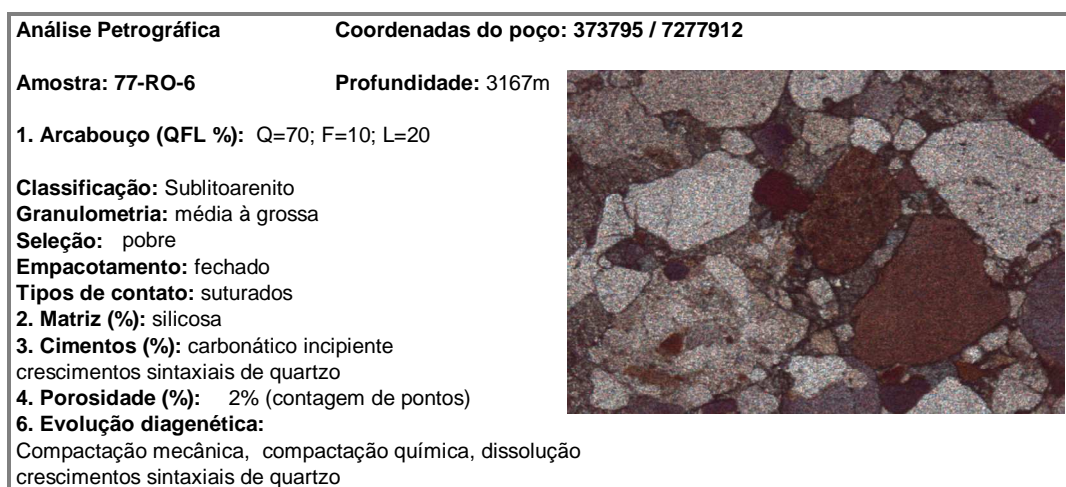


Figura 8.7. Síntese petrográfica da amostra 75-RO-7 a 3167m de profundidade

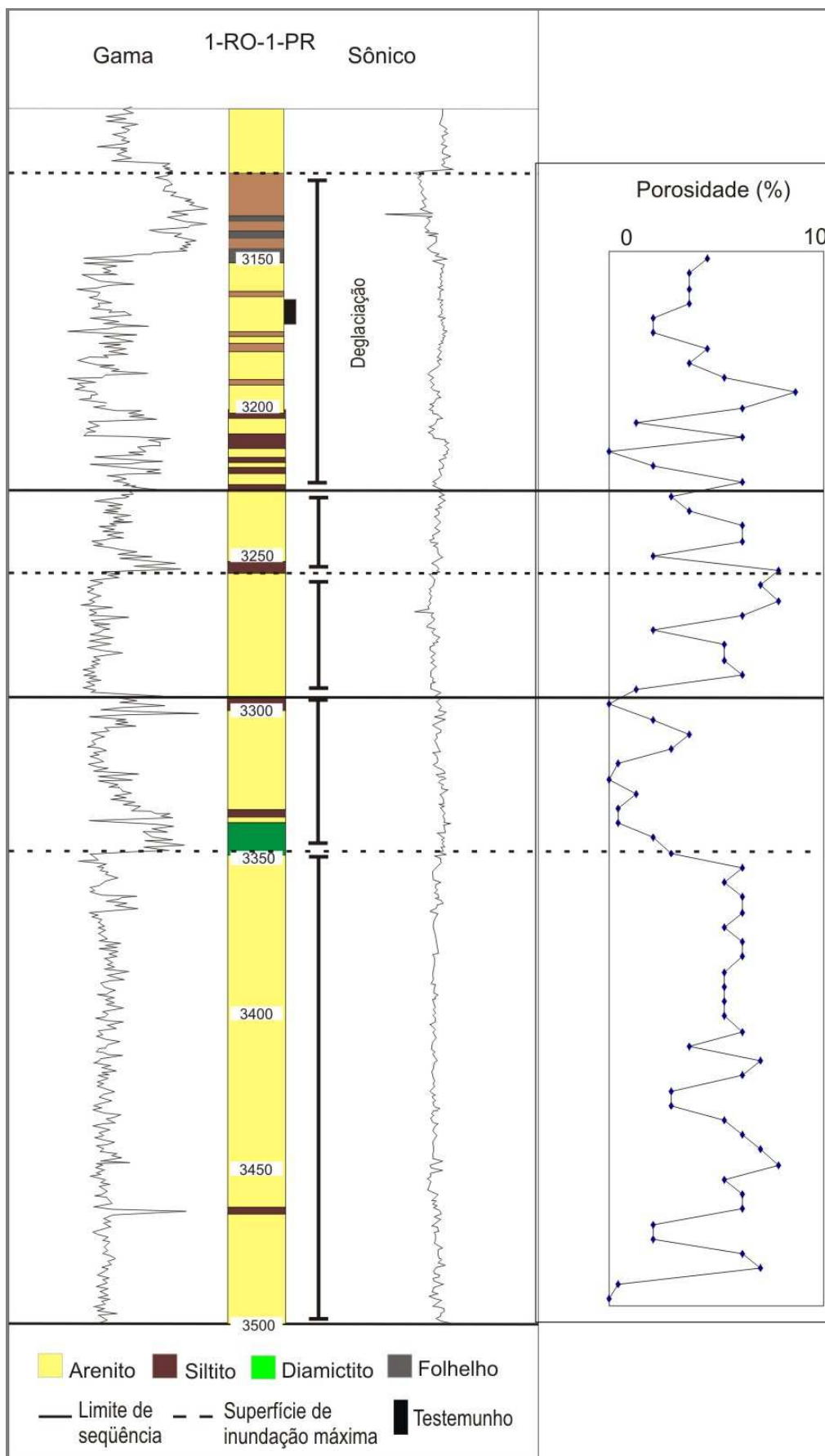


Figura 8.8. Posicionamento do testemunho com amostras descritas no poço 1-RO-1-PR.

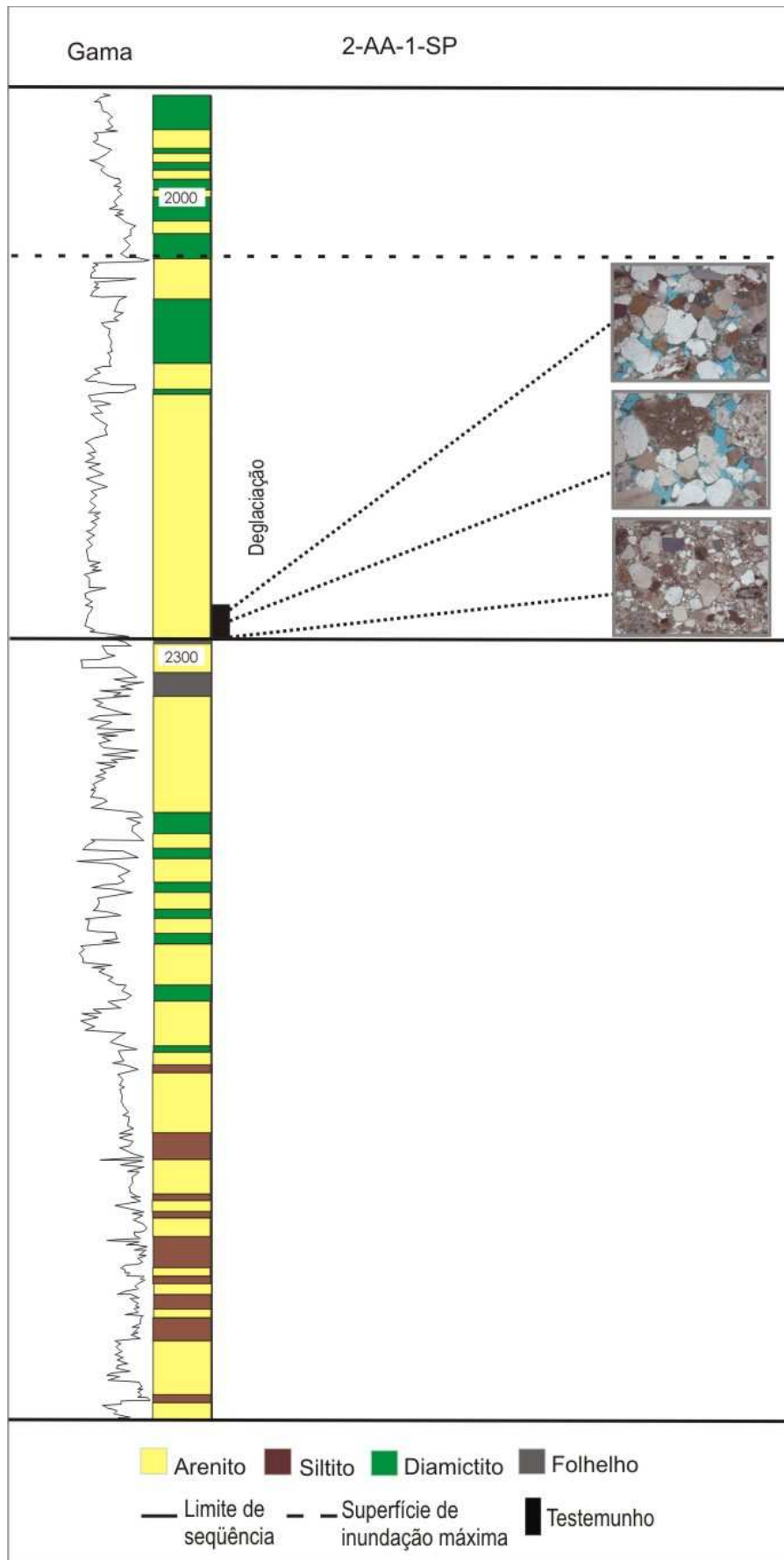


Figura 8.9. Posicionamento do testemunho com amostras descritas no poço 2-AA-1-SP.



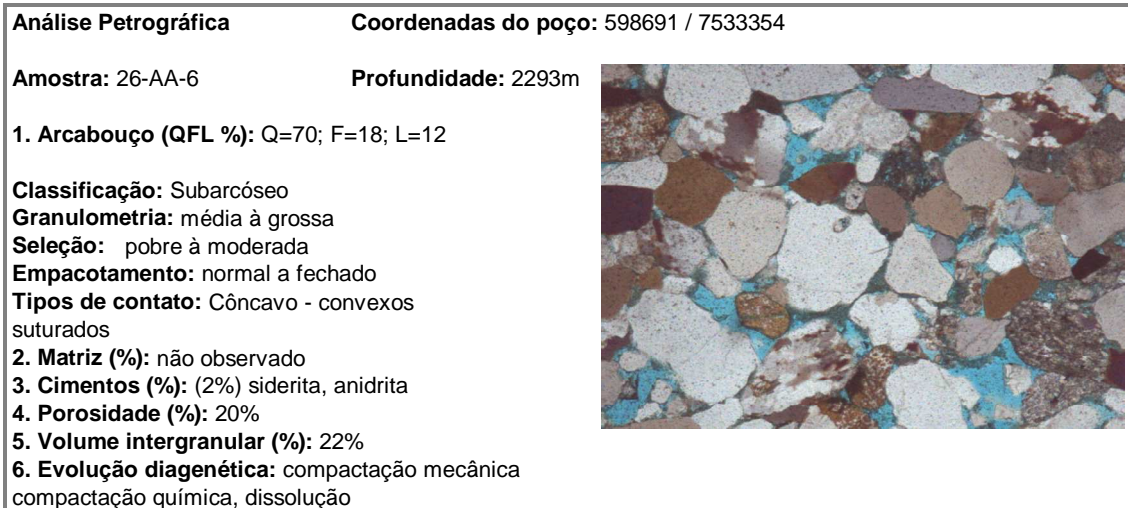


Figura 8.10. Síntese petrográfica da amostra 26-AA-6 a 2293m de profundidade.

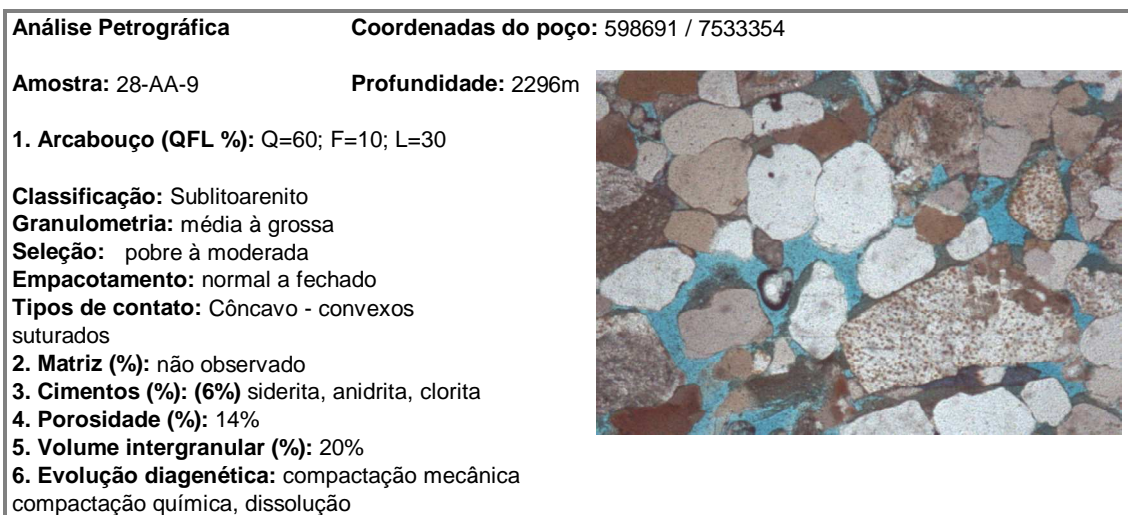


Figura 8.11. Síntese petrográfica da amostra 28-AA-9 a 2296m de profundidade.

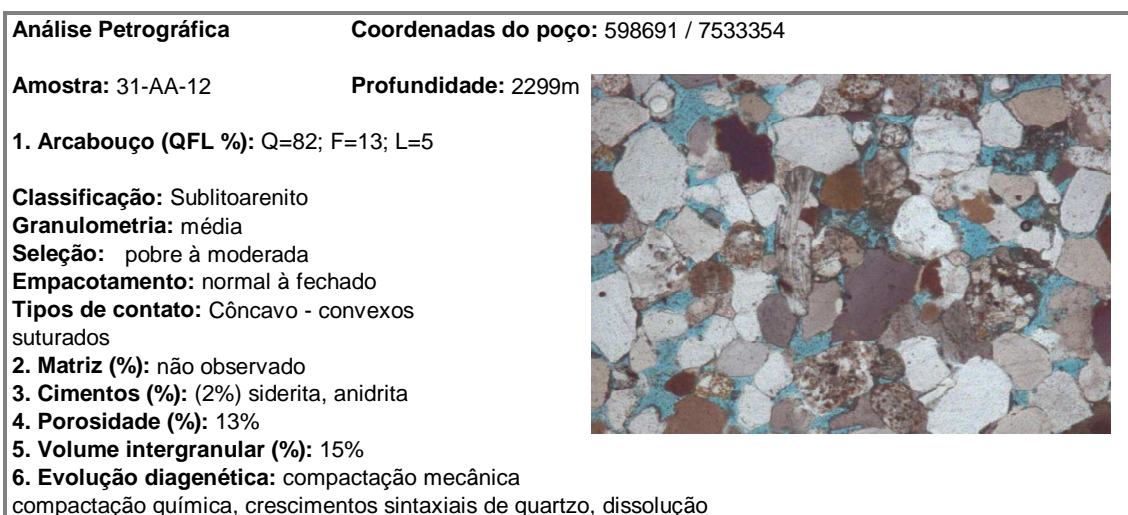


Figura 8.12. Síntese petrográfica da amostra 31-AA-12 a 2299m de profundidade.

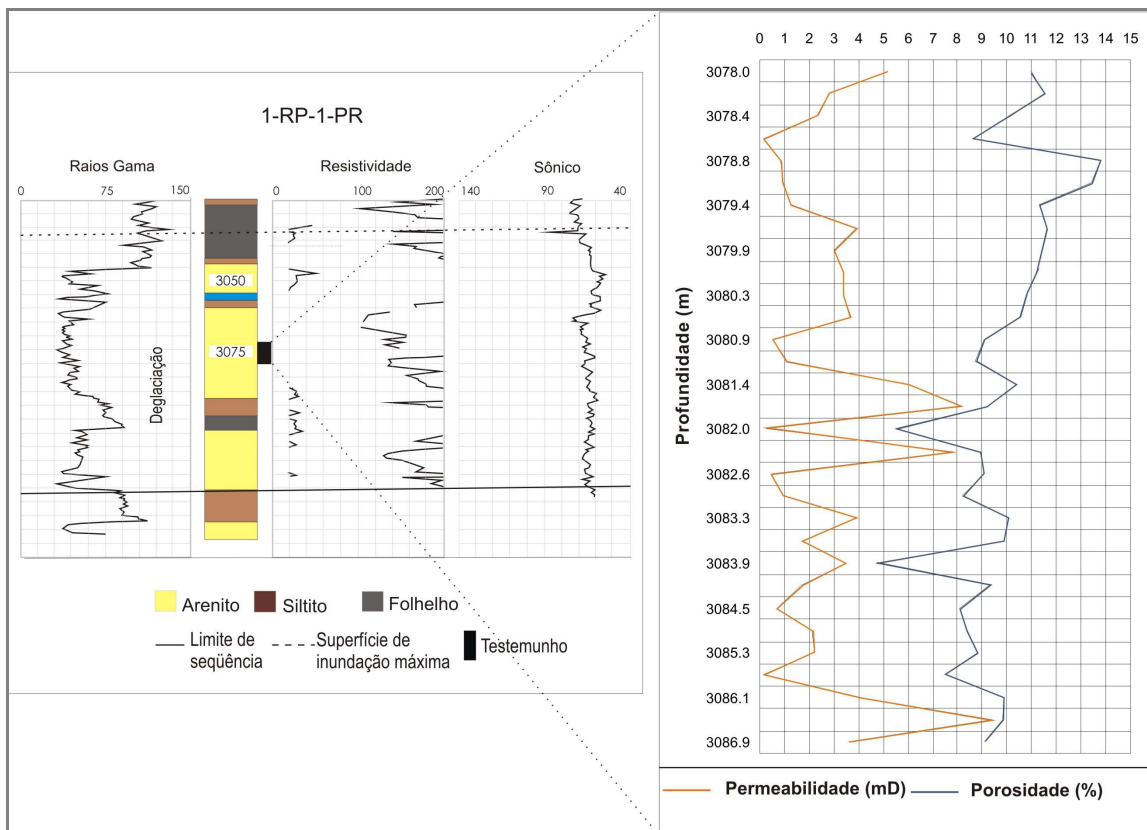


Figura 8.13. Posicionamento do testemunho com amostras descritas no poço 1-RP-1-PR.

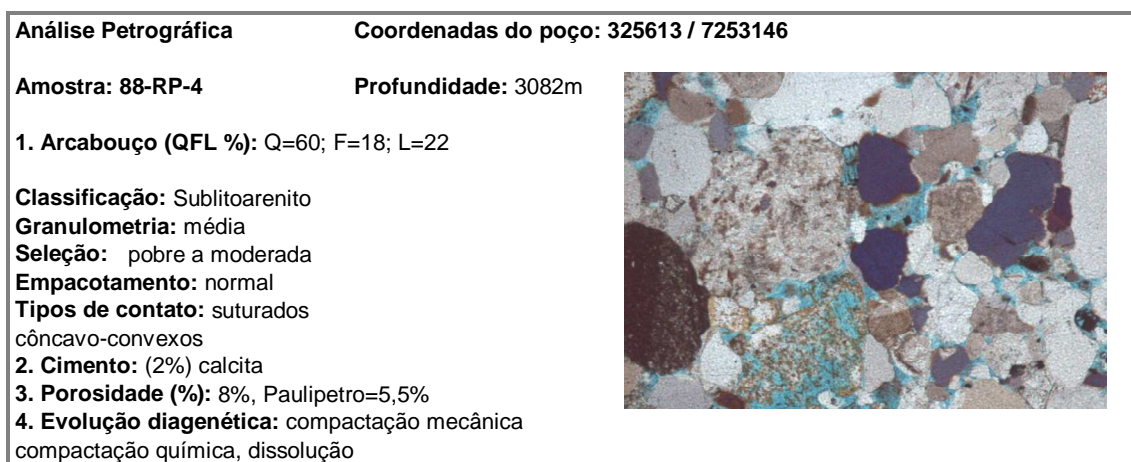


Figura 8.14. Síntese petrográfica da amostra 88-RP-4 a 3082m de profundidade.

<b>Análise Petrográfica</b>	<b>Coordenadas do poço: 325613 / 7253146</b>
<b>Amostra: 89-RP-7</b>	<b>Profundidade: 3087m</b>
<b>1. Arcabouço (QFL %):</b> Q=73; F=23; L=4	
<b>Classificação:</b> Subarcóseo	
<b>Granulometria:</b> média	
<b>Seleção:</b> pobre a moderada	
<b>Empacotamento:</b> normal	
<b>Tipos de contato:</b> suturados côncavo-convexos	
<b>2. Cimentos:</b> calcita, anidrita, quartzo	
<b>3. Porosidade (%):</b> 10%, Paulipetro=9,1%	
<b>4. Evolução diagenética:</b> cimentação por quartzo, compactação química, dissolução	

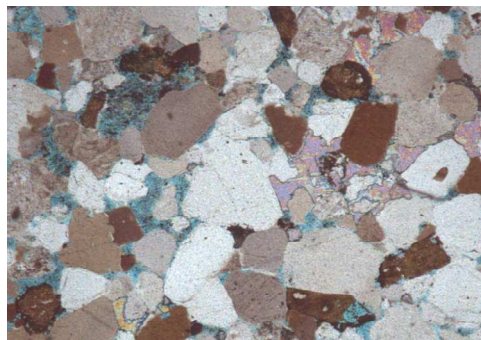


Figura 8.15. Síntese petrográfica da amostra 89-RP-7 a 3087m de profundidade.

## 8.2 COMPOSIÇÃO DETRÍTICA

Apesar da heterogeneidade composicional dos arenitos que constituem o Grupo Itararé, não foram observadas variações significativas quanto a composição detrítica. Contudo, destaca-se que arenitos ricos em quartzo com boa seleção são relacionados principalmente a depósitos originados durante os períodos de progradação. Arenitos de granulação fina à média, constituídos por quartzo, feldspatos e fragmentos líticos e arenitos de granulação fina à média, constituídos essencialmente por quartzo são as principais características destacadas (Figura 8.16). Os feldspatos detríticos ocorrem parcialmente dissolvidos e freqüentemente são substituídos por anidrita de fases diagenéticas posteriores. Os fragmentos líticos ocorrem parcialmente dissolvidos, o que dificulta a sua identificação. Observam-se em geral fragmentos de basaltos, granitos, arenitos e intraclastos argilosos.



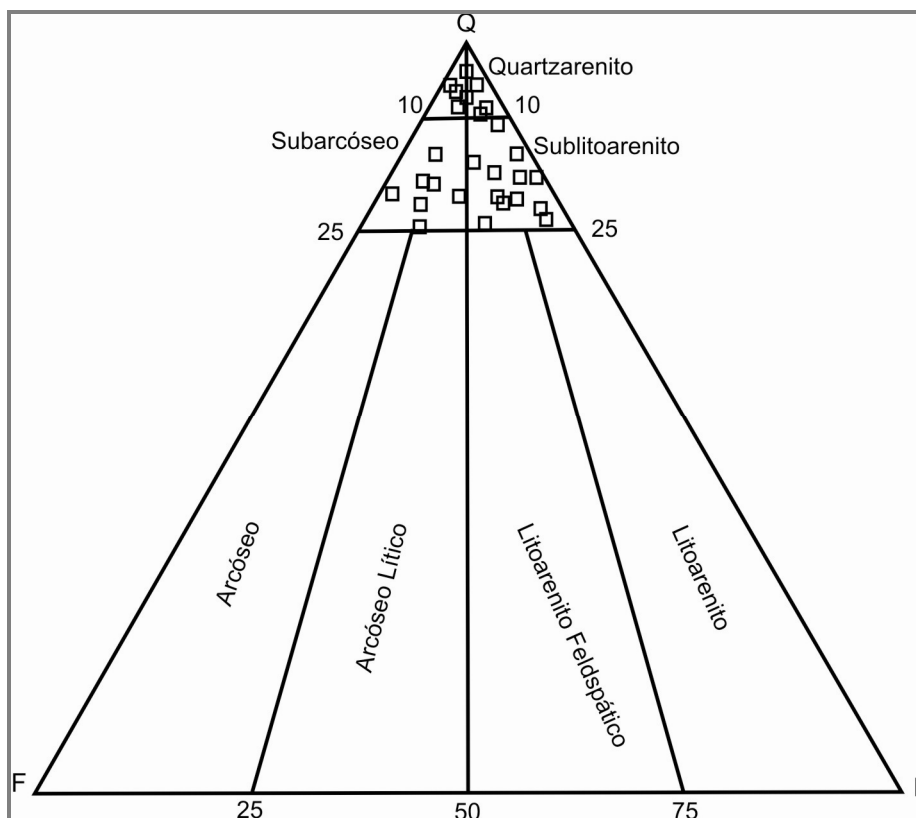


Figura 8.16. Composição detritica dos arenitos do Grupo Itararé (diagrama modificado de Folk 1968). Q=quartzo; F=feldspato; L=fragmentos líticos.

### 8.3 CONSTITUINTES DIAGENÉTICOS

Os constituintes eodiagenéticos identificados nos arenitos analisados incluem siderita, calcita, caolinita e óxido de ferro, observados em todas as fácies deposicionais.

Apesar de estarem presentes em diferentes fácies deposicionais, os constituintes formados durante a eodiagênese, apresentam significativa variação na quantidade e distribuição atribuídas às condições climáticas e alterações químicas dos fluidos.

Na mesodiagênese os principais produtos gerados foram a autigênese de quartzo, anidrita, calcita, dolomita, clorita, illita e dickita. Não há evidências de que a cimentação por anidrita, calcita, dolomita e clorita estejam relacionadas às fácies deposicionais na mesodiagênese. Porém a cimentação por quartzo, illita e dickita no estágio mesodiagenético é provavelmente controlada pela distribuição das alterações eodiagenéticas.

## **Eodiagênese**

Entre os critérios usados para caracterizar os produtos eodiagenéticos destaca-se a sua continuidade em torno dos grãos detríticos. Em geral constituintes diagenéticos contínuos ao redor dos grãos tais como franjas e cutículas formam-se antes da compactação. Outro aspecto importante é a sua distribuição quantitativa. Quando minerais autigênicos preenchem mais de 35% do espaço intergranular foram precipitados durante a eodiagênese (De Ros & Moraes 1984).

## **Siderita**

Siderita apresenta textura microcristalina, precipitada em arenitos pouco empacotados. Frequentemente substitui intraclastos lamosos (Figura 8.30-A). É mais comum em arenitos depositados em períodos de deglaciação e encontra condições favoráveis de precipitação nos limites de seqüência, principalmente próximo às superfícies de inundação máxima. O cimento de siderita que ocorre em grandes espaços intergranulares, foi formado durante a eodigênese antes de significativa compactação (Figura 8.30-A). No caso de arenitos depositados num contexto progradante a origem da siderita é provavelmente relacionada à ação de fluidos meteóricos na zona subóxica. Neste caso o fluxo de fluidos meteóricos ocorre como consequência da progradação e migração da linha de costa em direção à bacia. Porém para verificar a origem do carbonato são necessárias análises de isótopos estáveis de O e C, não realizados nessa pesquisa.

## **Calcita**

Calcita com textura microcristalina preenche poros intergranulares em arenitos pouco empacotados. Ocorre predominantemente em arenitos com cimentação por crescimentos sintaxiais de quartzo incipiente (Figura 8.30-B). As relações texturais entre a calcita, o arcabouço e os demais cimentos indicam que a cimentação ocorreu antes de significativa compactação.

Ocorre principalmente em arenitos depositados durante a deglaciação e secundariamente nos arenitos relacionados ao contexto de mar alto e queda. A ocorrência de calcita microcristalina em grandes espaços intergranulares sugere que a cimentação ocorreu próximo à superfície. Porém para determinar a origem da calcita são necessárias análises de isótopos estáveis de O e C.

## **Caolinita**

Caolinita apresenta textura vermicular e ocorre como intarclastos argilosos e pseudomatriz associada frequentemente a feldspatos detríticos. A identificação de caolinita autigênica foi realizada com base nos critérios apresentados por Fernandes *et al.* 1994. Micas caolinitizadas apresentam frequentemente textura de expansão e ocorrem em arenitos pouco compactados. A quantidade de caolinita aumenta próximo aos limites de seqüência. Ocorre tanto em seqüências de deglaciação como em seqüências progradantes.

A formação de caolinita é favorecida pelo clima mais quente e condições úmidas estabelecidas provavelmente durante o recuo glacial. Nos arenitos depositados em condições progradantes, a formação de caolinita ocorre próximo à superfície durante a eodiagênese, pelo fluxo de fluidos meteóricos promovidos pela migração da linha de costa. Outra evidência das condições eodiagenéticas é textura vermicular indicativa de condições próximas à superfície (Osborne *et al.*, 1994).

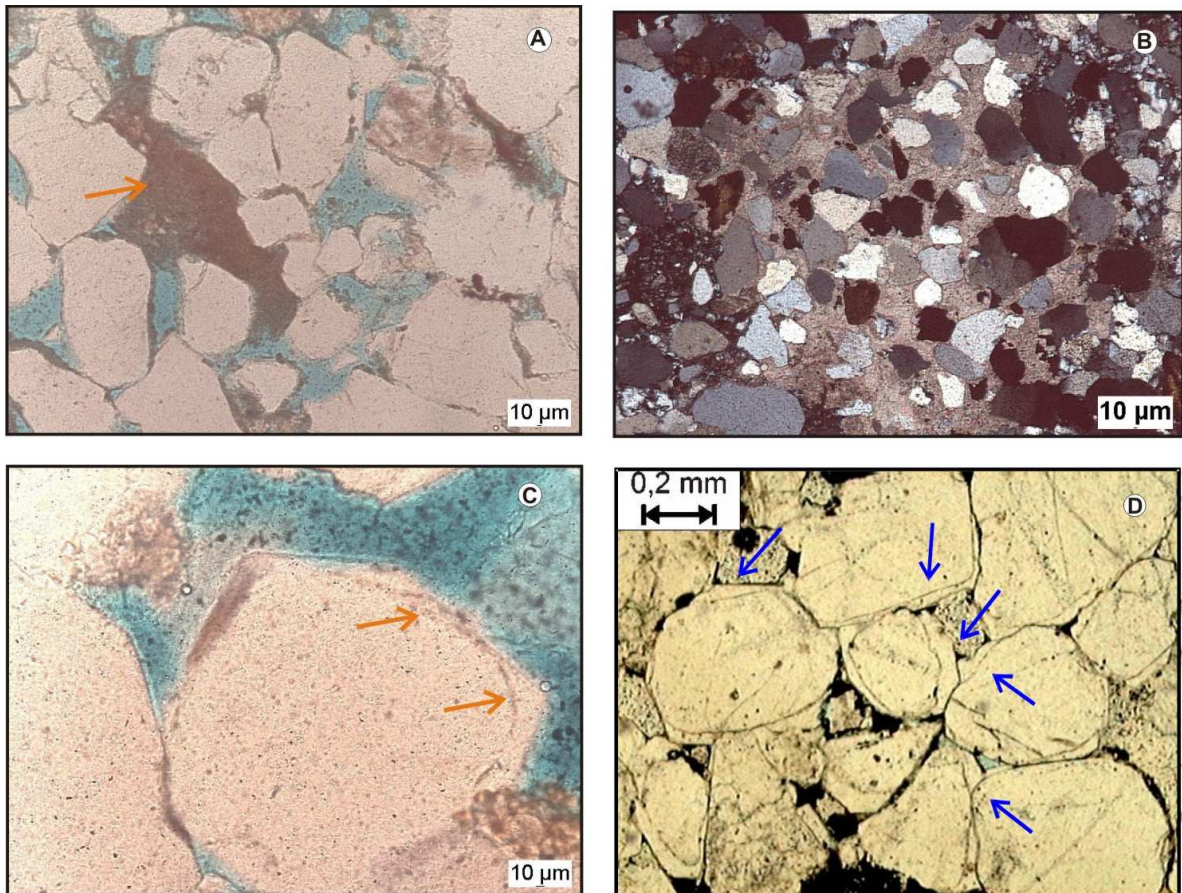


Figura 8.30. Constituintes eodiagênicos em arenitos do Grupo Itararé. A – Siderita; B – Calcita; C e D – Óxidos de ferro marcando o contorno de grãos de quartzo e crescimentos sintaxiais de quartzo eodiagênicos.

## Óxidos de ferro

Óxidos de ferro ocorrem como finas películas delineando os grãos de quartzo, antes do desenvolvimento de crescimentos sintaxiais (Figura 8.30-C e D). Esta fase aparentemente relaciona-se ao início da diagênese e corresponde a zona geoquímica de oxidação. Outra fase de precipitação de óxidos de ferro também é bem marcada. Ocorre intensa percolação de óxidos e hidróxidos de ferro nos espaços intergranulares após dissolução de cimentos ou grãos do arcabouço. Entre as feições de dissolução observa-se contorno irregular dos grãos de quartzo, com aspecto de corrosão superficial de grãos em contato com o cimento de óxidos de ferro. Outro aspecto é a forma irregular dos poros e compactação diferencial do arcabouço. Essa fase de precipitação tardia de óxidos de ferro relaciona-se à telodiagênese.

## **Mesodiagênese**

### **Quartzo**

Quartzo é o constituinte diagénético mais abundante nos arenitos de todos os tratos de sistemas estudados. Ocorrem como crescimentos sintaxiais que cobrem parcial ou completamente os grãos detríticos (Figura 8.31-A). Desenvolvem-se preferencialmente quando não há cimentação precoce de calcita e/ou siderita. Crescimentos sintaxiais de quartzo são mais abundantes em arenitos depositados durante a progradação.

A cimentação por crescimentos sintaxiais de quartzo desenvolve-se principalmente na mesodiagênese (Morad *et al.*, 2000), à temperatura entre 90 a 130 °C e profundidade em torno de 3000m (Giles *et al.*, 1992). Porém nas amostras analisadas ocorrem precocemente, na eodiagênese, como pode ser evidenciado pelos crescimentos de quartzo contínuos ao redor dos grãos de quartzo detrítico (Figura 8.30-D). A distribuição de crescimentos sintaxiais de quartzo nas seqüências deposicionais é controlada pela distribuição de cutículas de argilas infiltradas e cimentação precoce de siderita e calcita. Os arenitos pouco cimentados por carbonatos durante a eodiagênese são extensivamente cimentados por crescimentos sintaxiais de quartzo na mesodiagênese. A sílica necessária para formação dos crescimentos sintaxiais de quartzo provém da dissolução por pressão de grãos de quartzo (Wilson & Stanton, 1994). A illitização de esmectitas em folhelhos subjacentes ou adjacentes é outra fonte de sílica utilizada para explicar a cimentação de quartzo em arenitos, porém alguns estudos indicam que a exportação de sílica dos folhelhos para os arenitos durante a diagênese ocorre por difusão a pequenas distâncias (Bjørlykke & Egeberg, 1983).

### **Anidrita**

Ocorre predominantemente como cristais poiquilotópicos preenchendo espaços intergranulares em arenitos depositados sob condições de deglaciação. A cimentação por anidrita é frequente também como

preenchimento de poros intragranulares em feldspatos (Figura 8.31-C). Grãos de quartzo detrítico evidenciam frequentemente feições de corrosão no contato com cristais de anidrita. O contato entre os cristais de anidrita e os cimentos carbonáticos é reto e abrupto, sugerindo precipitação contemporânea, embora em algumas amostras observam-se cristais de anidrita englobando cristais de carbonato, indicando precipitação posterior (Bocardi, 2005).

### **Calcita**

A cimentação por calcita também ocorre como cristais poiquilotópicos em espaços intergranulares aparentemente contemporânea a precipitação de anidrita. Porém não foi relacionada especificamente a um determinado trato de sistema. Cristais poiquilotópicos que ocupam grandes poros resultantes de fraturas são comuns nos arenitos estudados. Nesse caso a cimentação por calcita cristalina grossa, preenche fraturas (Figura 8.31-D) em arenitos com empacotamento fechado indica precipitação tardia. Estas feições são relacionadas a um estágio de progressivo soterramento (Morad *et al.*, 1990).

### **Dolomita**

Dolomita ocorre na forma de pequenos cristais euédricos a subédricos hexagonais, precipitada em grandes espaços intergranulares próximos à poros gerados por dissolução, em arenitos fortemente empacotados (Figura 8.31-B). Não foi possível associar a distribuição da cimentação por dolomita a um determinado trato de sistema.

### **Clorita**

Clorita ocorre como agregados preenchendo poros intergranulares, principalmente com hábito fibrorradiado na forma de rosetas (Figura 8.32-C).

É característica de ambientes ricos em ferro e magnésio, com origem relacionada à mesodiagenese a partir de minerais ferromagnesianos e esmectita (De Ros 2001).



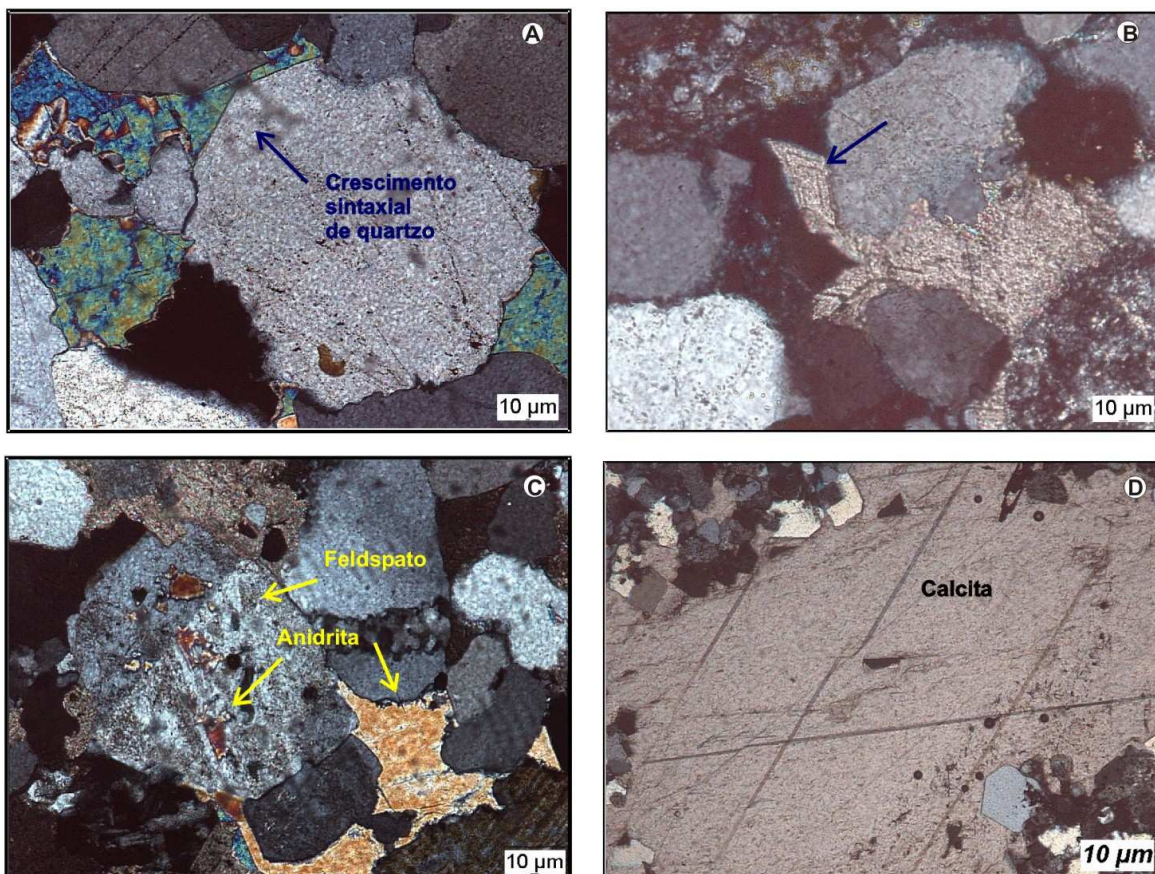


Figura 8.31. Constituinte mesodiagenéticos em arenitos do Grupo Itararé. A – Crescimento sintaxial de quartzo; B – Dolomita; C – Anidrita; D – Calcita preenchendo fraturas.

## Illita

Illita ocorre com orientação perpendicular à superfície dos grãos detríticos formando franjas (Figura 8.32-A e B). Não foi possível relacionar a distribuição de illita com o contexto deposicional. A temperatura atribuída à illitização é superior a 70°C e a partir de 130 °C a cimentação torna-se pervasiva (Morad *et al.*, 1990; Giles *et al.*, 1992).

## Caolinita

Caolinita com hábito hexagonal que ocorre em amostras situadas a cerca de 3000m de profundidade apresenta morfologia aparente de dickita (Figura 8.32D). Dickita é um argilomineral com a mesma composição da caolinita, mas com estrutura cristalina mais estável com o aumento da

temperatura. Sua origem é relacionada ao fluxo de ácidos orgânicos durante este estágio (Surdam *et al.*, 1984). Outro aspecto é a transformação parcial da caolinita em dickita com o aumento da temperatura e profundidade de soterramento (Morad *et al.* 1994). A dickitização de caolinita ocorre à temperatura aproximada de 80 °C (Ehrenberg *et al.*, 1993).

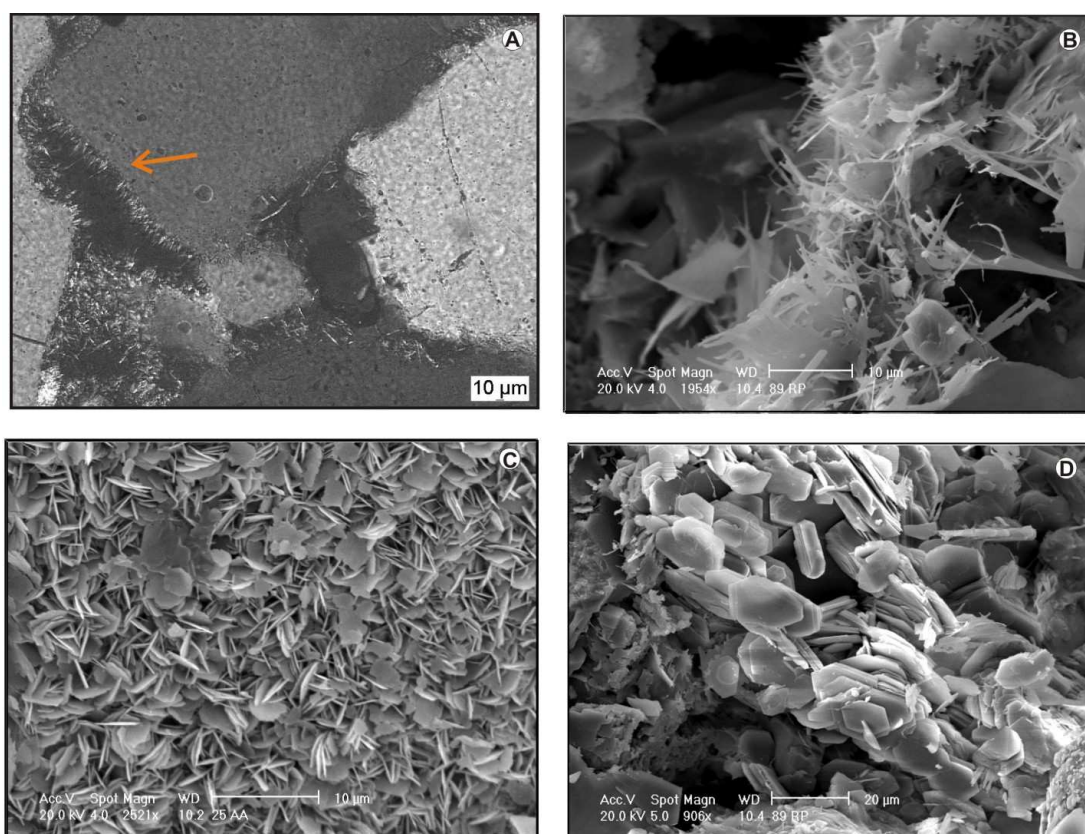


Figura 8.32. Constituinte mesodiagenéticos em arenitos do Grupo Itararé. A – Illita em torno de grãos de quartzo; B – Illita; C – Clorita; D – Caolinita/dickita.

## Petrofácies

A identificação de petrofácies é uma ferramenta para a caracterização e predição da qualidade de reservatórios. A porosidade e permeabilidade são controladas pelas estruturas deposicionais, texturas, composição, processos e produtos diagenéticos e pelos tipos de poros e sua distribuição. As petrofácies de reservatório podem ser sistematicamente definidas pela combinação destes atributos (De Ros & Goldberg, 2007).



Ocorre uma grande variedade de petrofácies nos arenitos que compõem o Grupo Itararé, porém duas petrofácies principais são mais frequentes. A determinação das petrofácies de reservatório nos arenitos do Grupo Itararé iniciou com o reconhecimento preliminar e descrição sistemática das principais características presentes nas amostras, seguida pelo reconhecimento dos atributos de maior impacto na porosidade e na permeabilidade. A identificação das petrofácies foi realizada com base em características tais como porosidade, grau de empacotamento, cimentação e composição do arcabouço, inicialmente independente das condições deposicionais. Porém observa-se que apesar de estarem presentes nas diferentes unidades sedimentares descritas, essas petrofácies podem ser associadas ao contexto deposicional. A distribuição percentual dos dados obtidos a partir da análise de 300 pontos em seções delgadas para as principais petrofácies que representam os arenitos do Grupo Itararé são apresentados nas Tabelas 8.1 e 8.2. A petrofácies A é constituída principalmente por subarcóseos e sublitoarenitos (Q= 75 a 90%, F= 5 a 25%, L= 5 a 25%), com porosidade entre 5 e 20% e empacotamento normal ( $40 < P < 55$ ). Esta petrofácies ocorre com maior frequência nos arenitos depositados durante os períodos de deglaciação (Unidade C). A porosidade em geral é influenciada por dissolução de constituintes instáveis. Os principais cimentos são carbonatos e sulfatos e frequentemente evidenciam sinais de dissolução. A intensidade de compactação é heterogênea, uma vez que a dissolução em escala de seção delgada ocorre associada a feldspatos e fragmentos de rocha.

A petrofácies B corresponde a quartzarenitos (Q>90%, F= 0 a 10%, L= 0 a 10%), com porosidade entre 1 e 10% e empacotamento fechado ( $P > 55$ ). Esta petrofácies é mais freqüente em arenitos associados a depósitos costeiros e marinho raso da unidade D. Os arenitos constituídos principalmente por quartzo apresentam características diagenéticas que atuaram intensamente na redução da porosidade, tais como a dissolução por pressão ao longo dos contatos intergranulares e cimentação por sílica sintaxial. O efeito da compactação química pode ser observado através do desenvolvimento de contatos suturados entre os grãos.

Tabela 8.1. Resumo dos parâmetros petrográficos em percentual, observados em amostras representativas da *Petrofácies A*.

<b>Código das amostras</b>	<b>68RD</b>	<b>89RP</b>	<b>8CB</b>	<b>12CB</b>	<b>3CB</b>	<b>9CB</b>	<b>4CB</b>	<b>82RA</b>	<b>59TB</b>	<b>27AA</b>	<b>42CS</b>
Profundidade (m)	3000	3087	4466	4708	3785	4478	3786	1745	2999	2294	3105
<b>Quartzo detrítico</b>	<b>58.3</b>	<b>55.3</b>	<b>72.0</b>	<b>68.7</b>	<b>69.3</b>	<b>68.3</b>	<b>56.0</b>	<b>61.7</b>	<b>55.0</b>	<b>56.0</b>	<b>54.7</b>
Quartzo monocristalino	35.7	34.0	45.3	45.7	37	36.0	36.0	43.7	29.7	30.0	37.7
Quartzo policristalino	22.7	21.3	26.7	23.0	32.3	32.3	19.3	18.0	25.3	26.0	17
<b>Feldspato detrítico</b>	<b>12.0</b>	<b>12.7</b>	<b>10.0</b>	<b>8.7</b>	<b>5.0</b>	<b>6.3</b>	<b>8.7</b>	<b>4.0</b>	<b>9.7</b>	<b>9.7</b>	<b>11.7</b>
Microclínio	2.0	1.0	0.3	0.6	0.3	0.6	1.0	0.0	0.6	1.7	0.0
Plagioclásio	0.3	0.6	0.6	0.0	0.6	0.6	0.6	0.0	0.6	0.3	0.0
<b>Fragmentos de rocha</b>	<b>7.7</b>	<b>6.0</b>	<b>4.3</b>	<b>5.7</b>	<b>5.3</b>	<b>13.0</b>	<b>19.0</b>	<b>13.7</b>	<b>15.3</b>	<b>16.0</b>	<b>2.7</b>
Fragmentos de rocha metamórfica	4.7	1.7	0.6	0.6	3.3	9.3	5.3	2.3	7.0	9.3	0.3
Fragmentos de arenitos	1.0	1.0	2.7	0.3	1.0	2.7	6.0	0.6	2.3	2.3	0.0
Fragmentos de rocha vulcânica	0.0	0.0	0.6	0.0	0.3	0.6	0.6	0.0	0.6	1.3	0.0
Fragmentos de argila	1.0	1.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.6	0.6	1.7	0.0
Mica	0.0	0.3	0.3	0.0	0.6	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.3
Minerais pesados	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.3
Pseudomatriz	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.7	0.0	0.6	0.3
<b>Constituintes diagenéticos</b>	<b>19.3</b>	<b>13</b>	<b>8.7</b>	<b>8.3</b>	<b>17.7</b>	<b>3.3</b>	<b>12.7</b>	<b>4.6</b>	<b>12.3</b>	<b>5.0</b>	<b>30.3</b>
Sobrecrescimentos de quartzo	4.0	6.3	7.7	5.3	0.0	0.6	2.0	1.0	3.7	1.7	3.3
Clorita	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.6	0.6	0.3	0.0	0.0	1.3
Caolinita substituindo feldspatos	0.0	0.6	0.3	1.0	0.0	0.0	0.0	0.3	1.0	0.0	9.3
Siderita intergranular	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	1.0	0.3	0.0
Anidrita intergranular	12.7	3.7	0.6	0.0	11.0	1.7	9.0	3.0	4.7	0.6	11.7
Calcita/dolomita intergranular	2.7	2.3	0.0	1.0	6.7	0.0	1.0	0.0	2.0	2.7	4.7
<b>Macroporosidade total</b>	<b>2.7</b>	<b>13.0</b>	<b>5.0</b>	<b>8.7</b>	<b>2.3</b>	<b>9.0</b>	<b>4.3</b>	<b>16.0</b>	<b>7.7</b>	<b>13.3</b>	<b>0.6</b>
Intergranular	2.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	2.0	0.0	0.6	0.3	0.0
Intragranular em feldspatos	0.0	6.7	3.3	3.7	0.3	3.0	0.0	2.0	2.0	1.0	0.6
Intragranular em fragmentos de líticos	0.6	1.0	0.6	3.0	0.6	1.0	2.3	7.0	1.7	3.3	0.0
Poros móldicos	0.0	5.3	0.6	2.0	0.3	3.3	0.0	7.0	3.3	8.7	0.0
Poros por fratura	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>Porosidade secundária</b>	<b>0.6</b>	<b>13.0</b>	<b>5.0</b>	<b>8.7</b>	<b>1.3</b>	<b>9.0</b>	<b>2.3</b>	<b>16.0</b>	<b>7.0</b>	<b>13.0</b>	<b>0.6</b>
<b>Volume intergranular</b>	<b>22.0</b>	<b>26.0</b>	<b>13.7</b>	<b>16.0</b>	<b>20.0</b>	<b>12.3</b>	<b>17.0</b>	<b>20.3</b>	<b>20.0</b>	<b>18.3</b>	<b>19.7</b>
<b>Volume de cimento</b>	<b>19.3</b>	<b>13.0</b>	<b>8.7</b>	<b>7.3</b>	<b>17.7</b>	<b>3.3</b>	<b>12.7</b>	<b>4.7</b>	<b>12.3</b>	<b>5.0</b>	<b>29.0</b>
Tamanho de grão ( $\varnothing$ )	2.0	1.0	1.0	2.0	1.5	1.0	1.5	1.5	1.0	1.5	2.0
Seleção	pob..	mod.	mod.	mod.	mod.	mod.	pob.	pob.	pob.	pob.	mod.
Índice de empacotamento	46	56	71	80	70	52	75	33	67	54	70
Porosidade original (Beard & Weyl, 1973)	30.4	34.2	34.2	33.9	34.9	34.2	31.3	31.3	31.5	31.3	33.9
Perda de porosidade por compactação	10.8	11.1	23.8	21.3	18.6	25.0	17.2	13.8	14.4	15.9	17.7
Perda de porosidade por cimentação	17.2	11.6	6.6	5.5	14.4	2.5	10.5	4.1	10.5	4.2	23.9
<b>Q (total de quartzo)</b>	<b>74.8</b>	<b>74.7</b>	<b>83.4</b>	<b>82.7</b>	<b>87.0</b>	<b>77.9</b>	<b>66.7</b>	<b>77.7</b>	<b>68.7</b>	<b>68.6</b>	<b>79.2</b>
<b>F (total de feldspato)</b>	<b>15.4</b>	<b>17.1</b>	<b>11.6</b>	<b>10.4</b>	<b>6.3</b>	<b>7.2</b>	<b>10.4</b>	<b>5.0</b>	<b>12.1</b>	<b>11.8</b>	<b>16.9</b>
<b>L (total de fragmentos líticos)</b>	<b>9.8</b>	<b>8.1</b>	<b>5.0</b>	<b>6.8</b>	<b>6.7</b>	<b>14.8</b>	<b>22.9</b>	<b>17.2</b>	<b>19.2</b>	<b>19.6</b>	<b>3.8</b>

Fonte: Bocardi (2005).

Tabela 8.2. Resumo dos parâmetros petrográficos em percentual, observados em amostras representativas da *Petrofácies B*.

<b>Código das amostras</b>	<b>65LA</b>	<b>72TI</b>	<b>71TI</b>	<b>7CB</b>	<b>5CB</b>	<b>6CB</b>	<b>10CB</b>
Profundidade (m)	3822	4473	4470	4465	4460	4463	4483
Quartzo detrítico	<b>87.7</b>	<b>82.7</b>	<b>82.7</b>	<b>85.7</b>	<b>76.7</b>	<b>82.0</b>	<b>72.7</b>
Quartzo monocristalino	68.0	54.0	60	36.7	57.3	24.3	56
Quartzo policristalino	19.7	28.7	22.7	49	19.3	57.7	16.7
<b>Feldspato detrítico</b>	<b>4.7</b>	<b>3.0</b>	<b>1.7</b>	<b>4.7</b>	<b>2.3</b>	<b>2.7</b>	<b>6.7</b>
Microclínio	2.0	0.0	0.3	2.7	1.3	0.0	0.6
Plagioclásio	0.3	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.6
<b>Fragmentos de rocha</b>	<b>3.7</b>	<b>3.7</b>	<b>2.3</b>	<b>5.0</b>	<b>4.3</b>	<b>2.7</b>	<b>2.3</b>
Fragmentos de rocha metamórfica	0.3	1.3	0.0	1.0	3.3	0.6	1.3
Fragmentos de arenitos	0.6	0.6	0.0	0.3	0.6	2.0	1.0
Fragmentos de rocha vulcânica	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
Fragmentos de argila	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0
Mica	0.0	0.3	0.0	2.0	0.3	0.0	0.0
Minerais pesados	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Pseudomatriz	0.3	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0
<b>Constituintes diagenéticos</b>	<b>3.3</b>	<b>4.0</b>	<b>9.0</b>	<b>4.0</b>	<b>16.3</b>	<b>9.4</b>	<b>10.0</b>
Sobrecrescimentos de quartzo	2.0	2.0	7.0	0.6	0.0	2.7	5.0
Clorita	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Caolinita substituindo feldspatos	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.3
Siderita intergranular	0.0	0.0	0.6	0.0	1.7	0.0	0.3
Anidrita intergranular	1.0	1.3	1.0	2.0	9.3	4.0	3.0
Calcita/dolomita intergranular	0.3	0.6	0.3	0.3	5.0	2.7	1.3
<b>Macroporosidade total</b>	<b>0.3</b>	<b>6.7</b>	<b>4.0</b>	<b>0.6</b>	<b>0.3</b>	<b>3.3</b>	<b>8.3</b>
Intergranular	0.3	1.0	0.3	0.0	0.3	0.0	1.0
Intragranular em feldspatos	0.0	0.6	0.0	0.3	0.0	0.3	2.0
Intragranular em fragmentos líticos	0.0	1.0	0.0	0.3	0.0	0.0	1.0
Poros móldicos	0.0	3.3	2.0	0.0	0.0	3.0	3.3
Poros por fratura	0.0	0.6	1.3	0.0	0.0	0.0	0.3
Porosidade secundária	0.3	5.7	3.3	0.6	0.0	0.0	7.3
Volume intergranular	3.7	10.7	13.0	4.7	16.7	12.7	18.3
Volume de cimento	3.3	4.0	9.0	4.0	16.3	9.3	10.0
Tamanho de grão ( $\phi$ )	2.0	1.5	1.5	2.0	1.0	1.5	1.0
Seleção	pob.	mod.	mod.	mod.	mod.	boa	mod.
Índice de empacotamento	80	77	78	85	72	80	68
Porosidade original (Beard & Weyl, 1973)	30.4	34.9	34.9	33.9	34.2	38.8	34.2
Perda de porosidade por compactação	27.7	27.1	25.2	30.6	21.0	29.9	19.5
Perda de porosidade por cimentação	2.4	2.9	6.7	2.8	12.9	6.5	8.1
<b>Q (total de quartzo)</b>	<b>91.3</b>	<b>92.6</b>	<b>95.3</b>	<b>89.8</b>	<b>92.0</b>	<b>94.0</b>	<b>88.9</b>
<b>F (total de feldspato)</b>	<b>4.8</b>	<b>3.3</b>	<b>1.9</b>	<b>4.9</b>	<b>2.8</b>	<b>3.0</b>	<b>8.2</b>
<b>L (total de fragmentos líticos)</b>	<b>3.8</b>	<b>4.1</b>	<b>2.8</b>	<b>5.2</b>	<b>5.2</b>	<b>3.0</b>	<b>2.8</b>

Fonte: Bocardi (2005).

## 8.4 ESTÁGIOS DIAGENÉTICOS

A síntese da evolução diagenética dos arenitos do Grupo Itararé pode ser observada na Figura 8.33, onde os estágios diagenéticos foram relacionados a uma curva de soterramento obtida pela modelagem da história de subsidência do poço 1-RO-1-PR.

Os constituintes eodiagenéticos ocorrem como cimento entre os grãos do arcabouço, formado antes da compactação mais efetiva. A precipitação precoce de cimento carbonático parece ter desempenhado um importante papel na preservação do arcabouço nos arenitos do Grupo Itararé.

A mesodiagênese refere-se às condições de soterramento efetivo a partir de 2 km até cerca de 5 a 7 km de profundidade, abrangendo variações de 70°C a 200°C de temperatura. As curvas de soterramento obtidas nos poços 1-RO-1-PR, 2-RP-1-PR, 2-LA-1-SP, 2-CS-1-PR (Figuras 8.33, 8.34, 8.35 e 8.36) mostram que o topo do Grupo Itararé situa-se a profundidade aproximada de 2000m, onde a temperatura corresponde a cerca de 100 °C e a base dessa unidade situa-se a aproximadamente 4000m onde a temperatura corresponde a 130°C. Durante o estágio mesodiagenético desenvolveu-se a maioria dos produtos diagenéticos observados nos arenitos do Grupo Itararé. Destaca-se nesta fase a cimentação por quartzo, anidrita, calcita, dolomita, clorita, illita e dickita. Além da intensa compactação química, decorrente da dissolução por pressão ao longo dos contatos intergranulares, relacionada ao desenvolvimento de crescimentos sintaxiais de quartzo. A cimentação por quartzo, illita e dickita no estágio mesodiagenético, é aparentemente controlada pela distribuição das alterações eodiagenéticas.

O estágio telodiagenético é marcado principalmente pela dissolução de carbonatos e sulfatos. A dissolução desses constituintes é bastante significativa nos arenitos do Grupo Itararé durante a telodiagênese e relaciona-se ao fluxo de água meteórica. Destaca-se também a precipitação de óxidos de ferro após a dissolução nessa fase.

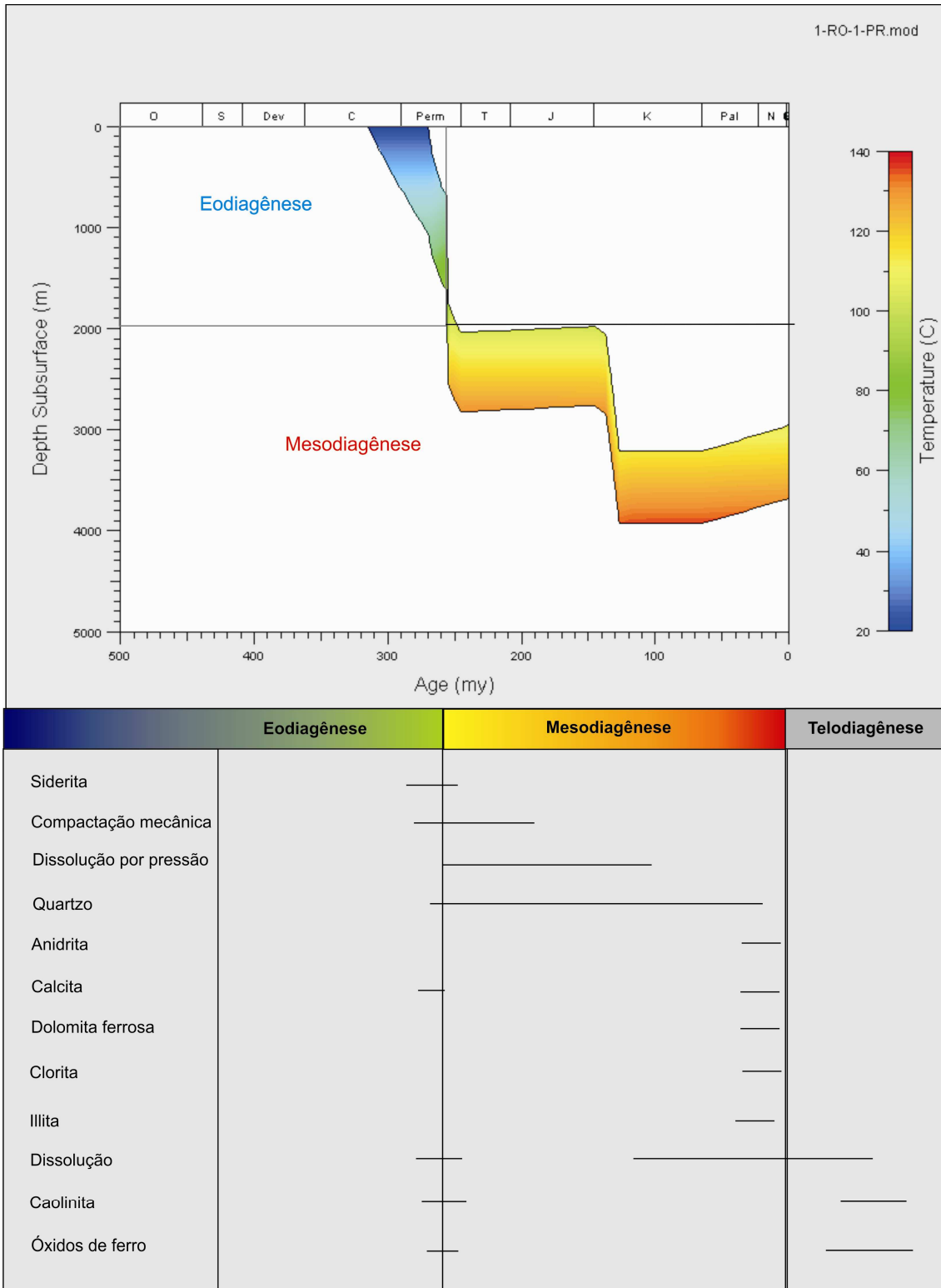


Figura 8.33. Curva de soterramento obtida no poço 1-RO-1-PR, relacionada aos estágios e produtos diagenéticos dos arenitos do Grupo Itararé.

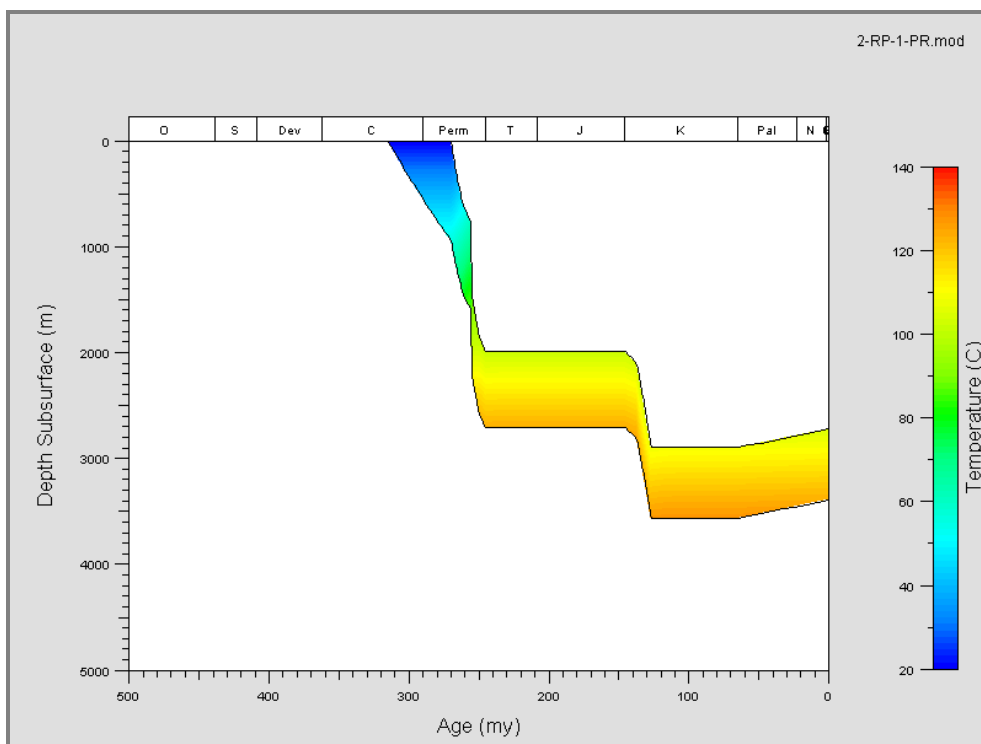


Figura 8.34. Modelagem da temperatura em relação à profundidade, nos arenitos do Grupo Itararé com base em dados estratigráficos do Poço 2-RP-1-PR.

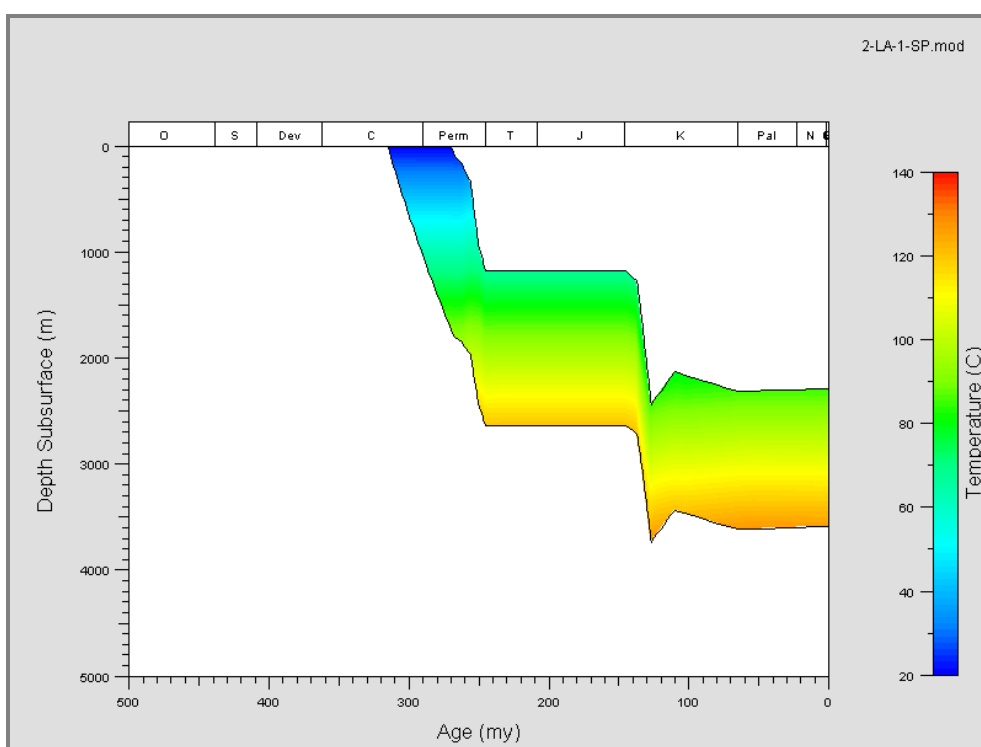


Figura 8.35. Modelagem da temperatura em relação à profundidade, nos arenitos do Grupo Itararé com base em dados estratigráficos do Poço 2-LA-1-SP.

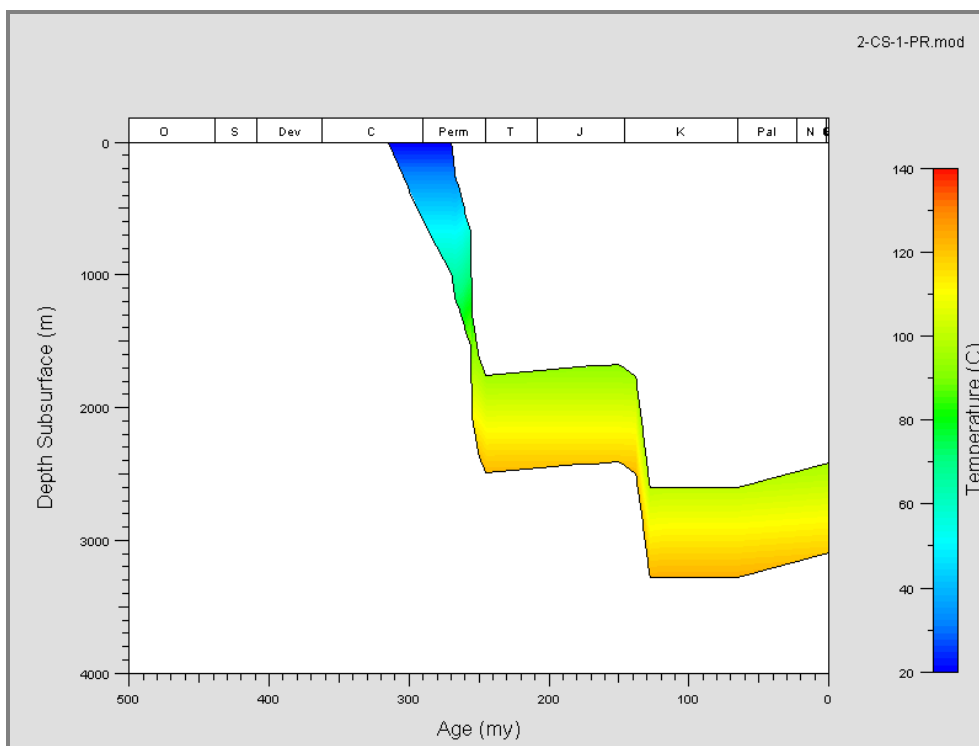


Figura 8.36. Modelagem da temperatura em relação à profundidade, nos arenitos do Grupo Itararé com base em dados estratigráficos do Poço 2-CS-1-PR.

## 8.4 POROSIDADE E PERMEABILIDADE

Com os dados de perfil sônico obtidos no poço 1-CS-2-PR não é possível verificar diferenças significativas de porosidade nas unidades identificadas.

No intervalo correspondente à Unidades A, a porosidade média foi de 5,5% (porosidade mínima= 3,36 e porosidade máxima=7,84), (Figura 8.37).

A porosidade média obtida no intervalo que corresponde à Unidade B foi de 4,0% (porosidade mínima= 2,61 e porosidade máxima=7,00), (Figura 8.37).

A porosidade média dos arenitos que compõem a Unidade C foi de 4,2% (porosidade mínima= 1,87 e porosidade máxima=7,10), (Figura 8.37). Em testemunhos de sondagem rasa (44,4m a 58m de profundidade) a Unidade C apresenta porosidade média de 15,21% (porosidade mínima= 15,16%; porosidade máxima=15,97%) e permeabilidade média de 81,7mD (permeabilidade mínima=0,4 mD; permeabilidade máxima =163mD) (Figura 8.38).

Os arenitos que compõem a Unidade D apresentam baixa proporção de argila e níveis com boa seleção. No intervalo correspondente à Unidade D a porosidade média foi de 4,6% (porosidade mínima= 1,87 e porosidade máxima=8,5), (Figura 8.37). Em testemunhos de sondagem rasa (0,29m a 44,4m de profundidade) a Unidade D apresenta porosidade média de 17,03% (porosidade mínima= 13,55%; porosidade máxima=23,15%), e permeabilidade média de 188,5mD (permeabilidade mínima=0,16mD; permeabilidade máxima=945mD) (Figura 8.38). Nos perfis de raios gama os arenitos que compõem a unidade D apresentam baixos valores de argilosidade ( $API < 25$ ). Estes resultados sugerem baixos teores de matriz argilosa e feldspatos, o que também pode ser verificado na descrição de seções delgadas (quartzo=95%, feldspato=2% e fragmentos líticos=3%).

O tempo de trânsito da onda sonora obtido com o perfil sônico é dependente além da porosidade, também da textura e mineralogia, particularmente dos tipos e hábitos e distribuição de constituintes diagenéticos, o que limita sua precisão. Apesar disso, os dados de porosidade obtidos com base em perfis sônicos comparados com dados de porosidade obtidos por meio de contagem em seções delgadas e análise digital de imagens mostram uma boa correlação em poços profundos (Figura 8.39).

Os dados obtidos em testemunhos de sondagens rasas são mais limitados em termos de precisão. Em geral esses dados não podem ser usados para avaliar a porosidade e permeabilidade, pois sofreram influência do intemperismo atual. Estas alterações de porosidade e permeabilidade nas amostras de superfície relaciona-se à telodiagênese. Os processos telodiagenéticos freqüentemente aumentam a porosidade e a permeabilidade de arenitos devido à dissolução de grãos e cimentos, principalmente sob condições climáticas úmidas (Morad *et al.* 2000).



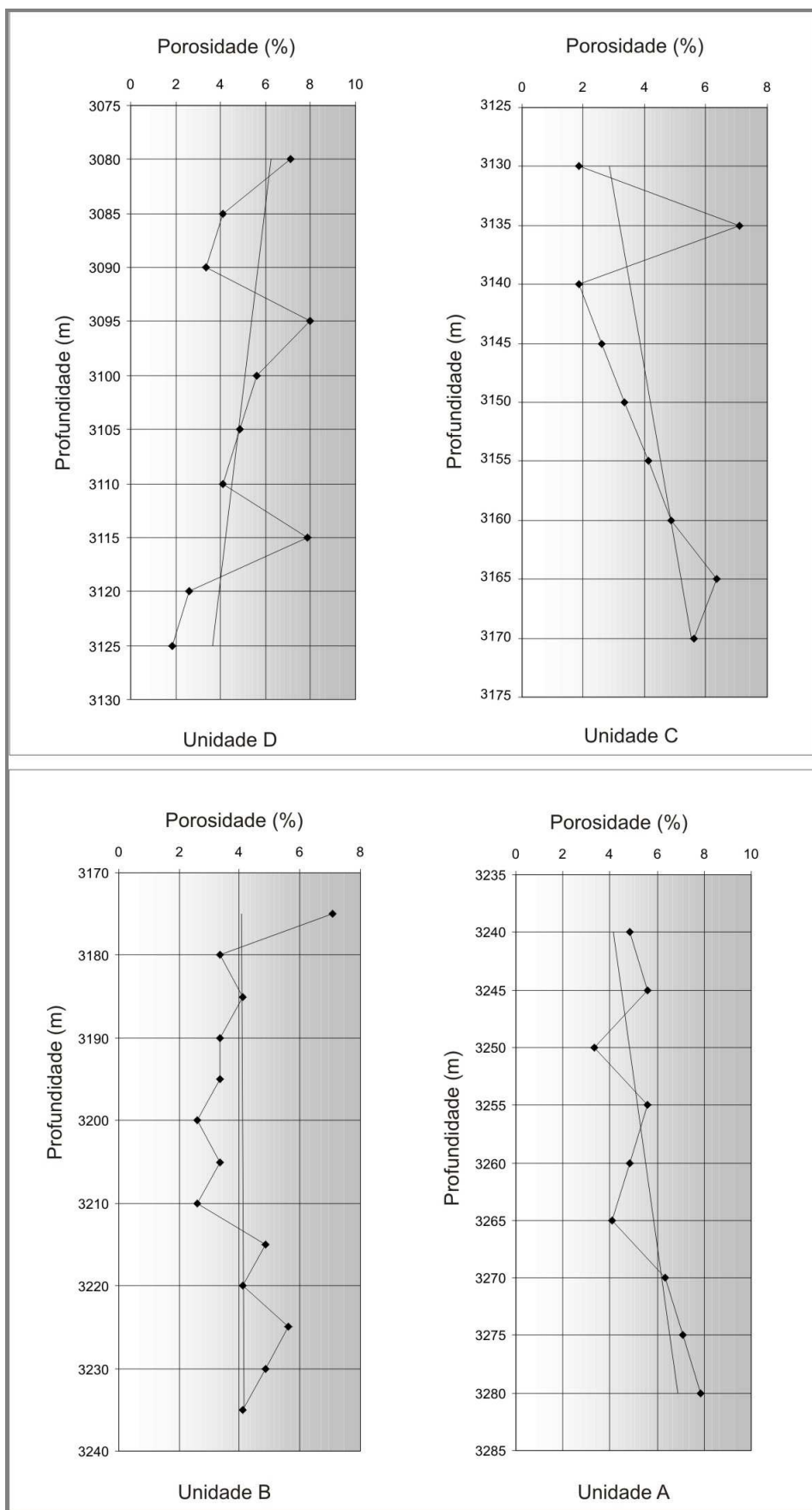


Figura 8.37. Porosidade calculada com base em perfil sônico no poço 1-CS-2-PR.

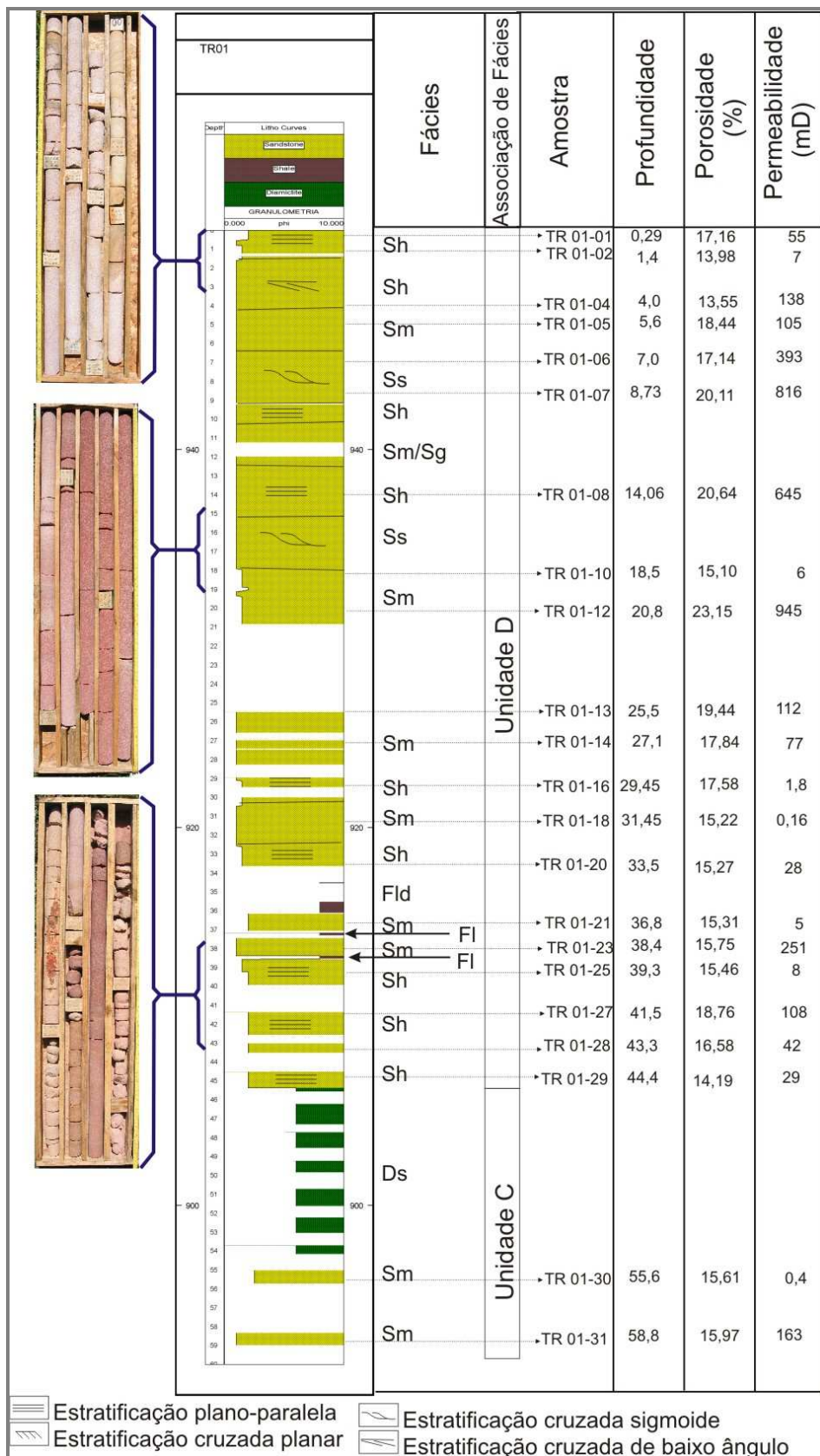


Figura 8.38. Porosidade e permeabilidade em testemunho de sondagem rasa. Profundidade em metros.

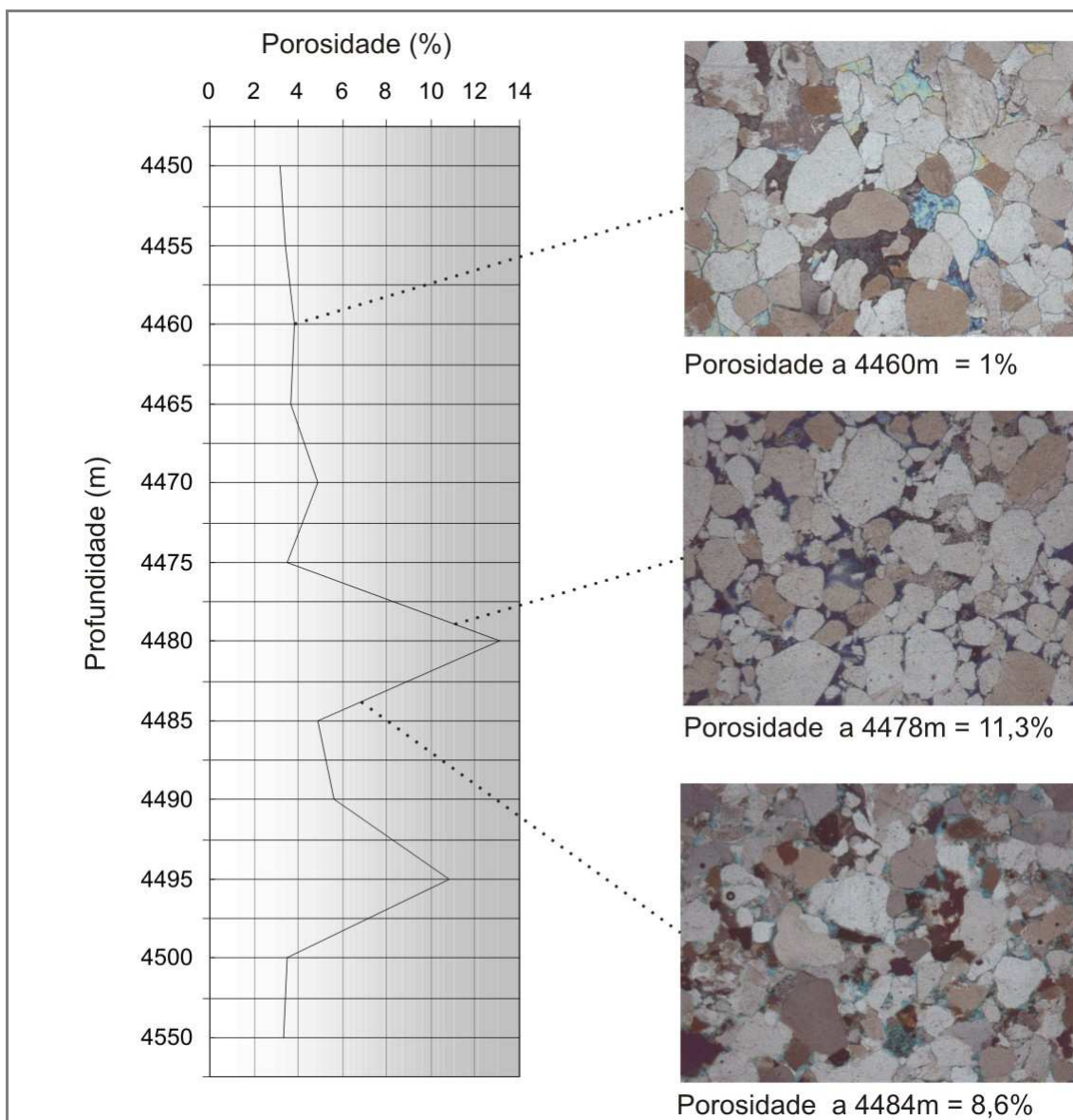


Figura 8.39. Porosidade calculada com base em perfil sônico e porosidade obtida por contagem em seção delgada e análise digital de imagem no poço 3-CB-3-SP. Intervalo amostrado corresponde à Unidade D.

A porosidade nas rochas siliciclásticas relaciona-se à composição, tamanho de grãos, grau de seleção e ao estágio diagenético alcançado. Apesar dos valores mais altos de porosidade observados na unidade C, com os dados de porosidade obtidos em perfis sônico nos poços 1-CS-2-PR, 3-CB-3-SP, 1-RO-1-PR e 2-RP-1-PR, não foi possível verificar diferenças significativas entre a porosidade e essas unidades (Figura 8.40). Nos depósitos prográdantes que constituem a unidade D, a porosidade média é de 4,40% (mínima=1,87%; máxima=13,11%). A unidade C, relacionada aos depósitos de deglaciação,

apresenta porosidade média é de 6,06% (mínima=1,87%; máxima=14,61%) (Figura 8.40).

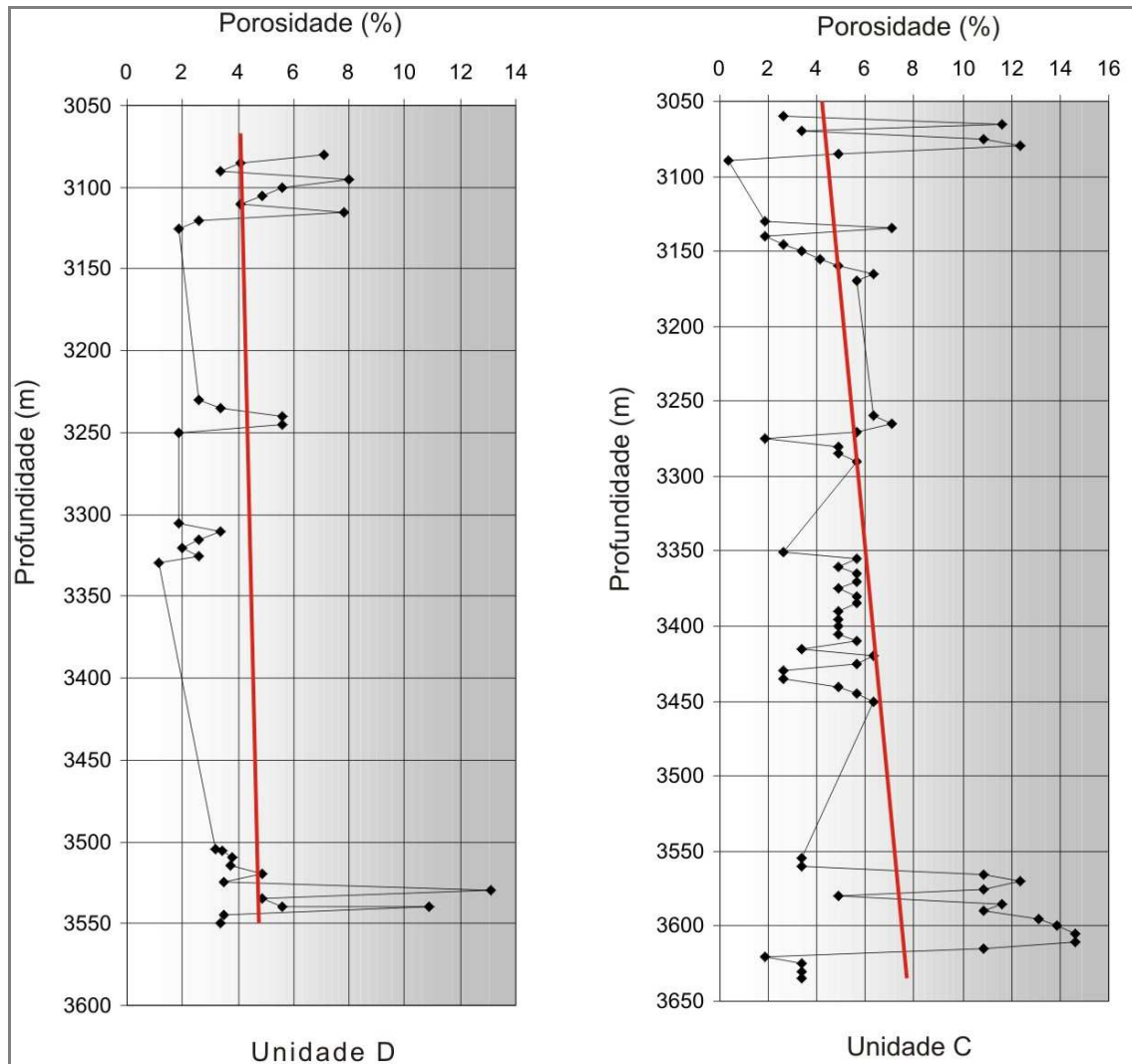


Figura 8.40. Porosidade calculada com base em perfil sônico nos poços 1-CS-2-PR, 3-CB-3-SP, 1-RO-1-PR e 2-RP-1-PR. Linha de tendência em vermelho.

A correlação entre porosidade e profundidade não é evidente nos poços analisados. A linha de tendência mostra um discreto aumento da porosidade com o aumento de profundidade (Figura 8.40). Esta tendência de aumento da porosidade com a profundidade sugere que a porosidade pode ser secundária, gerada pela dissolução de grãos instáveis e de cimentos em ambas as petrofácies. Porém, o aumento da porosidade total com a dissolução aparentemente provoca pouco impacto sobre a porosidade efetiva, uma vez

que o espaço gerado por dissolução muitas vezes não apresenta continuidade, mesmo em escala de seção delgada.

Nos arenitos que compõem o Grupo Itararé o sistema poroso foi fortemente influenciado pela dissolução por pressão, devido ao soterramento no estágio mesodiagenético, evidenciado pela alta frequência de contatos suturados. Outro aspecto que contribui para redução da porosidade nestas rochas é a cimentação por crescimento sintaxial de quartzo, bem desenvolvida principalmente em quartzarenitos de granulação areia média a grossa.

Parâmetros como o índice de fechamento e sua relação com a porosidade foram analisados na tentativa de avaliar o grau de compactação dos arenitos. Os índices de fechamento ou de proximidade (Kahn 1956) obtidos revelaram que o empacotamento dos arenitos analisados é em geral fechado ( $P > 55$ ). O empacotamento normal ( $40 < P < 55$ ), observado em algumas amostras, ocorre devido à dissolução de minerais instáveis. Entre as feições características da compactação mecânica destaca-se a deformação de intraclastos argilosos e a geração de pseudomatriz, assim como a deformação de minerais micáceos, principalmente na petrofácies A.

A avaliação dos processos diagenéticos que tiveram maior influência na redução da porosidade intergranular foi realizada com base em diagramas que consideram a influência da cimentação e da compactação na redução do espaço poroso. A importância relativa dos processos de compactação e de cimentação na redução da porosidade pode ser avaliada com a utilização dos gráficos de volume intergranular versus cimentação Houseknecht (1987), Lundegard (1992) e Ehrenberg (1995). Os gráficos indicam que a compactação precoce foi mais importante que a cimentação, na redução da porosidade (Figuras 8.41 e 8.42).

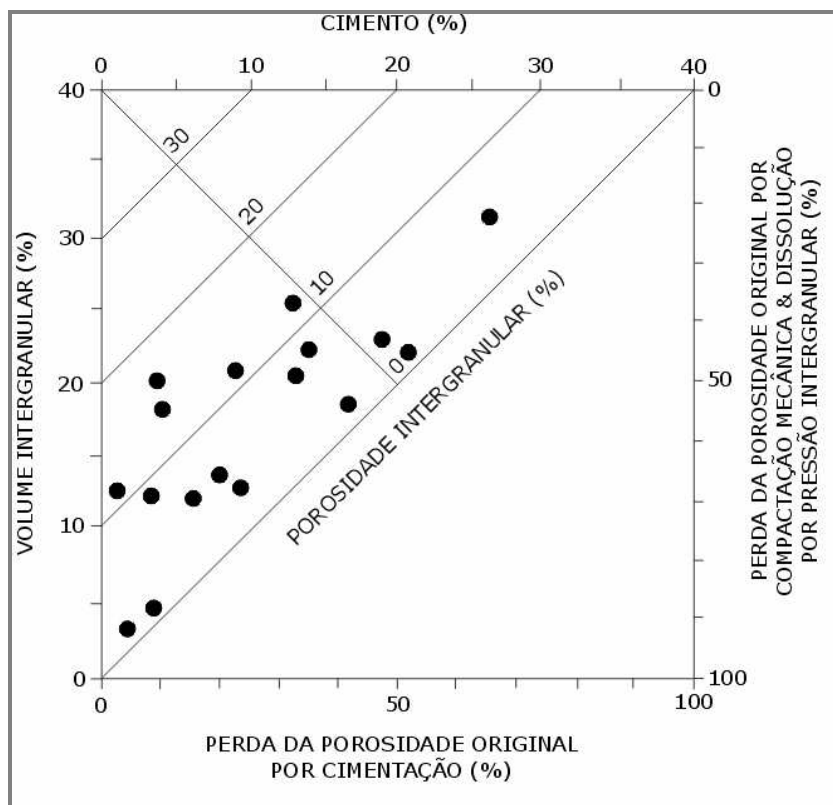


Figura 8.41. Diagrama para avaliação da importância relativa da cimentação e da compactação na perda de porosidade em arenitos aplicado às amostras estudadas (Houseknecht 1987).

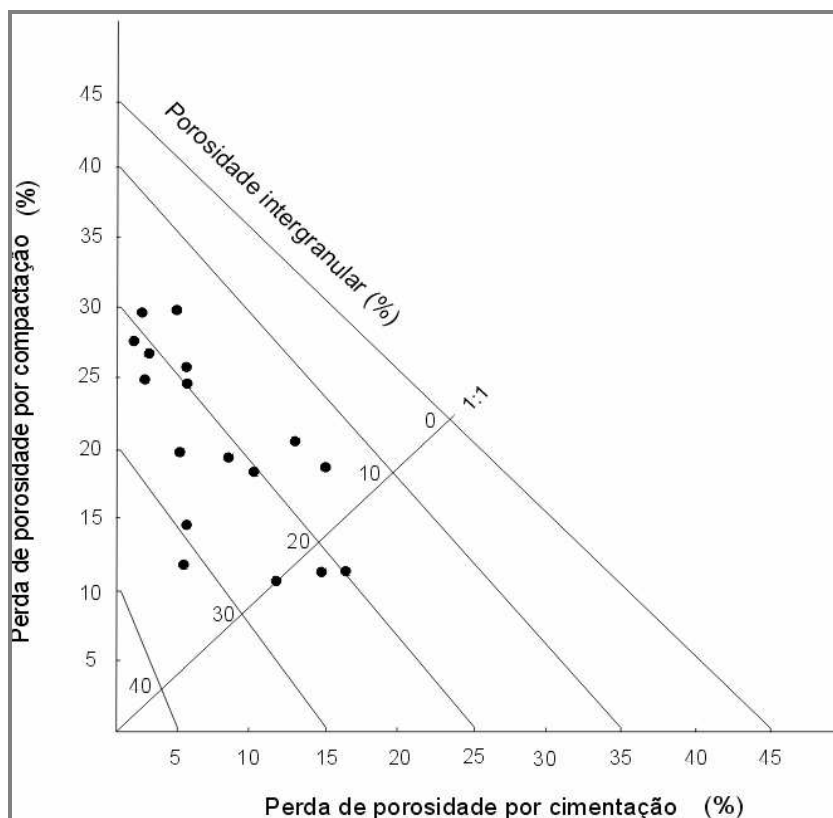


Figura 8.42. Diagrama para avaliação da importância relativa da cimentação e da compactação na perda de porosidade em arenitos aplicado às amostras estudadas (Lundegard 1992 e Ehrenberg 1995).

Com a análise dos parâmetros idade, conteúdo de quartzo detrítico, grau de seleção e profundidade de soterramento, Scherer (1987) desenvolveu uma equação para predição da porosidade. Neste modelo, um arenito do Carbonífero Superior (290Ma), teria 22% de porosidade com 1000m de soterramento e 10% de porosidade a 4000m de soterramento. Na modelagem da história de soterramento considerando a porosidade e a profundidade alcançada, o resultado obtido para os arenitos que compõem o Grupo Itararé foi de 20% de porosidade na profundidade de 3000m e 18% de porosidade na profundidade de 4000m (Figuras 8.43, 8.44 e 8.45). Os valores de porosidade obtidos com a modelagem da história de soterramento são mais elevados do que os valores calculados com base em perfis sônicos e observados em seções delgadas, uma vez que a porosidade obtida com a modelagem realizada considera somente a compactação mecânica em função da profundidade de soterramento.

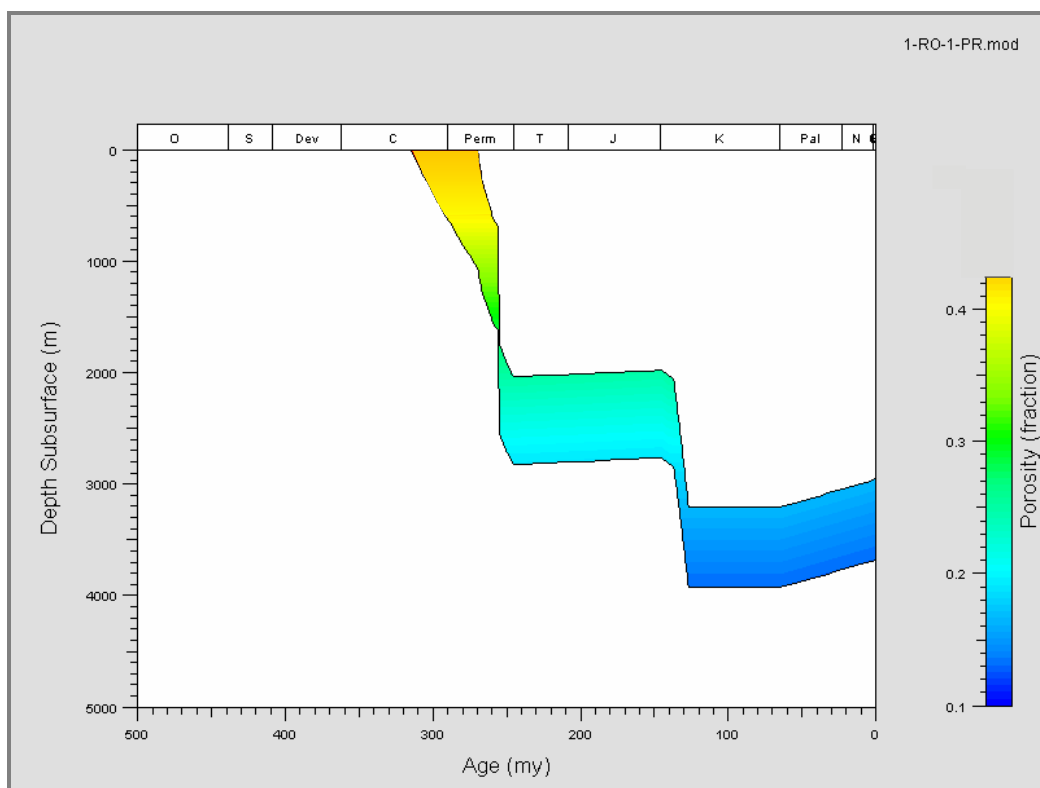


Figura 8.43. Modelagem da porosidade em relação à profundidade, nos arenitos do Grupo Itararé com base em dados estratigráficos do Poço 1-RO-1-PR.

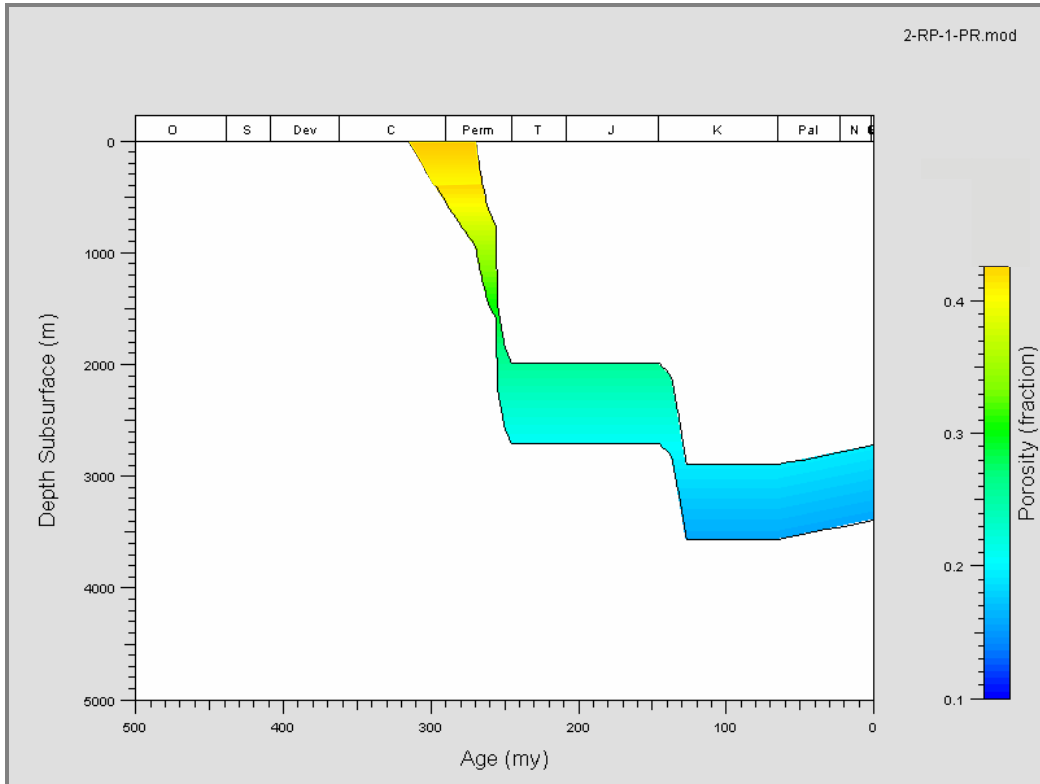


Figura 8.44. Modelagem da porosidade em relação à profundidade, nos arenitos do Grupo Itararé com base em dados estratigráficos do Poço 2-RP-1-PR.

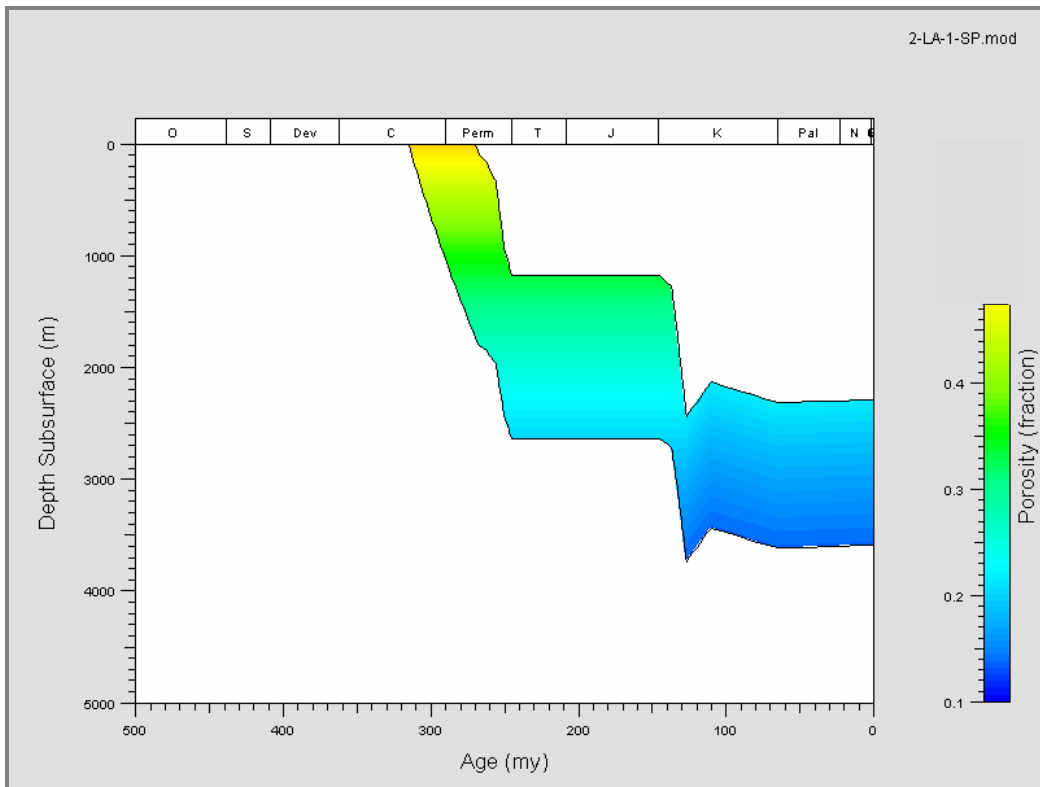


Figura 8.45. Modelagem da porosidade em relação à profundidade, nos arenitos do Grupo Itararé com base em dados estratigráficos do Poço 2-LA-1-SP.



## **9. DIAGÊNESE NOS ARENITOS DA FM. RIO BONITO**

### **9.1. CONTEXTO DEPOSICIONAL E PETROGRAFIA**

As amostras correspondentes à Formação Rio Bonito foram selecionadas em testemunhos de sondagens de cinco poços perfurados na Bacia do Paraná em campanhas exploratórias realizadas pela Petrobras e Paulipetro na Bacia do Paraná, três poços da Mineropar e afloramentos descritos na região de Telêmaco Borba a Ibaiti no Estado do Paraná. Os intervalos selecionados para amostragem em testemunhos foram correlacionados aos intervalos amostrados em áreas de afloramento. As amostras obtidas em afloramento e testemunhos de sondagens rasas são influenciadas por condições intempéricas que ocorrem em superfície, mas são de grande importância para identificação das fácies e correlação dos dados obtidos em afloramento e subsuperfície. A amostragem em superfície foi realizada com base nas descrições faciológicas de Zacarias (2004). Em subsuperfície as amostras foram relacionadas ao contexto deposicional principalmente com base na assinatura dos perfis de raios gama das sucessões verticais e aplicação dos conceitos de estratigrafia de seqüências.

A associação de fácies 1 ocorre na porção basal da Formação Rio Bonito. Caracterizam-se por conglomerados maciços e arenitos feldspáticos finos a grossos com padrão textural de granodecrescência ascendente e formam uma geometria externa de corpos canalizados. A associação de fácies 2 é constituída por arenitos médios a muito grossos. Os arenitos apresentam frequentemente lâminas de argila que acompanham os foresets das estratificações cruzadas planares ou acanaladas. Em subsuperfície ocorrem conglomerados maciços, arenitos médios a grossos com clastos de argila e pirita. Na associação de fácies 3 predominam lamitos intercalados com arenitos finos a muito finos, arenitos médios a grossos e níveis de conglomerado maciços. Os lamitos cinza escuros gradam para camadas de carvão, as quais formam corpos descontínuos com espessura máxima de 30 cm. No topo da associação de fácies 3 podem ocorrer arenitos calcíferos e bancos de calcário intercalados com lamitos. A associação de fácies 4 é reconhecida em poços

pele padrão de empilhamento granocrescente em direção ao topo. Constituída por arenitos finos a grossos ricos em quartzo e boa seleção granulométrica. No topo da associação de fácies 4 ocorrem arenitos finos a muito finos com cimento carbonático intercalados com camadas de calcário argilosas. Na associação de fácies 5 ocorrem arenitos médios a finos, bem selecionados, constituídos essencialmente por quartzo. O empilhamento dessa associação é caracterizado por um padrão em caixa ou granocrescência ascendente.

Na Figura 9.1 pode-se verificar um exemplo da correlação utilizada para amostragem no poço 1-PT-1-PR, com as unidades definidas para a Formação Rio Bonito em superfície e subsuperfície. Com assinatura em perfis de raios gama, além da descrição de fácies que estas unidades apresentam foi possível correlacionar os principais eventos nos demais poços utilizados.

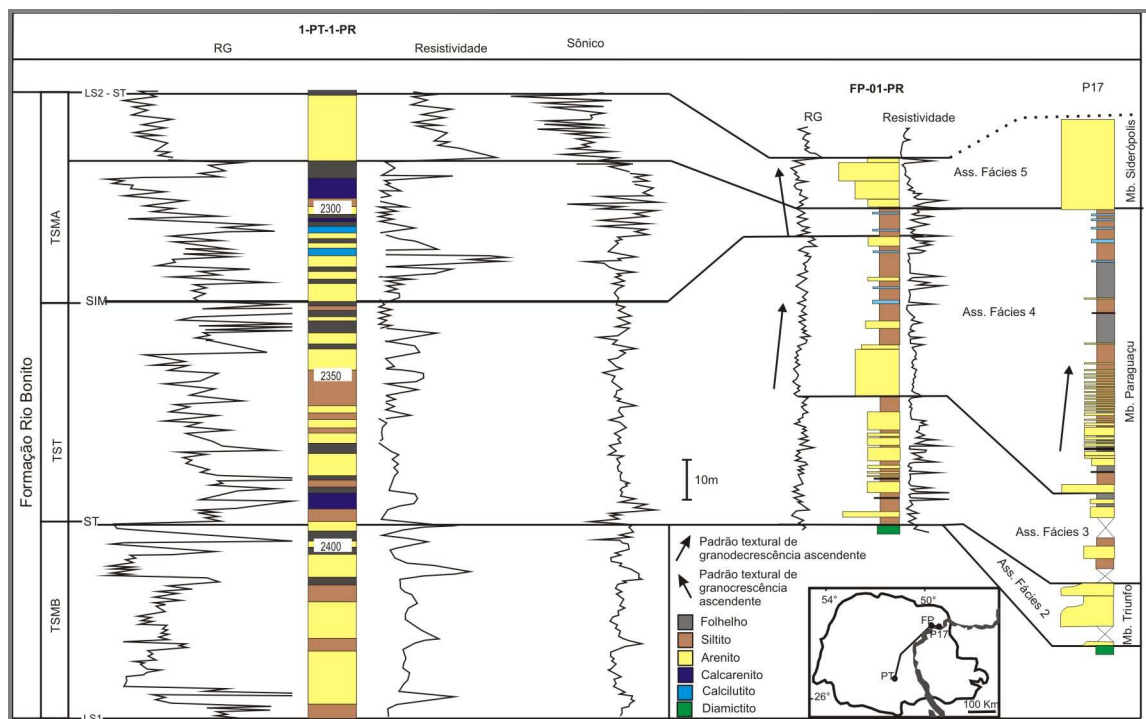


Figura 9.1. Correlação entre seção em afloramento (P17), testemunho de sondagem rasa (FP-01-PR) e perfis de poço 1-PT-1-PR com indicação do modelo estratigráfico utilizado.

A Formação Rio Bonito representa uma seqüência deposicional de terceira ordem, formada pelos tratos de sistema de mar baixo (TSMB), transgressivo (TST) e mar alto (TSMA) (Holz 1998, 2002, 2003; Zacharias 2004). De acordo com as descrições de fácies da Formação Rio Bonito obtidas

em afloramentos e testemunhos na região nordeste do estado do Paraná, apresentadas por Zacarias (2004) e comparações com o modelo apresentado por Holz (2003), foi possível relacionar as Associações de Fácies 1 e 2 com o Membro Triunfo, depositadas durante o trato de sistemas de mar baixo. As Associação de Fácies 3 e 4 correspondem ao Membro Paraguaçu, depositadas durante o trato de sistema transgressivo e mar alto. O Membro Siderópolis corresponde à Associação de Fácies 5 depositada durante o trato de sistema de mar alto.

De acordo com os critérios mencionados, as amostras provenientes do poço 2-CS-1-PR foram correlacionadas à base da Fm. Rio Bonito (Figura 9.2).

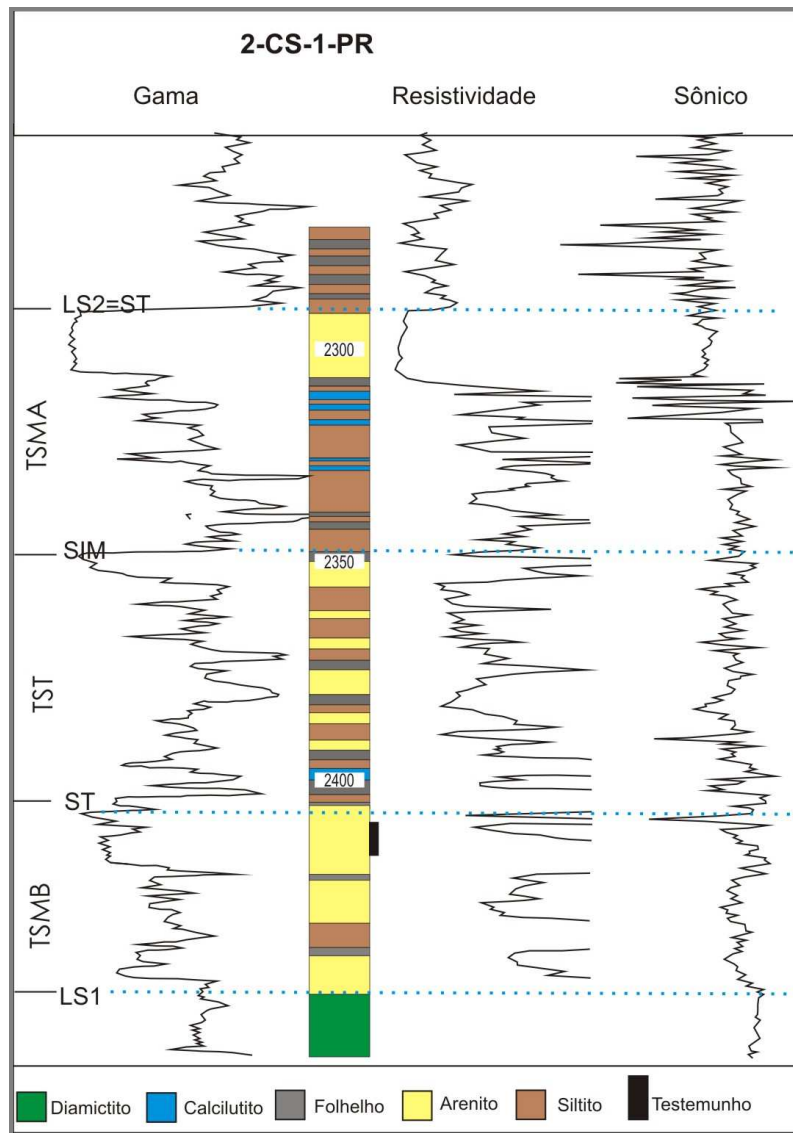


Figura 9.2. Perfis de Raios Gama, Resistividade e Sônico da Formação Rio Bonito e indicação do testemunho no contexto deposicional.

A constituição detrítica predominante desses arenitos amostrados na porção inferior da Formação Rio Bonito é caracterizada por quartzo (70%) e feldspato (30%), classificados segundo Folk (1968) como subarcóseos, com granulagem média à grossa e seleção moderada. O empacotamento é em geral fechado e ocorrem contatos côncavo-convexos e suturados. A cimentação inicial é constituída predominantemente por calcita. Crescimentos sintaxiais de quartzo, embora ocorram no final da eodiagênese são relacionados principalmente à precipitação tardia, assim como a segunda fase de calcita (Figuras 9.3, 9.4).



Figura 9.3. Síntese petrográfica da amostra CS-10a a 2413m de profundidade.

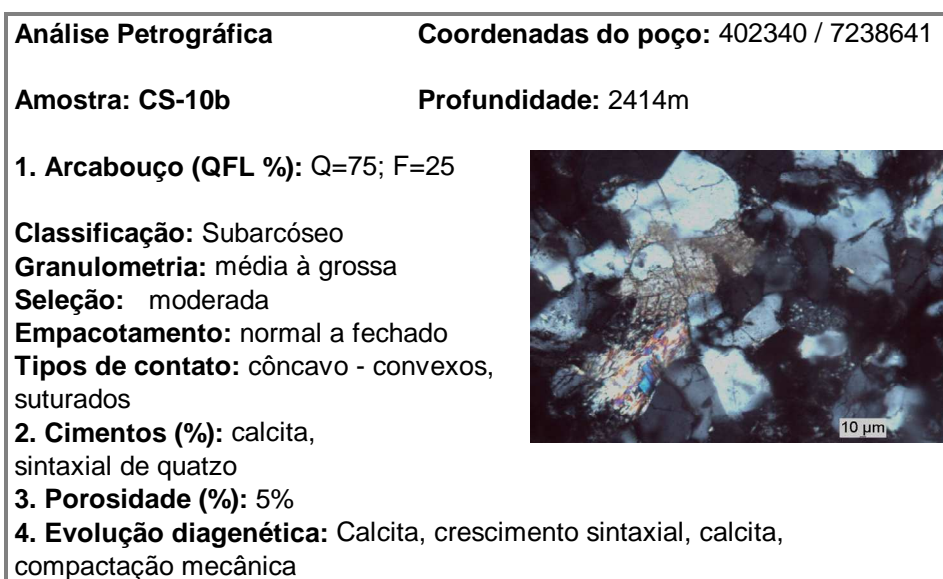


Figura 9.4. Síntese petrográfica da amostra CS-10b a 2414m de profundidade.

No poço 2-UV-1-PR foi possível caracterizar os arenitos que compõem a Formação Rio Bonito na profundidade entre 886,1 a 1035,4m e verificar a distribuição dos minerais autigênicos de acordo com os tratos de sistemas e superfícies deposicionais (Figura 9.5).

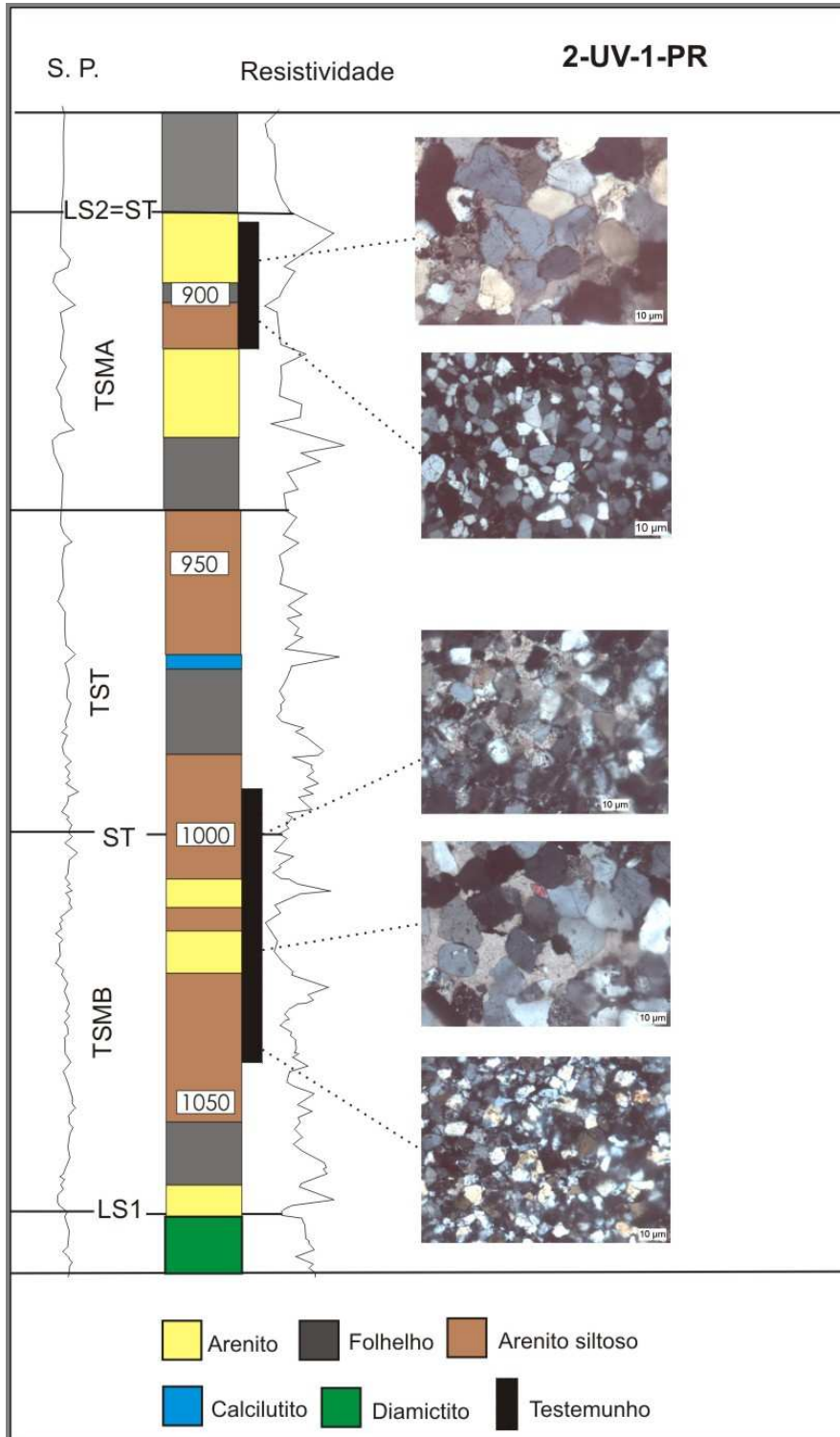


Figura 9.5 Posicionamento do testemunho com amostras descritas no poço 2-UV-1-PR. SP = Potencial espontâneo.

As amostras UV12 (886,1m) até UV16 (892,7m) (Figuras 9.6 a 9.10) correspondem à associação de fácies 5, depositada durante o desenvolvimento do trato de sistemas de mar alto. Ocorrem arenitos médios a finos, com seleção boa a moderada. A constituição detrítica predominante é quartzo (85%) e feldspato (15%). O principal cimento é formado por crescimentos sintaxiais de quartzo. O cimento de calcita ocorre principalmente na amostra UV12 (886,1m), próximo ao limite de seqüência. Análises de difração de raios X realizadas da fração < 2 µm e interpretadas pela posição dos picos e comparação com o banco de dados JCPDS evidenciam a presença de quartzo, pirita e calcita (Figura 9.7). As amostras UV20 (908,0m) e UV23 (920m) (Figuras 9.11 a 9.14) correspondem ao topo da associação de fácies 4 (Figura 9.5). São arenitos muito finos a finos com abundante cimentação de calcita e raros crescimentos sintaxiais de quartzo. Análises de difração de raios X mostram a ocorrência de quartzo, calcita, albita e caolinita (Figuras 9.12 e 9.14). A superfície transgressiva é representada pelas amostras UV39 (984,4m) e UV41 (995,7m) (Figura 9.5). Esses arenitos são finos a médios, seleção moderada, constituídos por quartzo (75%), feldspato (20%) e muscovita (5%). Nesses arenitos o principal cimento é caolinita e em menor proporção ocorre calcita e crescimentos sintaxiais de quartzo (Figuras 9.15 a 9.18). A presença de quartzo, albita, caolinita, analcima, calcita e muscovita foram verificadas também por análises de difração de raios X (Figuras 9.16 e 9.18). As amostras UV43 (1004,9m) até UV47 (1035,4m) (Figuras 9.19 a 9.24) referem-se à base da Formação Rio Bonito, relacionada ao trato de sistemas de mar baixo. Ocorrem arenitos muito finos a médios, com seleção moderada, constituídos por quartzo (75%), feldspato (20%) e muscovita (5%). Os principais cimentos são caolinita, calcita e crescimentos sintaxiais de quartzo. Por meio de análises de difração de raios X observa-se a ocorrência de quartzo, albita, caolinita, muscovita e calcita (Figuras 9.20, 9.22 e 9.24).

**Análise Petrográfica**

**Coordenadas do poço:** 402340 / 7238641

**Amostra:** UV12

**Profundidade:** 886,1m

**1. Arcabouço (QFL %):** Q=80; F=20

**Classificação:** Subarcóseo

**Granulometria:** média à grossa

**Seleção:** moderada

**Empacotamento:** normal a fechado

**Tipos de contato:** côncavo - convexas, suturados

**2. Cimentos (%):** calcita

pirita, crescimento sintaxial de quartzo

**3. Porosidade (%):** 5%

**4. Evolução diagenética:** cimentação carbonática inicial, pirita crescimento sintaxial de quartzo, dissolução, calcita II.

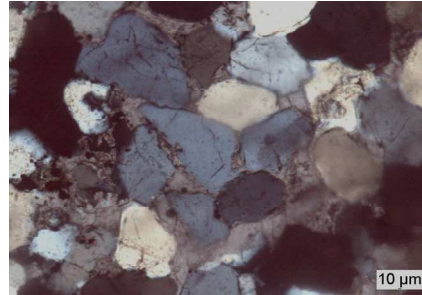


Figura 9.6. Síntese petrográfica da amostra UV12 a 886,1m de profundidade.

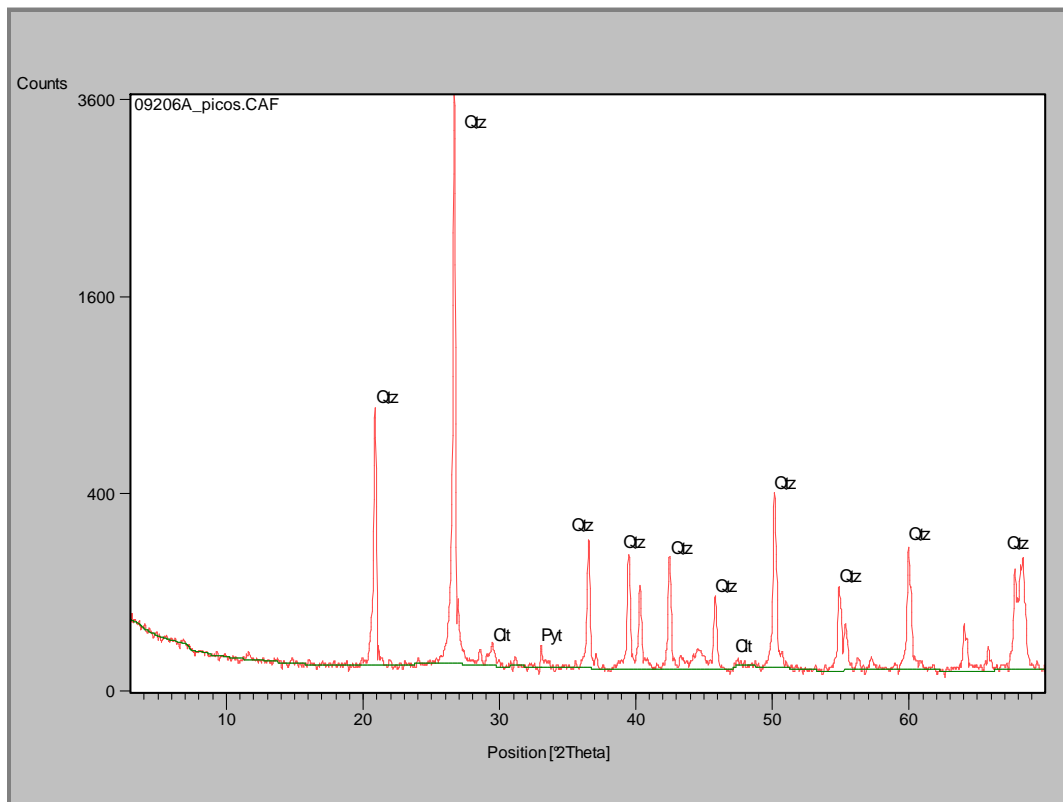


Figura 9.7. Difratoograma de RX da amostra UV12. Qtz=quartzo; Pyt=pirita; Clc=calcita.



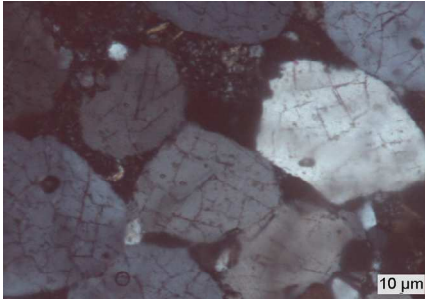
<b>Análise Petrográfica</b>	<b>Coordenadas do poço:</b> 402340 / 7238641
<b>Amostra:</b> UV13	<b>Profundidade:</b> 887,3m
<b>1. Arcabouço (QFL %):</b> Q=75; F=25 <b>Classificação:</b> Subarcóseo <b>Granulometria:</b> média à grossa <b>Seleção:</b> moderada <b>Empacotamento:</b> normal a fechado <b>Tipos de contato:</b> côncavo - convexos, suturados <b>2. Cimentos (%):</b> calcita, sintaxial de quartzo <b>3. Porosidade (%):</b> 5% <b>4. Evolução diagenética:</b> fase precoce de crescimento sintaxial de quartzo	
	

Figura 9.8. Síntese petrográfica da amostra UV13 a 887,3m de profundidade.

<b>Análise Petrográfica</b>	<b>Coordenadas do poço:</b> 402340 / 7238641
<b>Amostra:</b> UV14	<b>Profundidade:</b> 889,4m
<b>1. Arcabouço (QFL %):</b> Q=75; F=25 (muscovita=5) <b>Classificação:</b> Subarcóseo <b>Granulometria:</b> média à grossa <b>Seleção:</b> moderada <b>Empacotamento:</b> normal a fechado <b>Tipos de contato:</b> côncavo - convexos, suturados <b>2. Cimentos (%):</b> calcita, sintaxial de quartzo <b>3. Porosidade (%):</b> 5% <b>4. Evolução diagenética:</b> calcita, crescimento sintaxial de quartzo	
	

Figura 9.9. Síntese petrográfica da amostra UV14 a 889,4m de profundidade.

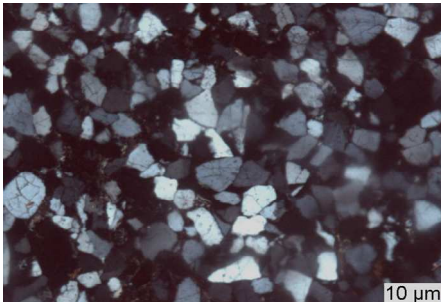
<b>Análise Petrográfica</b>	<b>Coordenadas do poço:</b> 402340 / 7238641
<b>Amostra:</b> UV16	<b>Profundidade:</b> 892,7m
<b>1. Arcabouço (QFL %):</b> Q=75; F=25 (muscovita=2) <b>Classificação:</b> Subarcóseo <b>Granulometria:</b> fina à média <b>Seleção:</b> moderada <b>Empacotamento:</b> normal a fechado <b>Tipos de contato:</b> côncavo - convexos, suturados <b>2. Cimentos (%):</b> calcita, sintaxial de quartzo <b>3. Porosidade (%):</b> 3% <b>4. Evolução diagenética:</b> calcita, crescimento sintaxial de quartzo	
	

Figura 9.10. Síntese petrográfica da amostra UV16 a 892,7m de profundidade.



**Análise Petrográfica**

**Coordenadas do poço: 402340 / 7238641**

**Amostra: UV20**

**Profundidade: 908,0m**

**1. Arcabouço (QFL %): Q=75; F=25**

**Classificação:** Subarcóseo

**Granulometria:** fina à muito fina

**Seleção:** moderada

**Empacotamento:** normal a fechado

**Tipos de contato:** suturados

**2. Cimentos (%):** calcita,  
sintaxial de quartzo

**3. Porosidade (%):** 1%

**4. Evolução diagenética:** calcita, crescimento sintaxial de quartzo

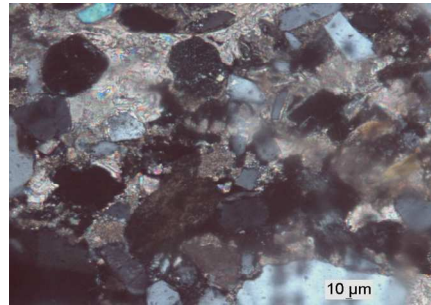


Figura 9.11. Síntese petrográfica da amostra UV20 a 908,0m de profundidade.

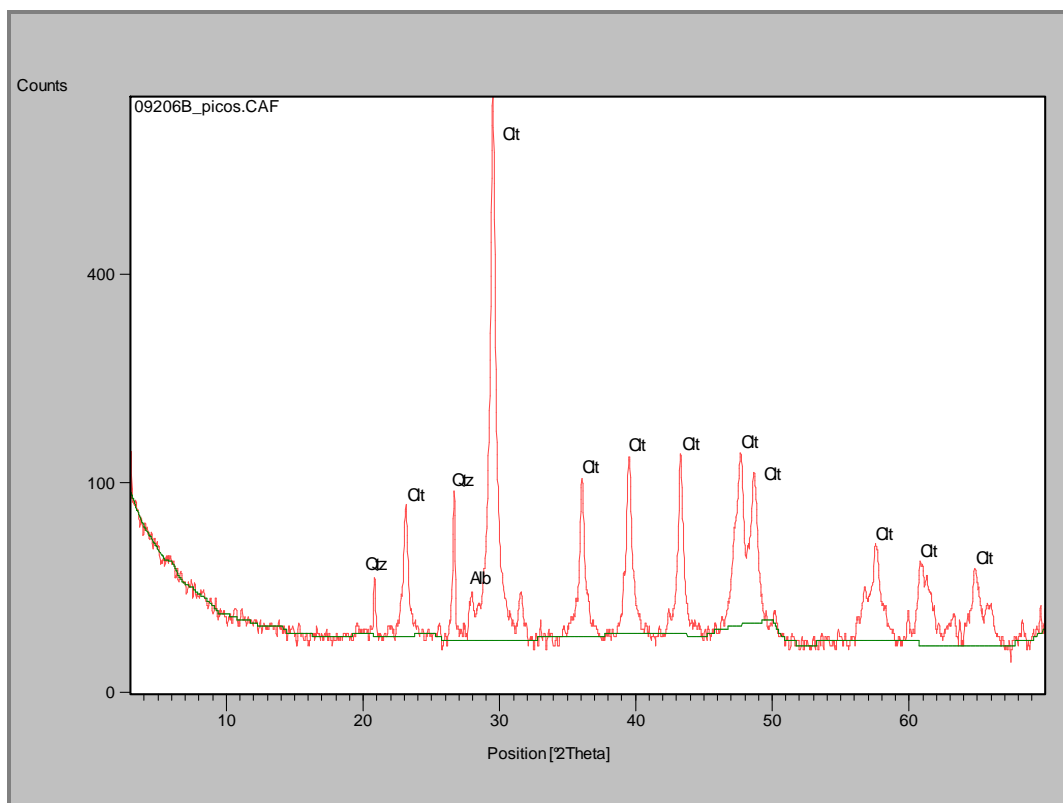


Figura 9.12. Difratoograma de RX da amostra UV20. Qtz=quartzo Ct=calcita.

**Análise Petrográfica**

**Coordenadas do poço: 402340 / 7238641**

**Amostra: UV23**

**Profundidade: 920,0m**

**1. Arcabouço (QFL %): Q=75; F=25**

**Classificação:** Subarcóseo

**Granulometria:** fina à média

**Seleção:** moderada

**Empacotamento:** normal a fechado

**Tipos de contato:** suturados

**2. Cimentos (%):** calcita

**3. Porosidade (%):** 3%

**4. Evolução diagenética:** duas fases de precipitação de calcita

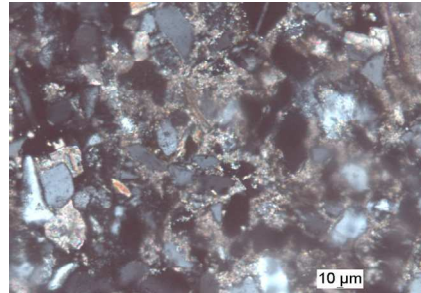


Figura 9.13. Síntese petrográfica da amostra UV23 a 920,0m de profundidade.

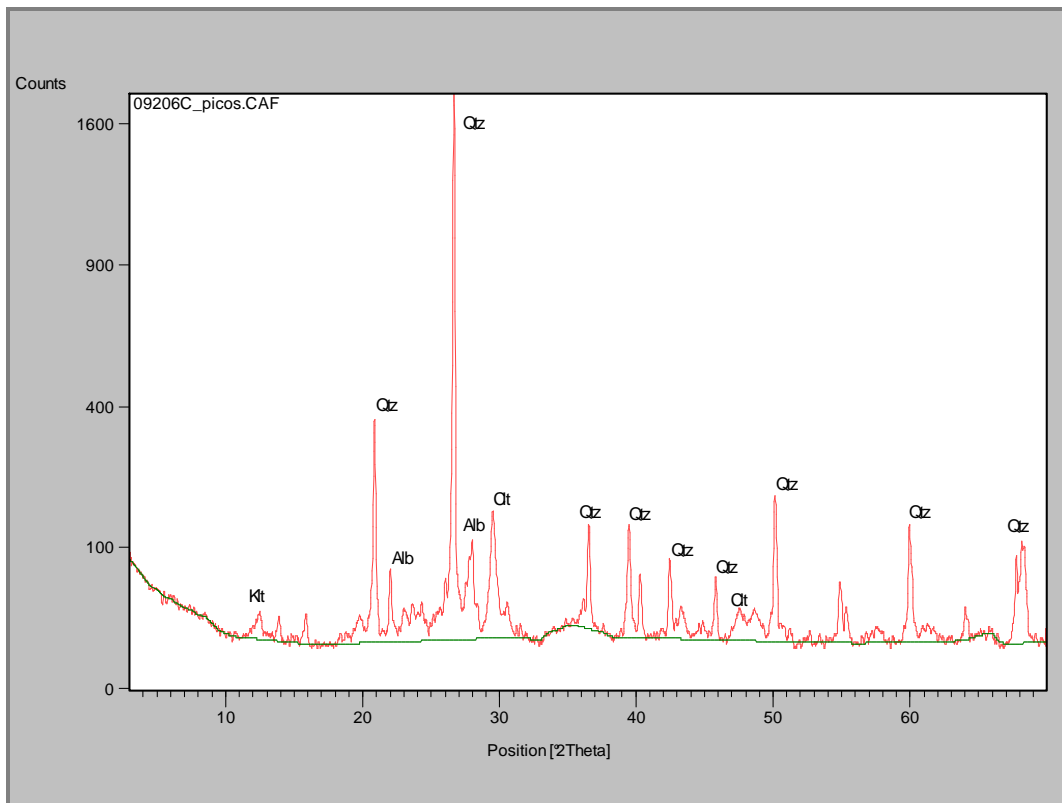


Figura 9.14. Difratoograma de RX da amostra UV23. Qtz=quartzo; Ct=calcita; Albita (Alb); Caolinita (Klt).

**Análise Petrográfica**

**Coordenadas do poço: 402340 / 7238641**

**Amostra: UV39**

**Profundidade: 984,4m**

**1. Arcabouço (QFL %):** Q=75; F=25  
(muscovita=8)

**Classificação:** Subarcóseo

**Granulometria:** fina à média

**Seleção:** moderada

**Empacotamento:** normal a fechado

**Tipos de contato:** suturados

**2. Cimentos (%):** caolinita

**3. Porosidade (%):** 3%

**4. Evolução diagenética:** compactação mecânica

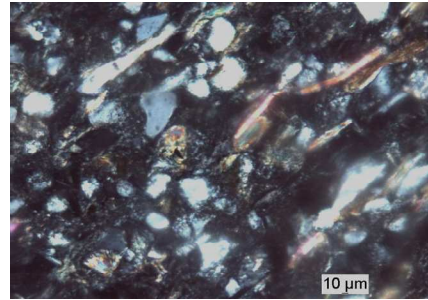


Figura 9.15. Síntese petrográfica da amostra UV39 a 984,4m de profundidade.

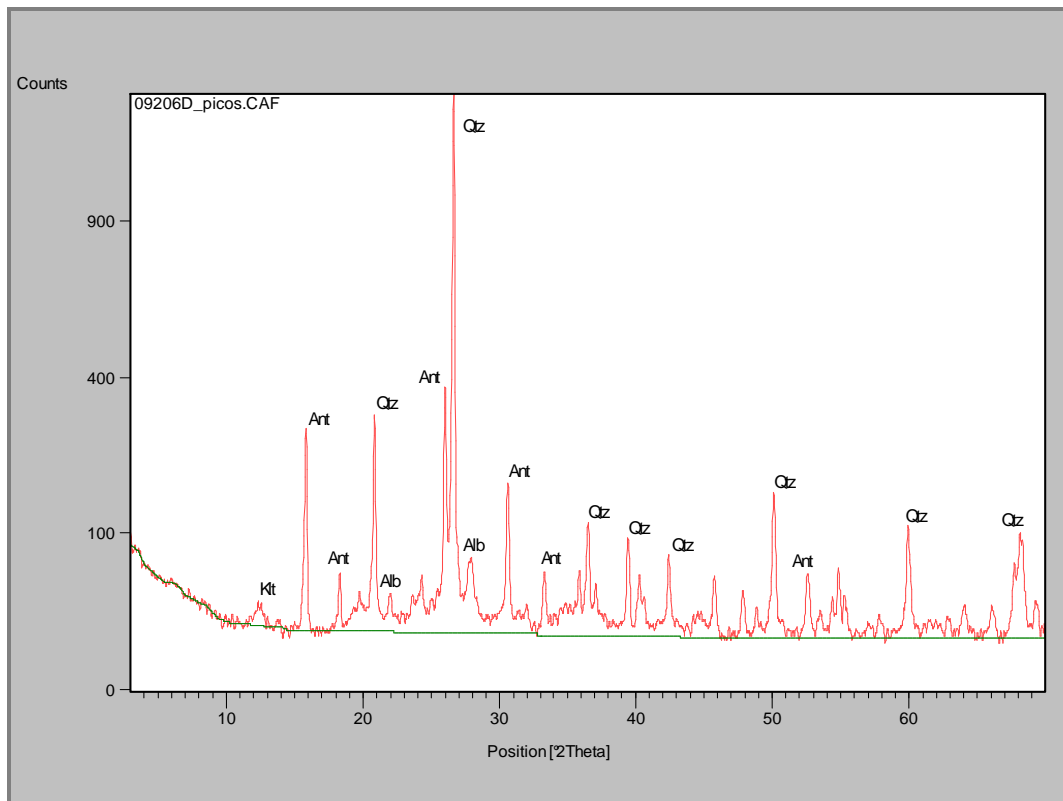


Figura 9.16. Difratograma de RX da amostra UV39. Qtz=quartzo; Albite (Alb); Caolinita (Klt); Analcima (Ant).

**Análise Petrográfica**

**Coordenadas do poço:** 402340 / 7238641

**Amostra:** UV41

**Profundidade:** 995,7m

**1. Arcabouço (QFL %):** Q=75; F=25  
(muscovita=5)

**Classificação:** Subarcóseo

**Granulometria:** fina à média

**Seleção:** moderada

**Empacotamento:** normal a fechado

**Tipos de contato:** suturados

**2. Cimentos (%):** calcita,  
crescimentos sintaxiais de quartzo

**3. Porosidade (%):** 2%

**4. Evolução diagenética:** cimentação por calcita,  
crescimentos sintaxiais de quartzo

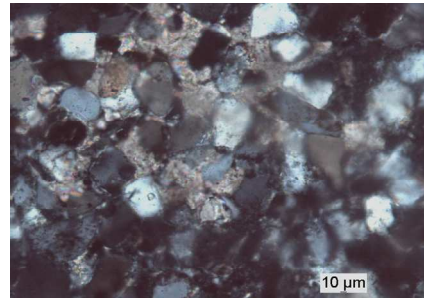


Figura 9.17. Síntese petrográfica da amostra UV41 a 995,7m de profundidade

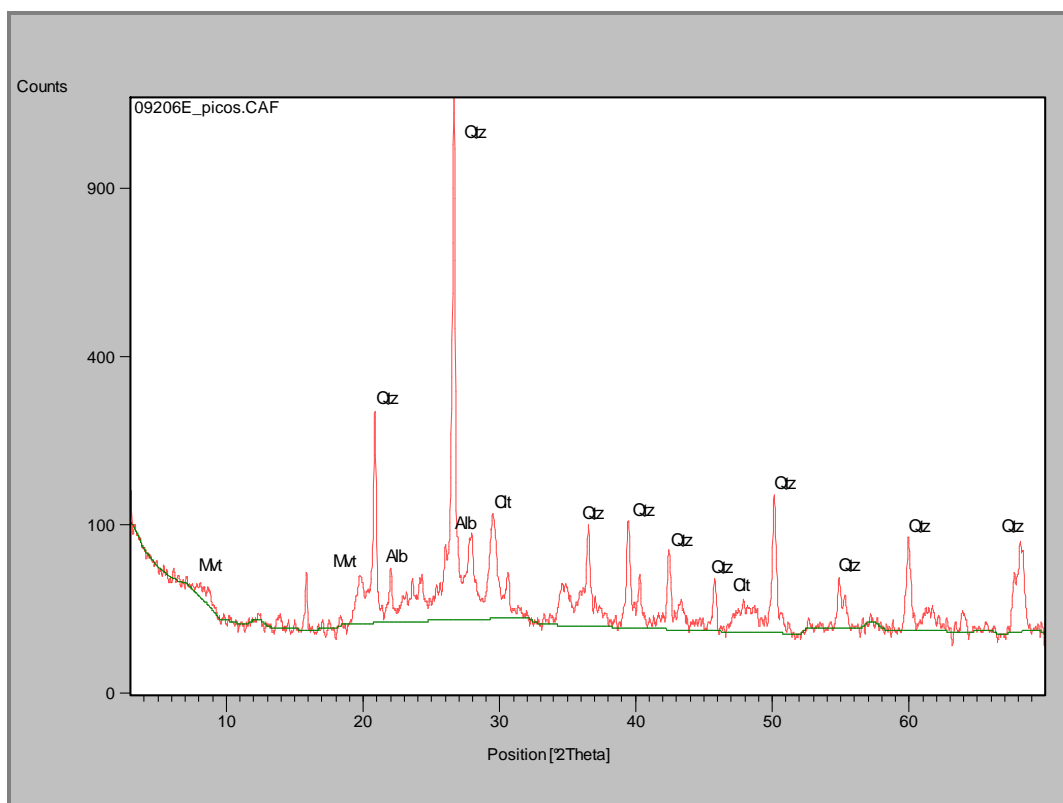


Figura 9.18. Difratoograma de RX da amostra UV41. Qtz=quartzo; Albita (Alb); Calcita (Ct); Muscovita (Mvt).

**Análise Petrográfica**

**Coordenadas do poço:** 402340 / 7238641

**Amostra:** UV43

**Profundidade:** 1004,9m

**1. Arcabouço (QFL %):** Q=75; F=25

**Classificação:** Subarcóseo

**Granulometria:** fina à média

**Seleção:** moderada

**Empacotamento:** normal a fechado

**Tipos de contato:** suturados

**2. Cimentos (%):** calcita,  
crescimentos sintaxiais de quartzo

**3. Porosidade (%):** 2%

**4. Evolução diagenética:** cimentação por calcita,  
crescimentos sintaxiais de quartzo

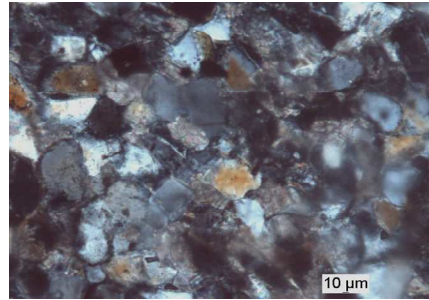


Figura 9.19. Síntese petrográfica da amostra UV43 a 1004,9m de profundidade.

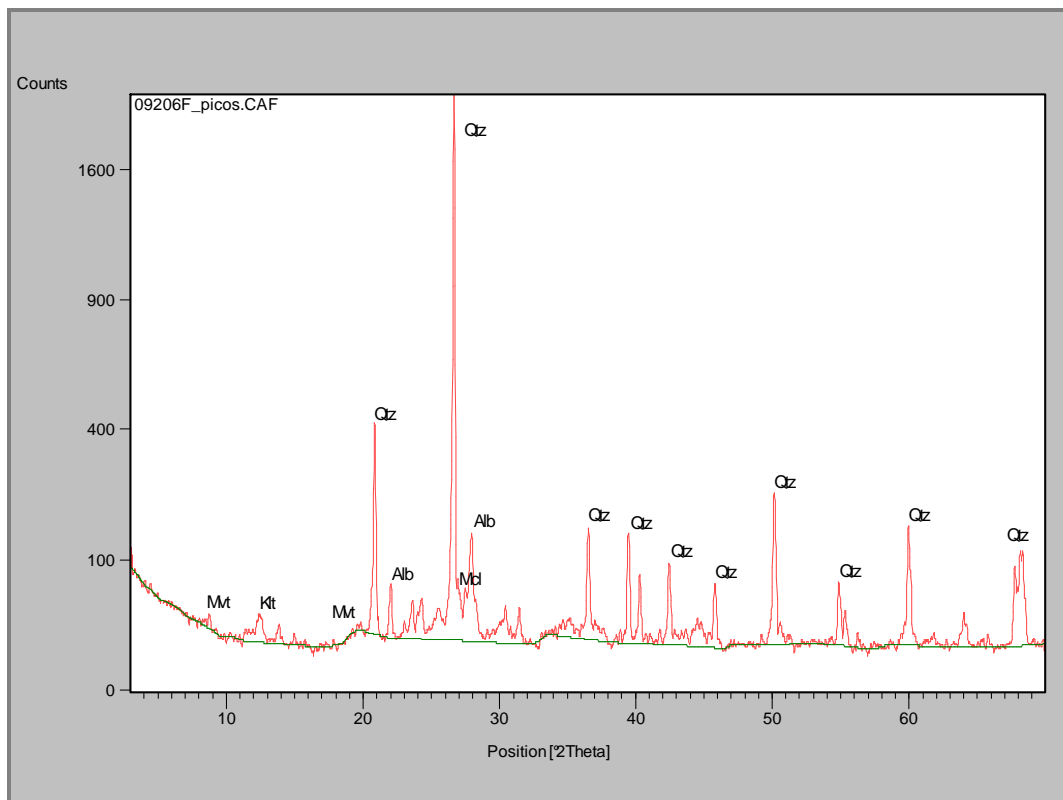


Figura 9.20. Difratoograma de RX da amostra UV43. Qtz=quartzo; Albite (Alb); Caolinita (Klt); Muscovita (Mvt).

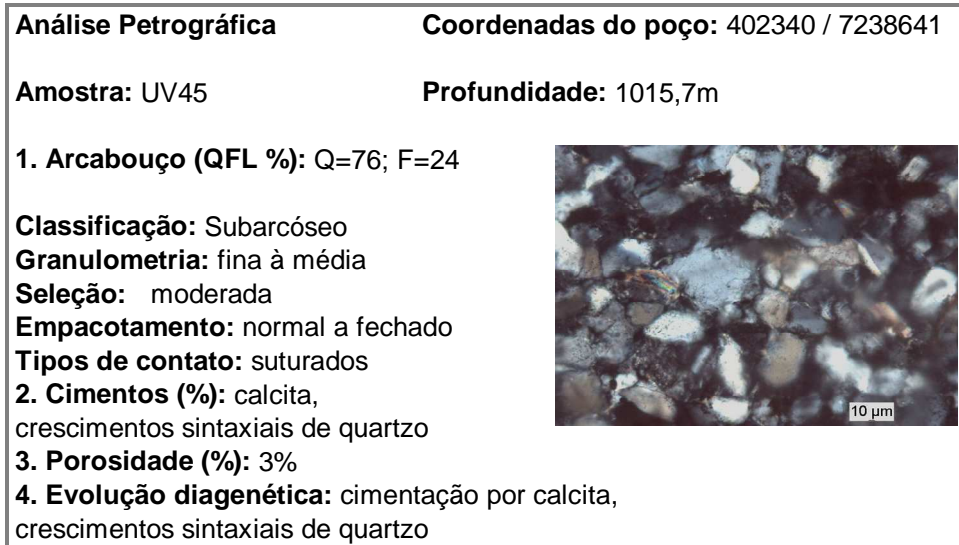


Figura 9.21. Síntese petrográfica da amostra UV45 a 1015,7m de profundidade.

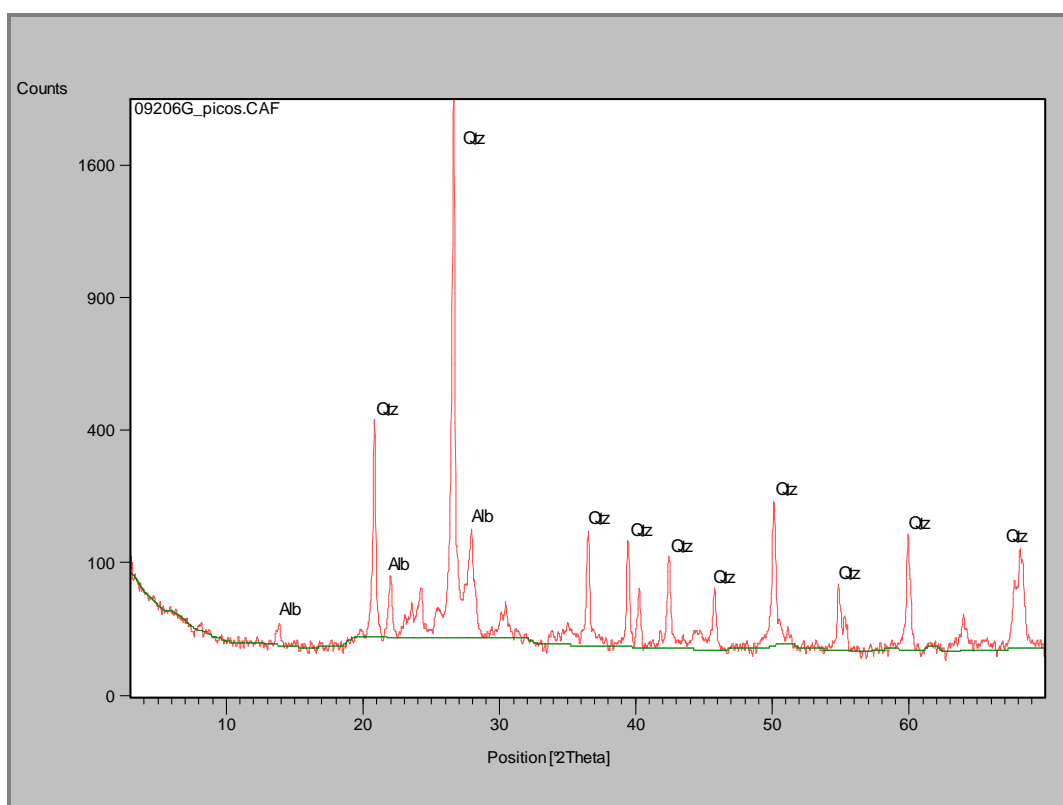


Figura 9.22. Difratoograma de RX da amostra UV45. Qtz=quartzo; Albite (Alb).

**Análise Petrográfica**

**Coordenadas do poço: 402340 / 7238641**

**Amostra: UV47**

**Profundidade: 1025,8m**

**1. Arcabouço (QFL %):** Q=77; F=23  
(muscovita 5)

**Classificação:** Subarcóseo

**Granulometria:** fina à média

**Seleção:** moderada

**Empacotamento:** normal a fechado

**Tipos de contato:** suturados

**2. Cimentos (%):** calcita,  
crescimentos sintaxiais de quartzo

**3. Porosidade (%):** 3%

**4. Evolução diagenética:** cimentação por calcita,  
crescimentos sintaxiais de quartzo

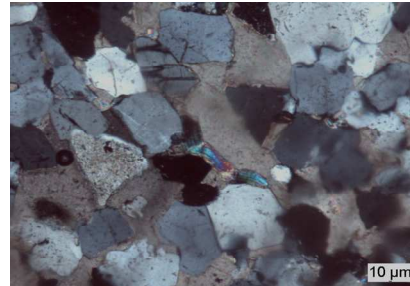


Figura 9.23. Síntese petrográfica da amostra UV47 a 1025,8m de profundidade.

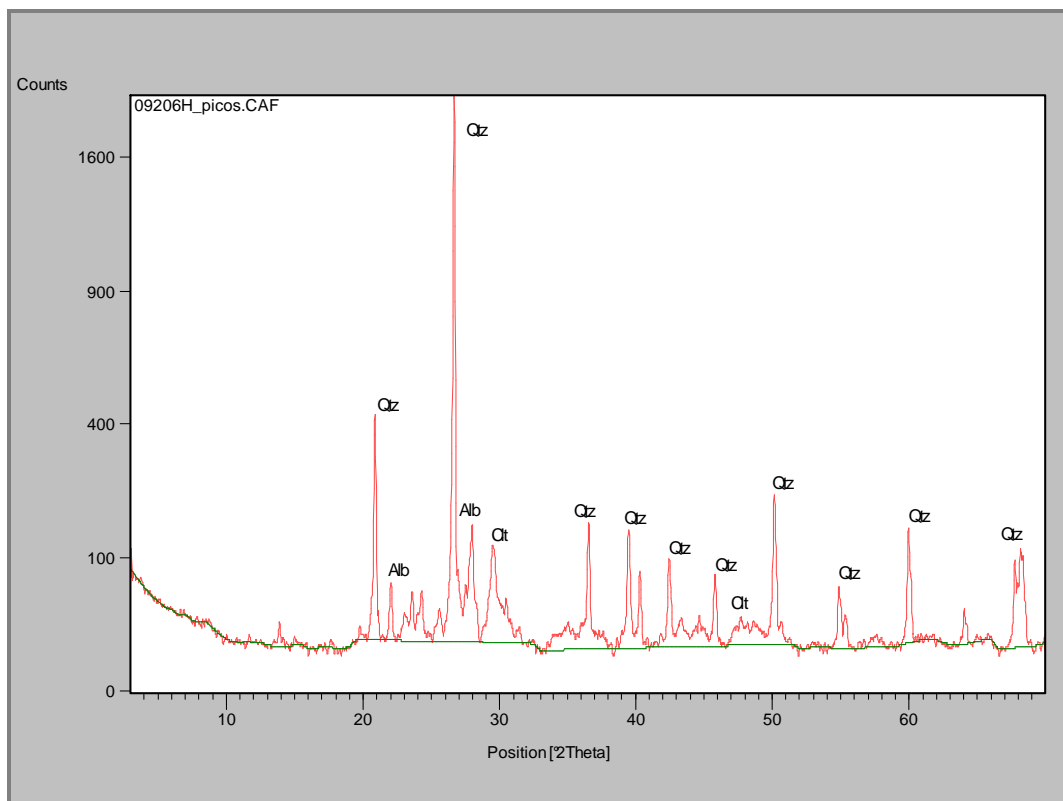


Figura 9.24. Difratoograma de RX da amostra UV47. Qtz=quartzo; Albita (Alb); Calcita (Ct).

Com a descrição de imagens obtidas com microscópio eletrônico de varredura (MEV) foi possível examinar a morfologia e relações texturais entre os minerais. A identificação dos constituintes foi realizada com base em Welton (1984). As imagens analisadas são provenientes do poço 2-LA-1-SP e correspondem à profundidade de 2324m à 2330m (Figura 9.25). Os principais constituintes diagenéticos identificados foram clorita, illita, illita-esmectita, crescimentos sintaxiais de quartzo e anquerita (Figuras 9.26 e 9.37), os quais foram precipitados durante a mesodiagenese. Não foi possível correlacionar os produtos mesodiagenéticos e o contexto deposicional, porém a forma e condições de ocorrência foram utilizadas para auxiliar na interpretação da evolução diagenética.

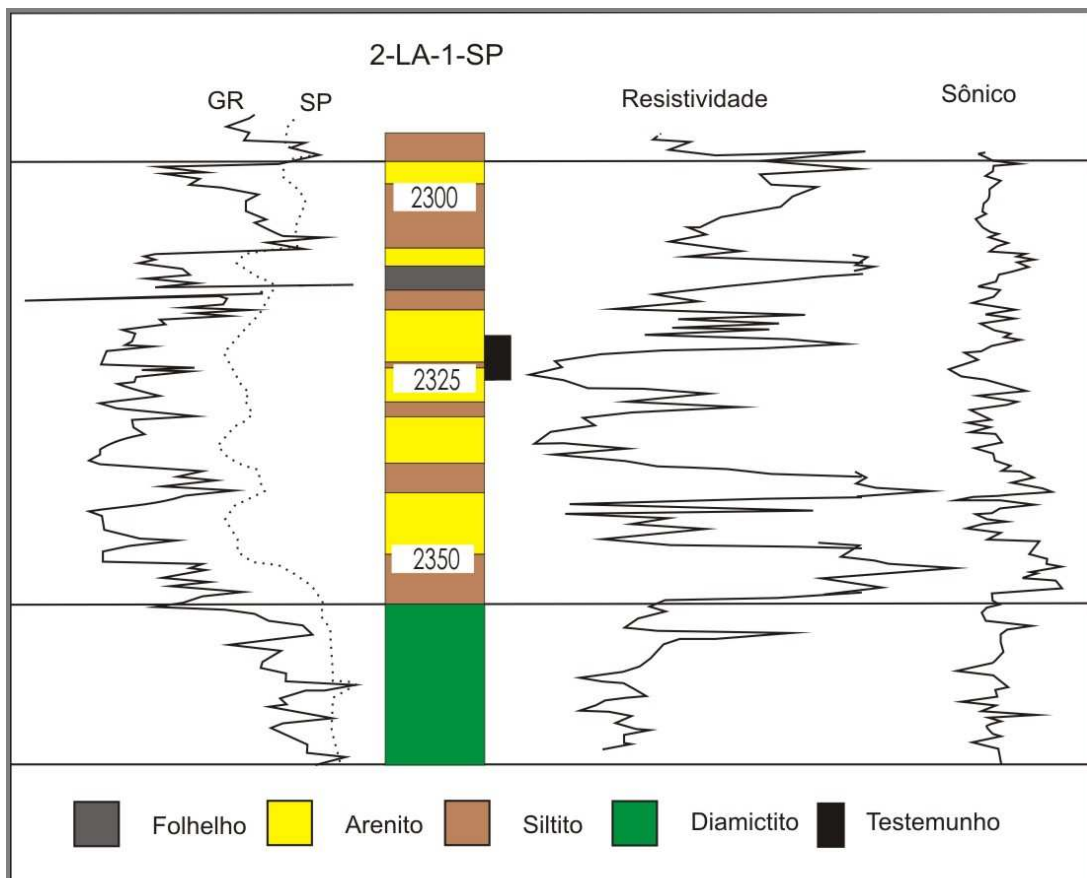


Figura 9.25. Posicionamento do testemunho no poço 2-LA-1-SP.



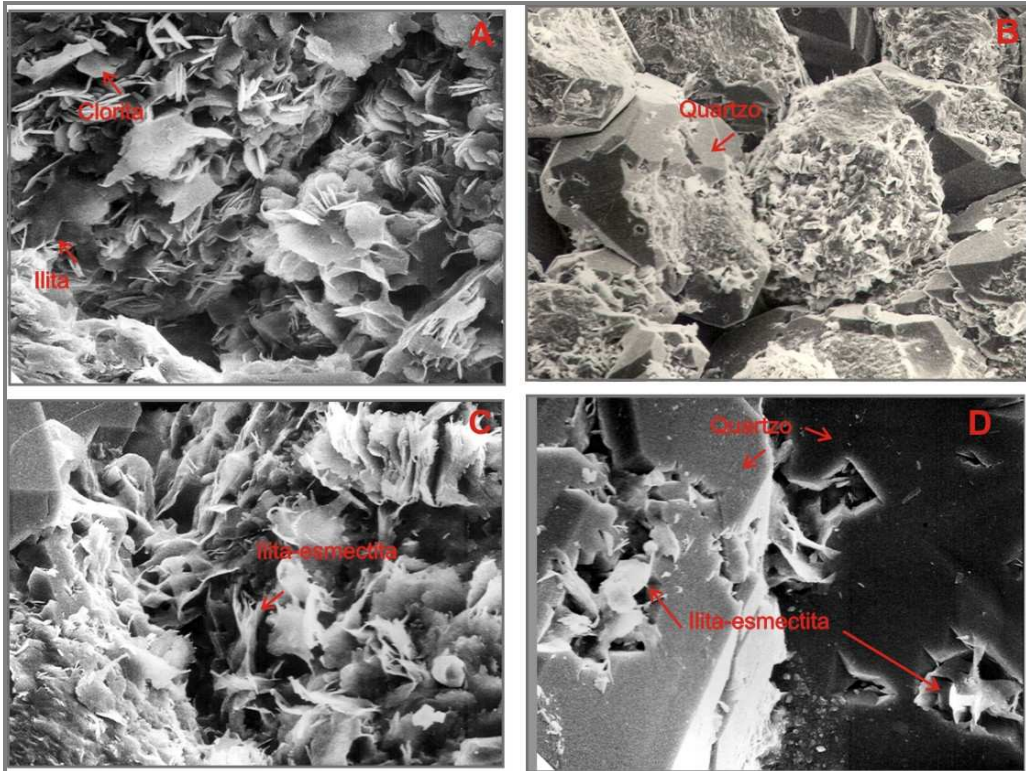


Figura 9.26. Profundidade=2325m. A – Illita e clorita. B – Argilominerais recobrimo crescimentos sintaxiais de quartzo. C- Illita-esmectita. D – Crescimentos sintaxiais de quartzo engolfando argilominerais autigênicos.

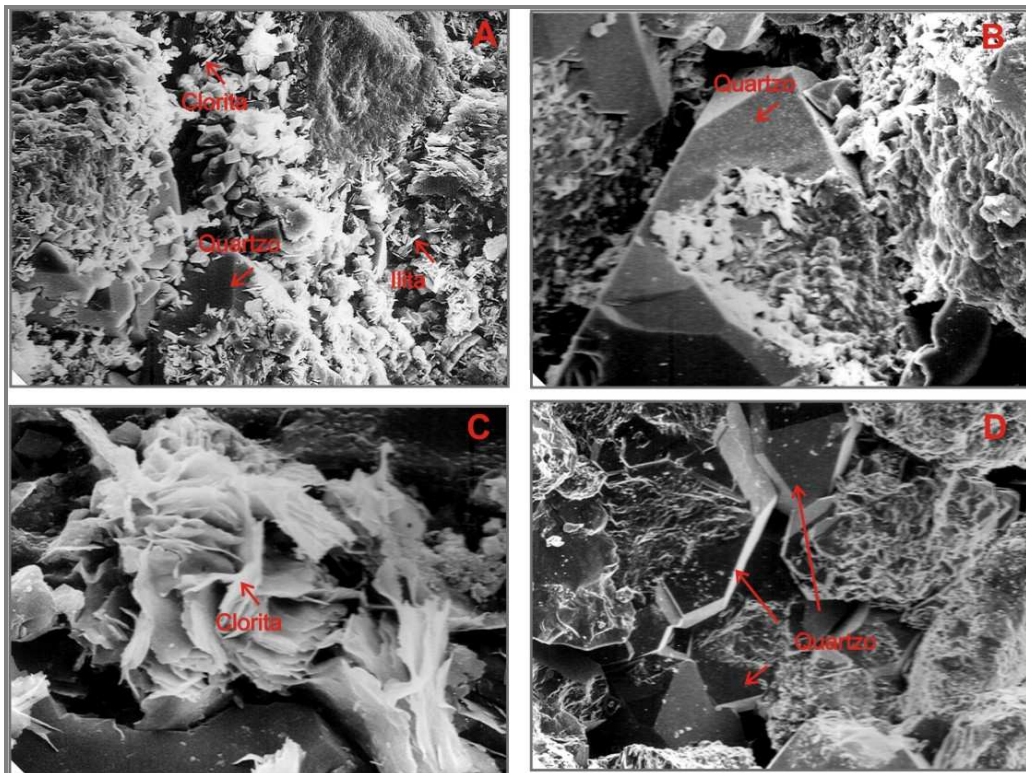


Figura 9.27. Profundidade=2327m. A - Clorita, illita, crescimentos sintaxiais de quartzo. B - Crescimentos sintaxiais de quartzo engolfando argilominerais autigênicos. C – Caolinita illitizada recobre crescimentos sintaxiais de quartzo. D - Crescimentos sintaxiais de quartzo.

## 9.2 COMPOSIÇÃO DETRÍTICA

O quartzo é o constituinte detrítico predominante nos arenitos da Formação Rio Bonito. Ocorre tanto na forma monocristalina como policristalina, subarredondados até subangulosos. Os feldspatos potássicos são predominantes. Fragmentos líticos são constituídos por rochas ígneas plutônicas e vulcânicas e rochas metamórficas tais como quartzitos e gnaisses. Fragmentos de carvão são freqüentes e ocorrem em limites de paraseqüências. Pseudomatriz formada pela deformação de clastos argilosos e micas são comuns em depósitos estuarinos do trato de sistemas transgressivos.

Os arenitos que compõem as principais fácies deposicionais foram classificados de acordo com Folk (1968) (Tabela 9.1 e Figura 9.28). Os arenitos da associação de fácies 1, que representam os depósitos iniciais do preenchimento de vale inciso do trato de sistemas de mar baixo (TSMB) e os arenitos estuarinos das associações de fácies 2, 3, e base associação de fácies 4, depositados durante o trato de sistemas transgressivo (TST) são predominantemente subarcóseos.

Os arenitos que constituem a porção inferior da associação de fácies 4 do trato de sistemas transgressivo (TST) e os arenitos que compõem a porção superior da associação de fácies 4 e a associação de fácies 5 depositados sob influência de sistemas clásticos dominados por ondas (*foreshore* e *shoreface*), durante o trato de sistemas de mar alto (TSMA), são classificados como subarcóseos e quartzoarenitos.

Tabela 9.1. Associações de fácies, características litológicas, contexto deposicional, tratos de sistema e classificação dos arenitos com base no conteúdo detrítico segundo a classificação de Folk (1968).

Associações de fácies	Características litológicas	Contexto deposicional	Tratos de sistema	Classificação
Associação de fácies 1 e 2	Arenitos feldspáticos finos a grossos	Depósitos iniciais de preenchimento de vales incisos	TSMB	Subarcóseos
Associação de fácies 3	Arenitos finos a grossos com lâminas de argila	Depósitos de canais de maré, fluviais e ilhas barreiras	TST	Subarcóseos
Porção inferior da associação de fácies 4	Arenitos finos a médios	Depósitos de barras de desembocadura, ilhas barreiras e deltas de maré	TST	Subarcóseos Quartzoarenitos
Porção superior da associação de fácies 4 e associação 5	Arenitos médios a finos, bem selecionados	Depósitos marinho rasos de plataforma e barras litorâneas	TSMA	Subarcóseos Quartzoarenitos

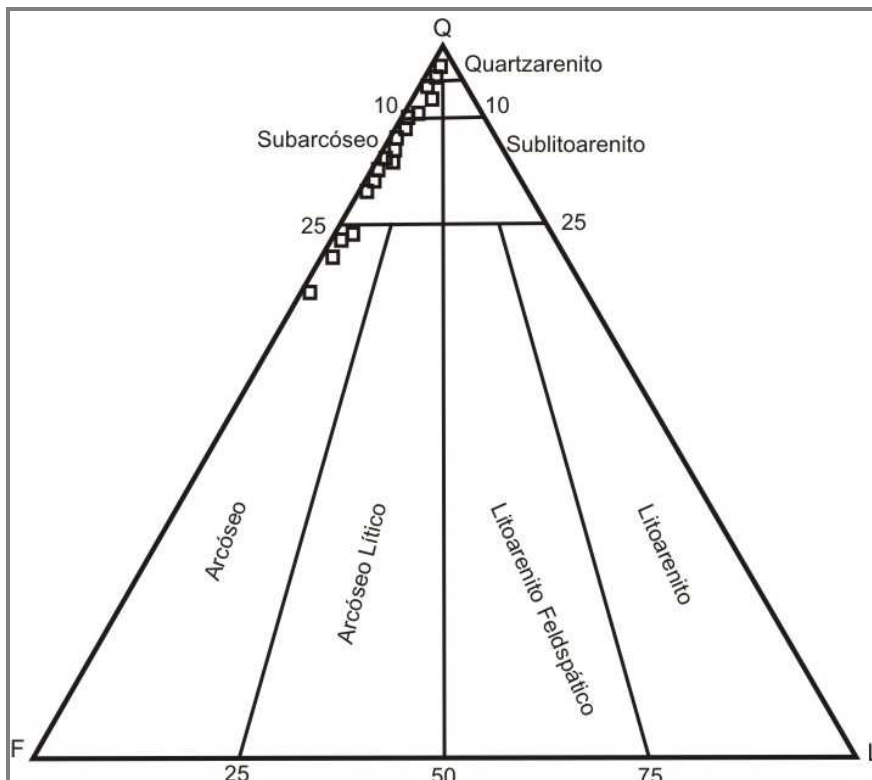


Figura 9.28. Composição detrítica dos arenitos da Fm. Rio Bonito. Diagrama modificado de Folk (1968). Q=quartzo; F=feldspato; L=fragmentos líticos.

### 9.3 CONSTITUINTES DIAGENÉTICOS

Os arenitos que compõem a Formação Rio Bonito foram avaliados com base na caracterização das alterações eodiagenéticas associadas a mudanças do fluxo de fluidos produzidas pela variação relativa do nível mar nos diferentes tratos de sistemas deposicionais. Sob soterramento mais acentuado as mudanças diagenéticas são controladas entre outros fatores, pelo aumento da pressão e temperatura. A abordagem das alterações mesodiagenéticas em conjunto com a análise da história de soterramento da unidade foi usada como base para avaliar o impacto da compactação na porosidade e permeabilidade dos arenitos.

A seqüência diagenética observada foi controlada inicialmente pelas condições do ambiente deposicional e posteriormente pelo soterramento efetivo e pelo soerguimento tectônico. Esses eventos foram identificados com base nas relações texturais considerando as fases de precipitação dos minerais autigênicos e sua relação com os poros.

A distribuição das alterações eodiagenéticas tais como dissolução de grãos, cimentação por pirita, calcita, siderita e caolinita são relacionadas principalmente à proximidade das camadas de carvão (Figura 9.29). Os constituintes formados durante a eodiagênese apresentam variação na quantidade e distribuição de acordo com as fácies deposicionais, limites de parasseqüências e tratos de sistemas.

Os principais produtos diagenéticos relacionados à mesodiagênese foram anquerita, clorita, crescimentos sintaxiais de quartzo e illita. A correlação entre o controle da distribuição desses constituintes e as seqüências deposicionais nem sempre pode ser estabelecido. Porém a cimentação por quartzo no estágio mesodiagenético pode ser controlada pela distribuição das alterações eodiagenéticas em arenitos constituídos essencialmente por quartzo, com pouca influência de cimentação carbonática, depositados sob condições marinha rasas, tais como *foreshore* e *shoreface* (Morad *et al.* 2000).

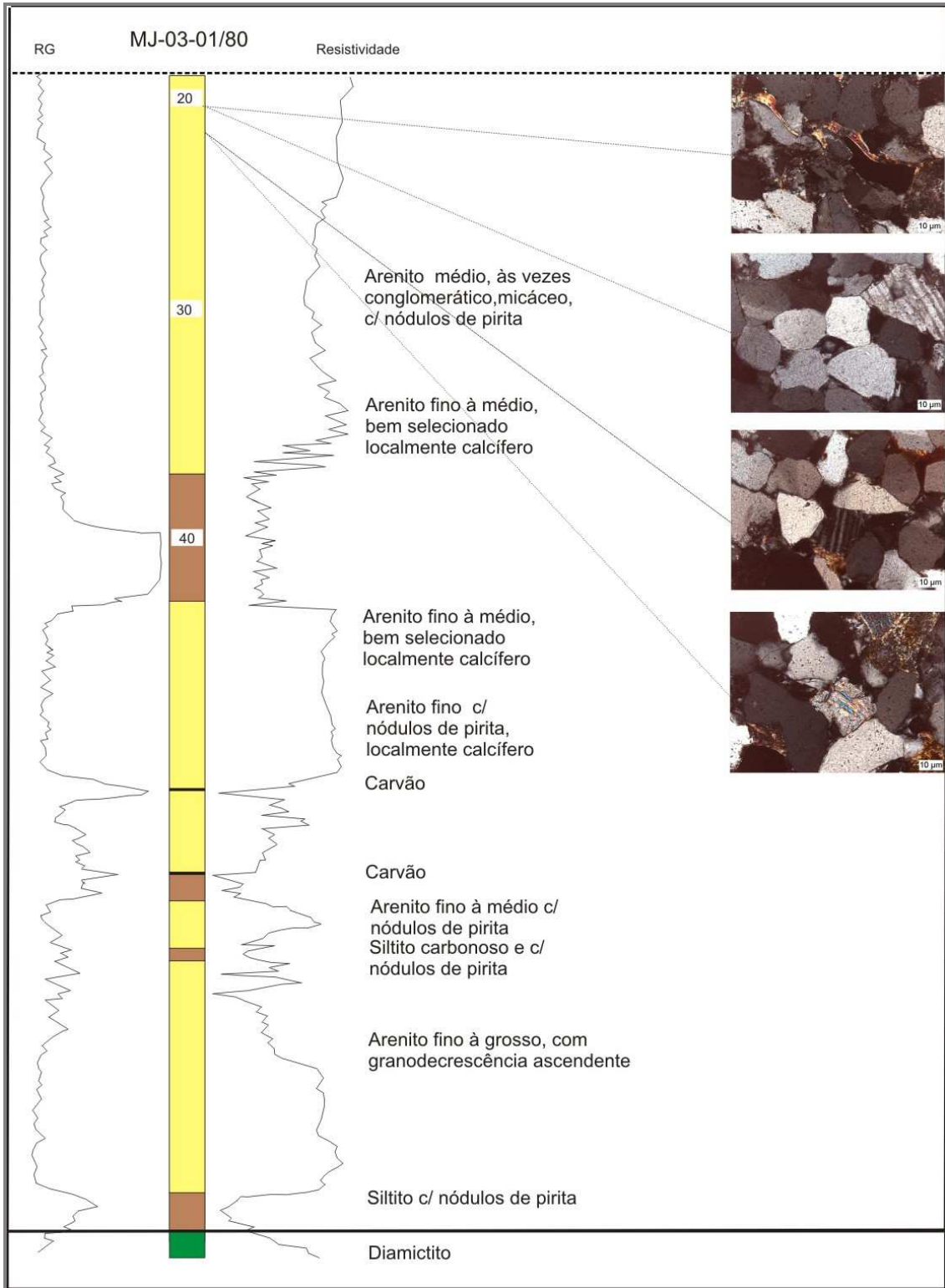


Figura 9.29. Poço MJ-03-01/80. Projeto Carvão, Mineropar. Telêmaco Borba – Paraná.



## **Eodiagênese**

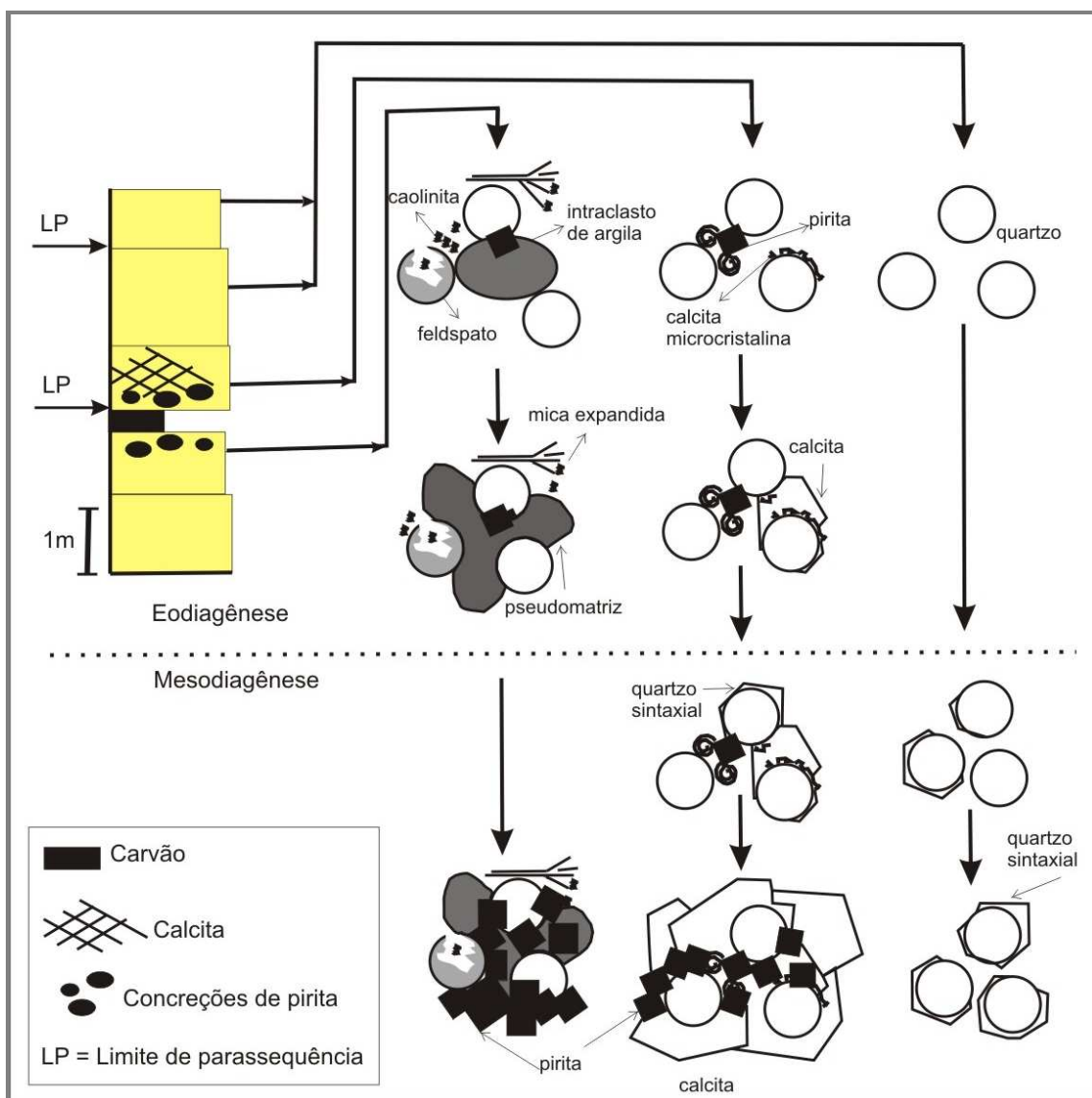
### **Pirita**

Pirita ocorre na forma de agregados irregulares ou como agregados framboidais. Agregados de pirita substituem frequentemente grãos detríticos de quartzo, feldspatos e clastos argilosos. Concreções de pirita podem ocorrer de forma pervasiva, distribuída ao longo de camadas em arenitos depositados em barras de desembocadura, ilhas barreiras e deltas de maré de enchente, associados ao trato de sistemas transgressivos (TST). Nos arenitos depositados durante o trato de sistema transgressivo (TST) e trato de sistemas de mar alto (TSMA) a formação de pirita, relaciona-se principalmente aos limites de seqüência, superfícies transgressivas e superfície de inundação máxima. Ocorrem acima e abaixo dos limites de seqüências próximo a camadas de carvão (Figura 9.30).

### **Calcita**

Calcita é o principal constituinte diagenético dos arenitos da Formação Rio Bonito (Figura 9.31). Ocorre principalmente preenchendo poros intergranulares com hábito microcristalino e poiquilotópico, com evidências de duas fases principais de precipitação. Outra forma de ocorrência é por substituição parcial de grãos detríticos de quartzo, feldspato, clastos argilosos e caolinita. A relação entre a cimentação por calcita e pirita sugere que a precipitação desses constituintes foi contemporânea. Calcita ocorre na maioria das fácies e tratos de sistemas, mas é relacionada principalmente a camadas de carvão, que ocorrem nos limites de paraseqüências (Figura 9.30). Nos arenitos que compõem o trato de sistemas transgressivo e trato de sistemas de mar alto, a formação de calcita ocorre principalmente próximo aos limites de paraseqüência (LP), superfícies transgressivas (ST) e superfície de inundação máxima (SIM). A relação da cimentação por calcita com os demais constituintes diagenéticos sugere que a precipitação iniciou sob soterramento raso, indicado pela calcita com textura microcristalina. Cristais poiquilotópicos,

típicos condições de temperatura mais elevada, indicam que a cimentação por calcita continuou até a mesodiagênese. A distinção entre a calcita precipitada durante a eodiagênese e a mesodiagênese nem sempre é possível, uma vez que a textura é similar. Os níveis cimentados por calcita, em limites de seqüência podem ser identificados em perfis geofísicos por apresentarem picos de resistividade mais elevada que as porções adjacentes.



9.30. Modelo de cimentação próximo aos limites de parassequência (Ketzer *et al.* 2003).

## Siderita

Siderita pode ocorrer com hábito microcristalino e na forma de cristais romboédricos preenchendo poros intergranulares frequentemente em contato com os grãos de quartzo detrítico (Figura 9.31). Também substitui grãos detríticos, clastos argilosos e pseudomatriz. Cristais romboédricos de siderita, bem desenvolvidos preenchem poros de arenitos pouco compactados. Feições de dissolução e oxidação são freqüentes. Nos arenitos que compõem o trato de sistemas transgressivo (TST) e trato de sistemas de mar alto (TSMA), a formação de siderita ocorre principalmente próximo aos limites de seqüência (LS), superfícies transgressivas (ST) e superfície de inundação máxima (SIM). Condições sobóxicas em sedimentos marinhos, condicionadas pelas baixas taxas de sedimentação em limites de seqüências e superfícies transgressivas facilitam a precipitação de siderita.

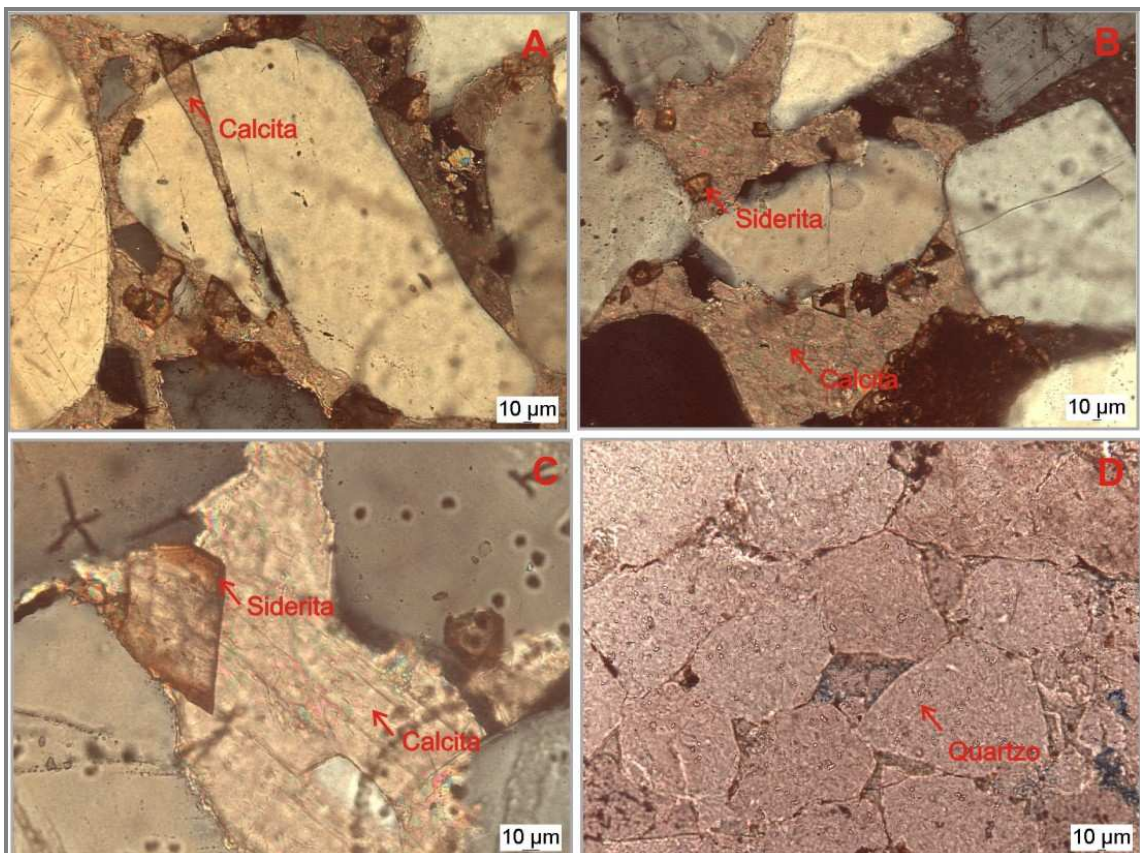


Figura 9.31. Arenitos da Formação Rio Bonito. A – Fratura em grão de quartzo preenchida por calcita; B e C – Calcita e Siderita; D – Crescimentos sintaxiais de quartzo.



## Caolinita

Caolinita ocorre como agregados vermiculares que preenchem poros intergranulares e substituem micas, pseudomatrizes e feldspatos detríticos. Micas caolinitizadas são reconhecíveis pela textura de expansão. A ocorrência de caolinita é abundante em depósitos de preenchimento de vales incisivos, representados pela associação de fácies 1, associados ao trato de sistemas de mar baixo (TSMB). Ocorrem também em depósitos estuarinos e depósitos costeiros (*foreshore* e *shoreface*) do trato de sistemas transgressivo (TST). Os arenitos depositados durante o trato de sistemas de mar baixo (TSMB) apresentam maior percentual de caolinita quando comparados com os arenitos depositados durante o trato de sistemas transgressivo (TST) e trato de sistemas de mar alto (TSMA) devido a maior exposição a fluidos meteóricos durante a eodiagênese. Condições climáticas úmidas durante a deposição favorecem o fluxo de fluidos meteóricos que promovem a dissolução de feldspatos, micas e fragmentos líticos associada a formação de caolinita. Nos arenitos que compõem o trato de sistemas transgressivo (TST) e trato de sistemas de mar alto (TSMA), a formação de caolinita ocorre principalmente próximo aos limites de seqüência, superfícies transgressivas e superfície de inundação máxima. A dissolução de grãos e a formação de caolinita abaixo dos limites de seqüências associadas a camadas de carvão durante o trato de sistemas transgressivos, ocorrem na eodiagênese sob influência de fluidos meteóricos ricos em CO<sub>2</sub> e ácidos orgânicos (Staub & Cohen, 1978).

O aumento do conteúdo de caolinita em depósitos de *lags* acima e abaixo dos limites de seqüências é atribuído à exposição sabaérea da plataforma durante queda relativa do nível do mar (Morad *et al.*, 2000; Ketzer *et al.*, 2003).

## Quartzo

O quartzo autigênico que ocorre na eodiagênese antes de efetiva compactação é incipiente. A cimentação caracteriza-se por crescimento sintaxiais contínuos em torno dos grãos detríticos de quartzo. Em algumas

amostras observa-se que esses crescimentos de quartzo são recobertos por finas cutículas de óxidos de ferro ou por argilas. A distribuição da cimentação eodiagenética de crescimentos sintaxiais de quartzo aparentemente não mostra relações com as fácies deposicionais ou seqüência estratigráfica.

## **Mesodiagênese**

### **Anquerita**

Anquerita ocorre sob a forma de grandes cristais, comumente poiquilótópicos, preenchendo poros intergranulares (Figuras 9.32C e D). Sua ocorrência é incipiente em arenitos depositados no trato de sistemas transgressivo (TST) e trato de sistemas de mar alto (TSMA) e não foi observada em arenitos que preenchem vale inciso, depositados durante o trato de sistemas de mar baixo (TSMB).

Em amostras de arenitos de intervalos de profundidade em torno de 2300m provenientes de testemunhos de sondagem, a presença de anquerita é freqüente, porém não foi possível correlacionar a sua distribuição de acordo com os tratos de sistema deposicionais.

As relações paragenéticas observadas sugerem que a precipitação de anquerita nos arenitos da Formação Rio Bonito ocorreu em uma fase diagenética tardia. Alguns estudos relacionam a precipitação de anquerita com o soterramento efetivo sob temperatura superior a 130°C, característica do estágio mesodiagenético. Schmid *et al.* (2003) com base em estudos realizados em arenitos triássicos verificou que a precipitação de anquerita ocorreu à temperatura entre 135 a 145 °C em um sistema isoquímico, indicado pelas características obtidas com isótopos de carbono.

### **Clorita**

Clorita ocorre como revestimento da superfície de grãos detríticos, formando arranjos perpendiculares ou como agregados preenchendo poros intergranulares (Figura 9.32C e D). A ocorrência de clorita é pouco expressiva

e não permite associar sua distribuição no contexto da estratigrafia de seqüências.

A clorita que ocorre em poros intergranulares relaciona-se a substituição principalmente de minerais micáceos, em particular de biotita. Observada sob microscopia eletrônica de varredura (MEV), a clorita aparece na forma de placas, característica de clorita com maiores concentrações em ferro que passam gradualmente a interestratificados clorita-illita e illita (Figura 9.32D).

Nos arenitos permo-carboníferos que constituem o Grupo Itararé na Bacia do Paraná a clorita presente em poros de dissolução foi relacionada a fase de precipitação mesodiagenética (Bocardi 2005). A formação de clorita é atribuída à transformação de argilas ricas em ferro durante a mesodiagênese (De Ros 2001).

## **Quartzo**

A cimentação mesodiagenética de quartzo é mais expressiva do que na eodiagênese. Caracteriza-se por crescimentos sintaxiais bem desenvolvidos em torno dos grãos detríticos de quartzo (Figuras 9.32B). A distribuição dessa cimentação é bastante heterogênea, e chega a atingir valores de até 15% em arenitos bem selecionados, depositados sob condições costeiras durante o trato de sistemas de mar alto (TSMA), relacionados à porção superior da associação de fácies 4 e associação de fácies 5.

A dissolução por pressão intergranular entre grãos de quartzo em arenitos bem selecionados, com pouca influência de cimentação carbonática precoce, provavelmente favoreceu a cimentação por crescimentos sintaxiais de quartzo nos arenitos depositados durante o trato de sistemas de mar alto (TSMA). Contatos suturados resultantes da dissolução por pressão de entre grãos de quartzo são pouco expressivos, porém ocorrem freqüentemente associados aos crescimentos sintaxiais de quartzo.

## Illita

Illita e illita/esmectita revestem freqüentemente grãos detríticos na forma de franjas que exibem orientações perpendiculares à superfície dos grãos detríticos (Figuras 9.32B, C e D).

Em amostras provenientes de arenitos de intervalos em torno de 2300m de profundidade, illita é observada com freqüência, porém a correlação entre a sua distribuição e os tratos de sistema deposicionais não foi possível. Illita e illita/esmectita formam-se na mesodiagênese, por substituição de argilas infiltradas e intaclastos argilosos. A infiltração de argilas é mais acentuada em arenitos depositados durante o trato de sistemas de mar baixo (TSMB).

A precipitação de illita autigênica na mesodiagênese é favorecida pela reação isoquímica entre caolinita e feldspato potássico, sob alta temperatura e condições de soterramento profundo (Bjørkum & Gjelsvik 1988).

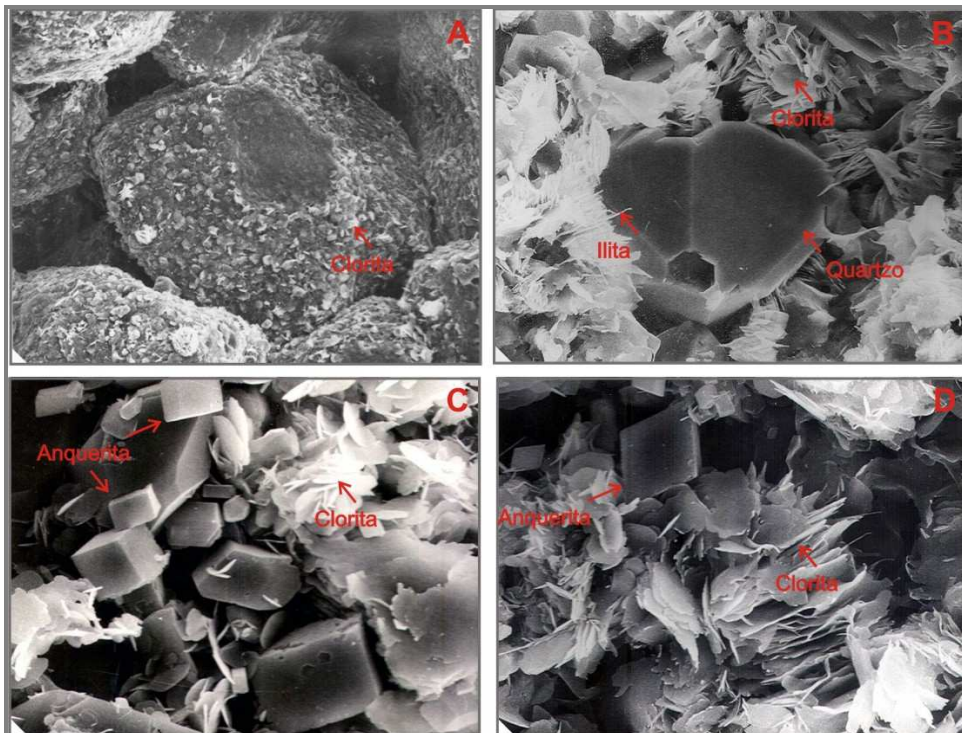


Figura 9.32. Poço 2-LA-1-SP, profundidade=2330m. A - Clorita na superfície de grão de quartzo. B - Crescimento sintaxial de quartzo, clorita e illita. C - Clorita e romboedros de anquerita. D - Clorita ilitizada e romboedros de anquerita

Tabela 9.2. Resumo da composição detrítica e diagenética média em percentual, observados em amostras da Formação Rio Bonito

<b>Composição média</b>	TSMB	TST	TSMA	LS e ST
	%	%	%	%
<b>Quartzo detrítico</b>				
Quartzo monocristalino	52,6	57,1	56,5	51,5
Quartzo policristalino	1,6	1,5	1,1	5,9
<b>Feldspato detrítico</b>				
Microclínio	7,5	7,0	3,7	3,8
Plagioclásio	0,7	1,0	0,7	0,8
<b>Fragmentos de rocha</b>				
Fragmentos de rocha plutônica	2,0	1,0	0,5	4,4
Fragmentos de rocha vulcânica	0,1	0,0	0,0	0,0
Fragmentos de rocha metamórfica	0,9	0,5	0,3	5,7
Muscovita	0,2	0,0	0,5	0,1
Biotita	0,1	0,0	0,4	0,0
Minerais pesados	1,1	0,4	0,8	0,1
Pseudomatriz	0,4	3,8	1,0	5,6
<b>Constituintes diagenéticos</b>				
Sobrecrescimentos de quartzo	3,7	2,1	3,4	1,7
Caolinita intergranular	7,9	4,5	4,1	5,4
Clorita	0,0	0,6	0,1	2,3
Calcita intergranular	1,7	3,2	6,3	3,7
Anquerita	0,0	0,2	1,0	3,1
Siderita	0,0	0,0	0,9	0,0
Pirita	0,1	0,2	0,5	4,6

TSMB= trato de sistema de mar baixo; TST= trato de sistema transgressivo; TSMA= trato de sistema de mar alto; LS=limite de seqüência; ST=superfície transgressiva.

#### 9.4 ESTÁGIOS DIAGENÉTICOS

Os estágios eodiagenético e mesodiagenético dos arenitos que constituem a Formação Rio Bonito foram relacionados a uma curva de soterramento obtida pela modelagem da história de subsidência do poço 1-RO-1-PR (Figura 9.33). Calcita, siderita, pirita e caolinita ocorrem no estágio eodiagenético, antes de substancial compactação. Assim como nos arenitos que compõem o Grupo Itararé a precipitação de cimentos carbonáticos parece ter desempenhado um importante papel na preservação do arcabouço nos arenitos da Formação Rio Bonito. Porém quando ocorrem nos limites de parassequência ou superfícies deposicionais, compartimentam os reservatórios.

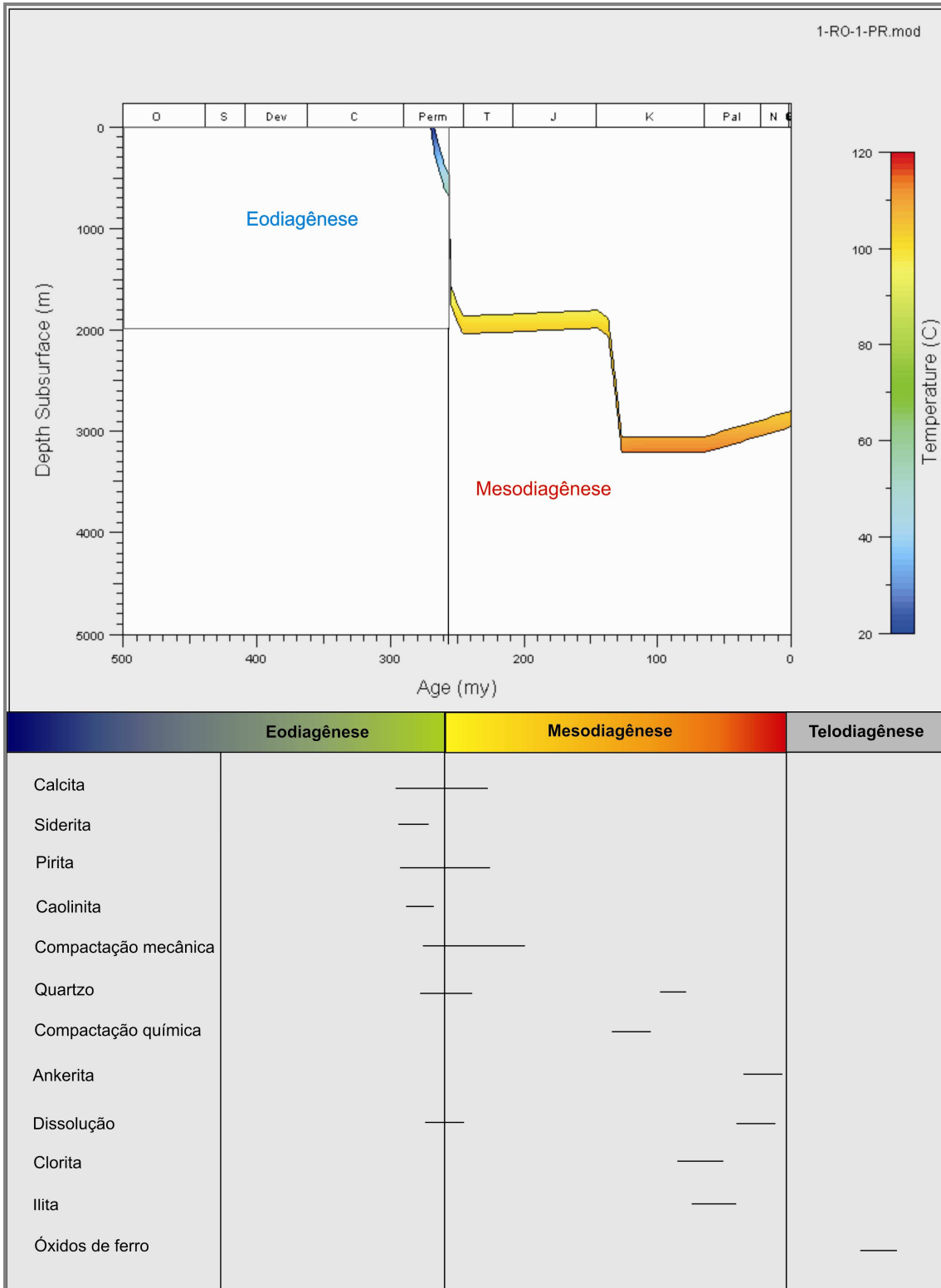


Figura 9.33. Modelagem da temperatura em relação à profundidade, nos arenitos da Formação Rio Bonito com base em dados estratigráficos do Poço 1-RO-1-PR.

As alterações mesodiagenéticas referem-se a condições de soterramento efetivo a partir de 2000m até cerca de 6000m de profundidade e temperatura entre 70°C a 200°C. Na mesodiagênese a redução da porosidade nos arenitos da Formação Rio Bonito relaciona-se à cimentação por anquerita, calcita, clorita, illita e quartzo, porém a ocorrências desses constituintes não foi relacionada a um trato de sistema específico.

A precipitação de anquerita é relacionada ao soterramento efetivo sob temperatura entre 60 a 145 °C. A formação de clorita é atribuída à transformação de argilas ricas em ferro sob temperatura superior a 70°C e profundidade de soterramento a partir de 2000m. Illita forma-se sob temperatura superior a 70°C e a partir de 130 °C a sua distribuição torna-se pervasiva (Morad *et al.*, 1990; Giles *et al.*, 1992). Crescimentos sintaxiais de quartzo formam-se principalmente à temperatura entre 90 a 130 °C e profundidade em torno de 3000m, durante a mesodiagênese. Porém podem se formar também sob condições eodiagenéticas. As condições para precipitação de anquerita, clorita quartzo e illita foram verificadas a partir do Permiano nos poços onde a Formação Rio Bonito encontra-se em maior profundidade de soterramento.

Nos poços da porção central da bacia a profundidade máxima de soterramento da Formação Rio Bonito foi de aproximadamente 3000m, que corresponde à temperatura próxima a 110°C (Figuras 9.34 e 9.35). Estas condições implicam em modificações mesodiagenéticas, tais como compactação química, reações de transformação de argilominerais e cimentação de quartzo, apontados como principais processos que atuam no sentido de reduzir o espaço poroso e conexão entre os poros. Nos poços onde a Formação Rio Bonito encontra-se a profundidade de soterramento inferior a 3000m a temperatura corresponde a aproximadamente 90 °C (Figuras 9.36 e 9.37). Nesses casos espera-se que os processos mesodiagenéticos, principalmente a compactação química e desenvolvimento de cimentação por sílica sintaxial sejam menos efetivos na redução do espaço poroso.

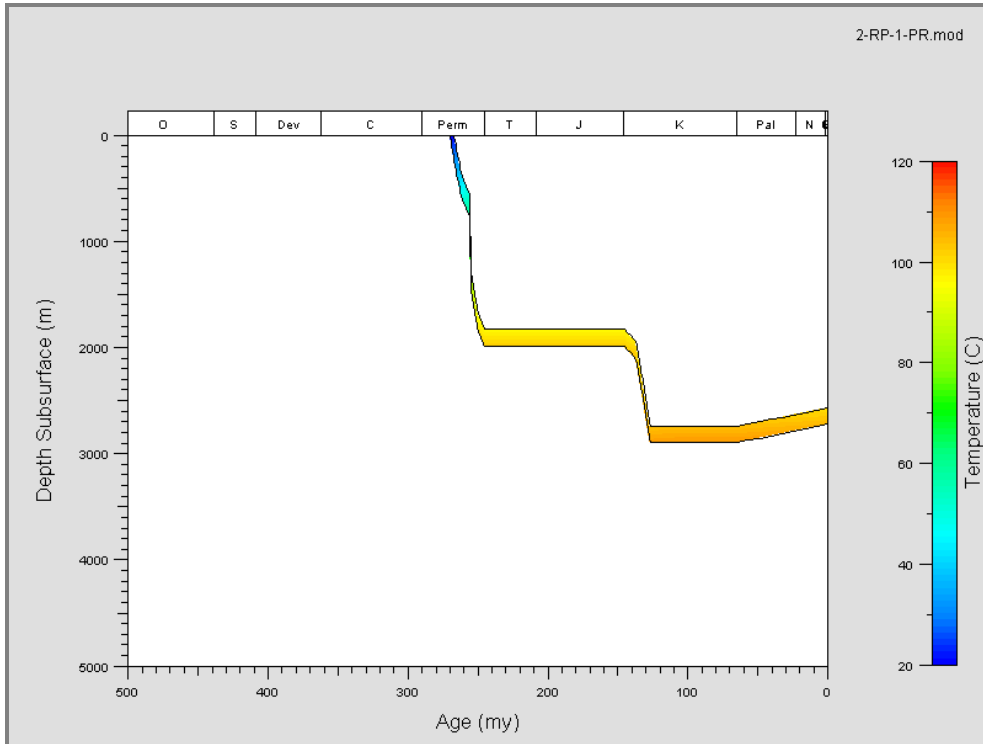


Figura 9.34. Modelagem da temperatura em relação à profundidade, nos arenitos da Formação Rio Bonito com base em dados estratigráficos do Poço 2-RP-1-PR.

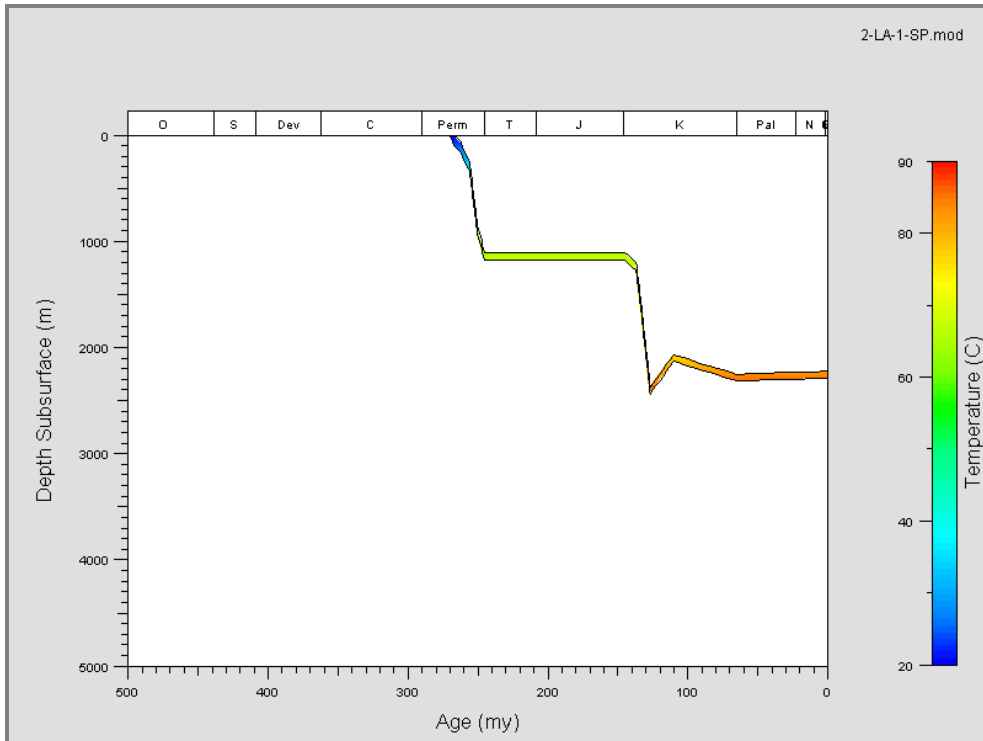


Figura 9.35. Modelagem da temperatura em relação à profundidade, nos arenitos da Formação Rio Bonito com base em dados estratigráficos do Poço 2-LA-1-SP.



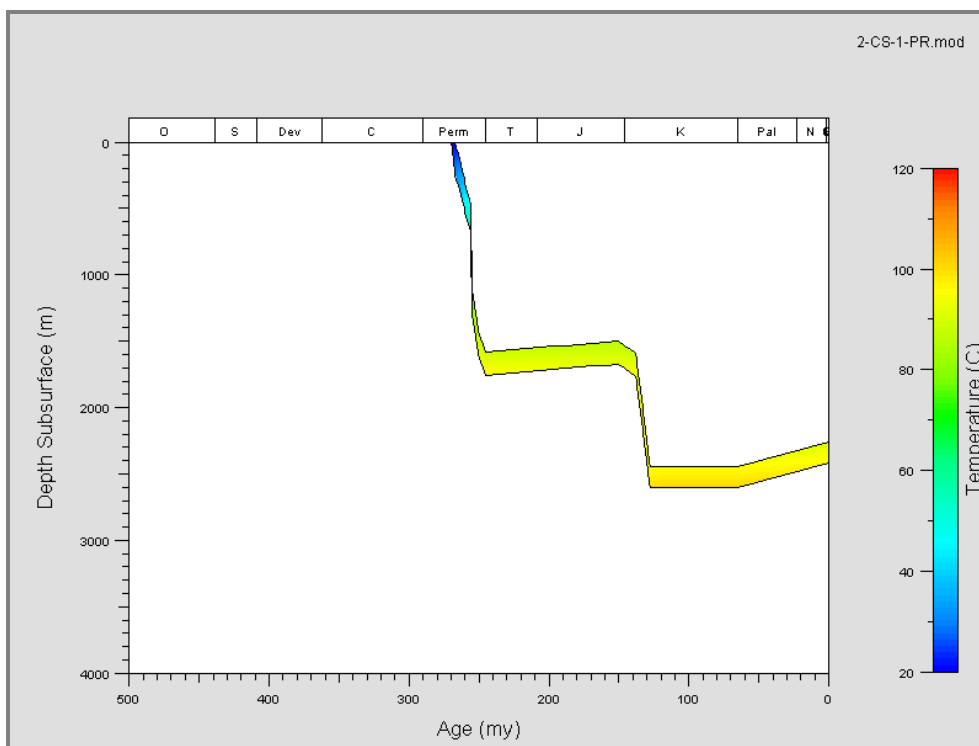


Figura 9.36. Modelagem da temperatura em relação à profundidade, nos arenitos da Formação Rio Bonito com base em dados estratigráficos do Poço 2-CS-1-PR.

## 9.5 POROSIDADE E PERMEABILIDADE

Nos perfis de raios gama pode-se observar os principais padrões deposicionais da Formação Rio Bonito. O registro sedimentar inicia com depósitos característicos do trato de sistema de mar baixo, sucedida pelas associações de fácies que compõem o trato de sistemas transgressivo e culmina com os depósitos do trato de sistemas de mar alto (Figura 9.37). As associações de fácies 1, 2, 3, 4, 5 podem ser delimitadas e em todas ocorrem fácies com potencial para armazenar fluidos. Porém as unidades de fluxo são compartimentadas pela ocorrência de fácies pelíticas e camadas de carvão.

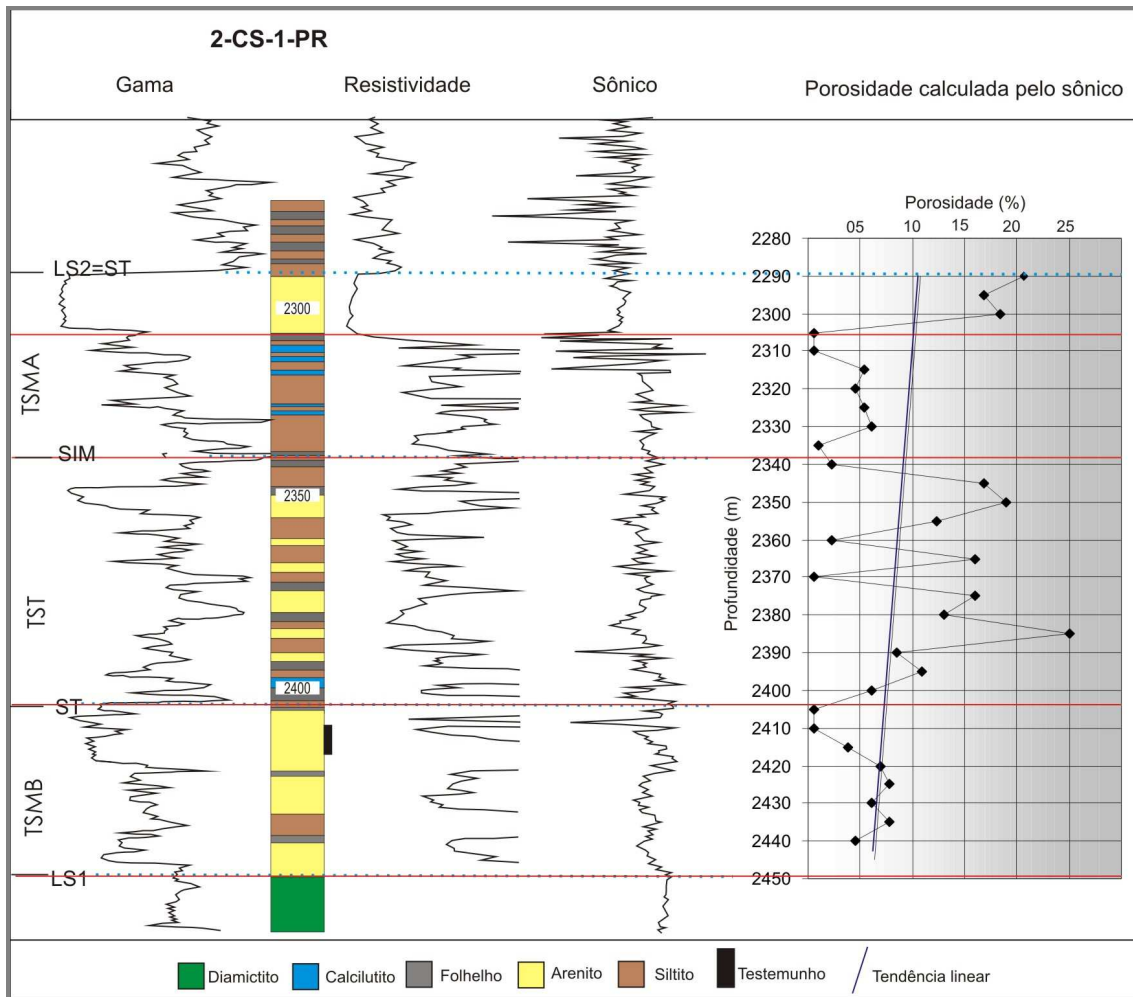


Figura 9.37. Distribuição da porosidade da Formação Rio Bonito no poço 2-CS-1-PR. TSMB: trato de sistema de mar baixo, TST: trato de sistema transgressivo, TSMA: trato de sistema de mar alto, limites de seqüências (LS), superfícies transgressivas (ST) e superfície de inundação máxima (SIM).

Com os dados de perfil sônico obtidos no poço 1-CS-2-PR   possível verificar as diferenças de porosidade nas unidades que compõem a Formaço  o Rio Bonito, bem como a influência dos limites de seq ncias, superfície transgressiva e superfície de inundaço  o máxima.

A associaço  o de fácies 1 na porço  o basal da Fm. Rio Bonito   constituída por arenitos feldspáticos classificados como subarcóseos finos a grossos com padrão textural de granodecrescência ascendente. Nesses arenitos a porosidade média é de 6,6% (porosidade m nima= 4,57 e porosidade m xima=7,73), (Figura 9.37).

A associação de fácies 2 é constituída por arenitos médios a muito grossos com clastos de argila e pirita. A porosidade média nesse intervalo é de 2,73% (porosidade mínima=0,5% e porosidade máxima=6,15 %), (Figura 9.37).

Na associação de fácies 3 predominam lamitos intercalados com camadas pouco espessas de arenitos finos a muito finos, arenitos médios a grossos e níveis de conglomerado maciços. A porosidade média dos arenitos que compõem a associação de fácies 3 foi de 12,7% (porosidade mínima= 0,5 e porosidade máxima=25,0), (Figura 9.37).

A associação de fácies 4 é constituída por siltitos e arenitos finos a muito finos intercalados com camadas de calcário argilosas. A associação de fácies 4 apresenta porosidade média de 3,2% (porosidade mínima= 0,5%; porosidade máxima=6,15%).

Na associação de fácies 5 ocorrem arenitos médios a finos, com baixa proporção de argila, boa seleção e constituídos essencialmente por quartzo. A baixa argilosidade é bem evidente no perfil de raios gama e a porosidade média é de 18,6% (porosidade mínima= 16,85 e porosidade máxima=20,6). Os elevados valores de porosidade são bem marcados no perfil sônico, principalmente quando comparados com os resultados obtidos nas demais associações de fácies (Figura 9.37).

Com análise de tendência linear (linha de tendência em azul) dos dados da porosidade obtidos no poço 2-CS-1-PR pode-se verificar um discreto aumento da porosidade com profundidade (Figura 9.37). Porém esse incremento de porosidade pode ser relacionado ao contexto deposicional e diagênese e não necessariamente com a profundidade alcançada, uma vez que os arenitos do topo da seqüência apresentam melhor qualidade de reservatório (porosidade média de 18,6%) e influenciam a tendência linear de porosidade.

Para avaliar o grau de compactação dos arenitos foram utilizados os índices de fechamento ou de proximidade (Kahn 1956) e o cálculo do volume intergranular versus cimentação (Houseknecht 1987), uma vez que a compactação mecânica é predominante. Os índices de fechamento ou de proximidade mostram que o empacotamento dos arenitos analisados é em geral normal ( $40 < P < 55$ ) e algumas vezes é fechado ( $P > 55$ ).

A redução de porosidade é relacionada à compactação mecânica, que propiciou a deformação de intraclastos argilosos, geração de pseudomatriz e deformação de minerais micáceos. A avaliação da influência da cimentação e da compactação na redução do espaço poroso indica que a compactação precoce foi mais importante que a cimentação, na redução da porosidade. Porém em algumas amostras observa-se que a cimentação precoce pode ter influência na preservação do espaço intergranular (Figura 9.38).

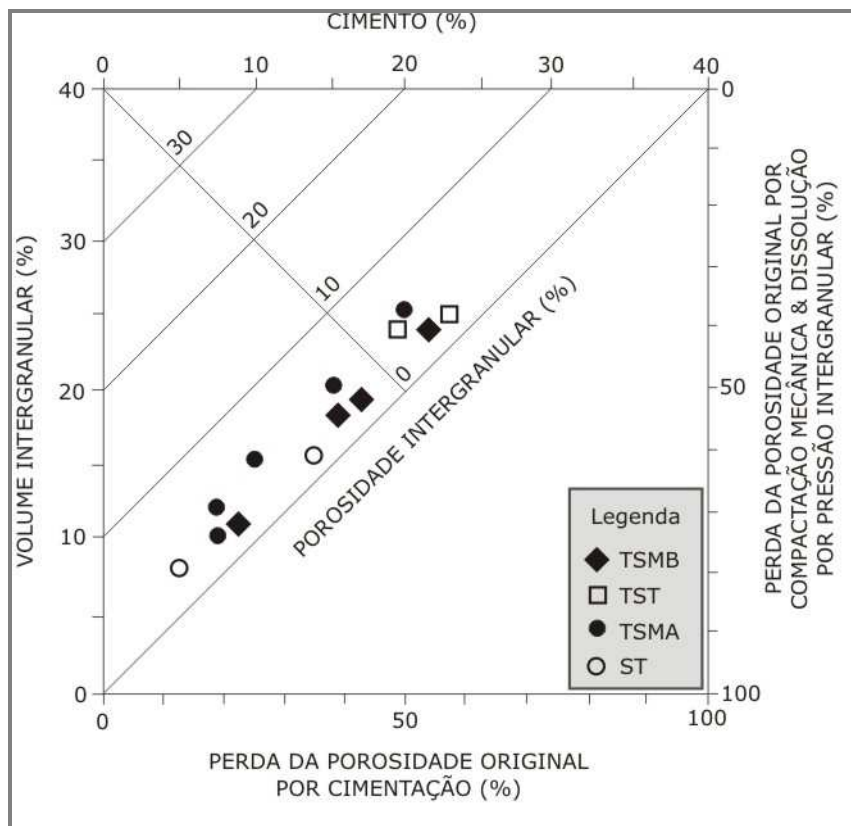


Figura 9.38. Diagrama para avaliação da importância relativa da cimentação e da compactação na redução da porosidade (Houseknecht 1987). As amostras referem-se ao TSMB (Trato de sistemas de mar baixo), TST (Trato de sistemas transgressivo), TSMA (Trato de sistemas de mar alto) e ST (Superfície transgressiva).

Segundo a equação para predição da porosidade desenvolvida por Scherer (1987), arenitos do Permiano (270Ma), teriam 22% de porosidade com 1000m de soterramento, 18% a 2000m, 14% a 3000m e 10% de porosidade a 4000m de soterramento.

Com a modelagem da história de soterramento os resultados obtidos para os arenitos que compõem a Formação Rio Bonito evidenciam que a porosidade na profundidade de 3000m de soterramento situa-se em torno de 20% (Figuras 9.39, 9.40 e 9.41). Estes valores são semelhantes aos valores de porosidade obtidos por contagem de pontos, análises digitais de imagens e perfis sônicos. Considerando que a porosidade obtida com a modelagem de soterramento tem como base a compactação mecânica em função da profundidade de soterramento pode-se inferir que a compactação química não foi um fator significativo na redução da porosidade.

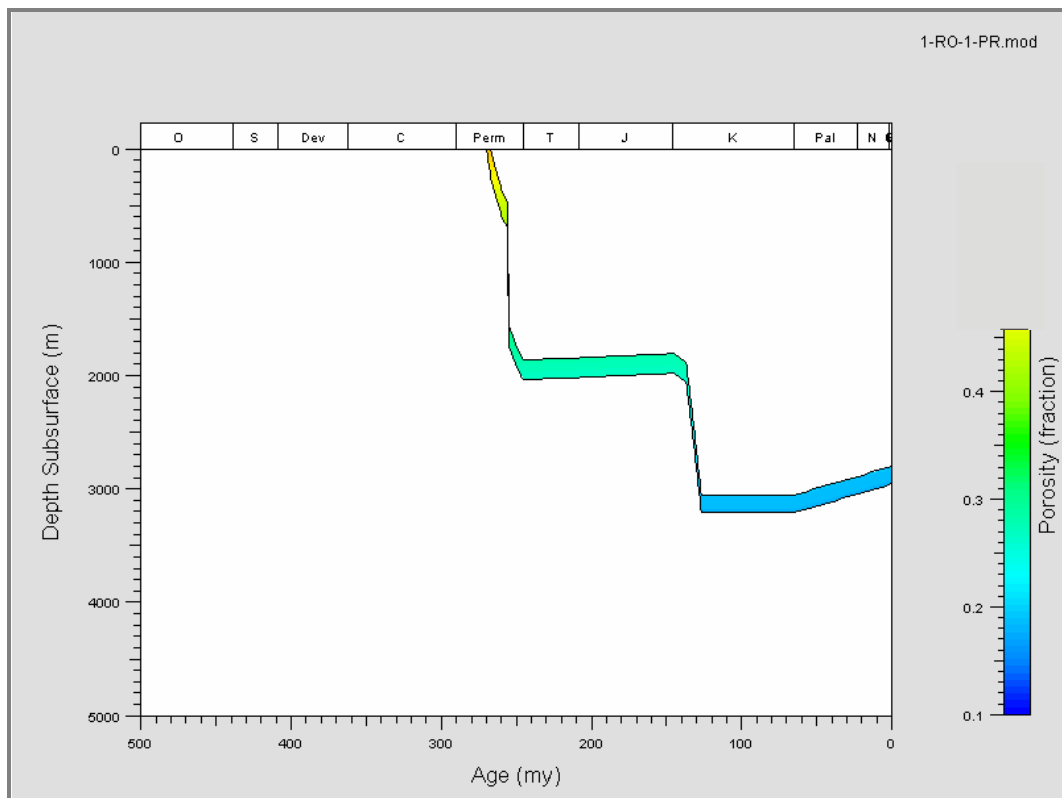


Figura 9.39. Modelagem da porosidade em relação à profundidade, nos arenitos da Formação Rio Bonito com base em dados estratigráficos do Poço 1-RO-1-PR.

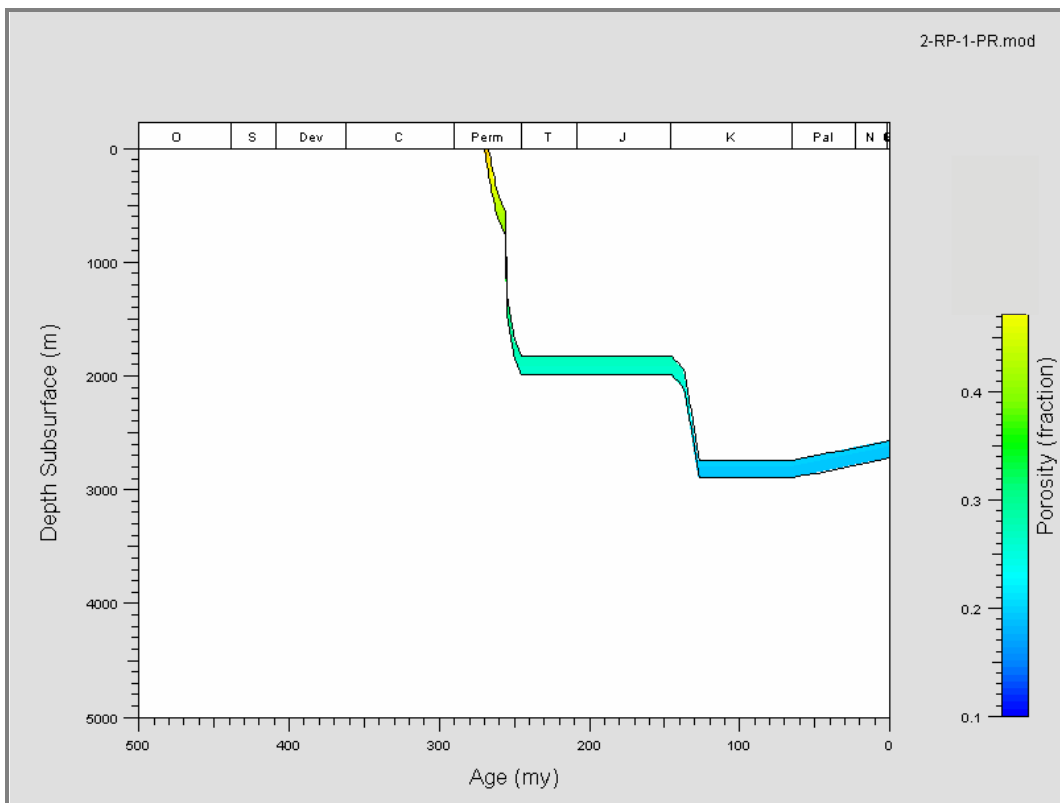


Figura 9.40. Modelagem da porosidade em relação à profundidade, nos arenitos da Formação Rio Bonito com base em dados estratigráficos do Poço 2-RP-1-PR.

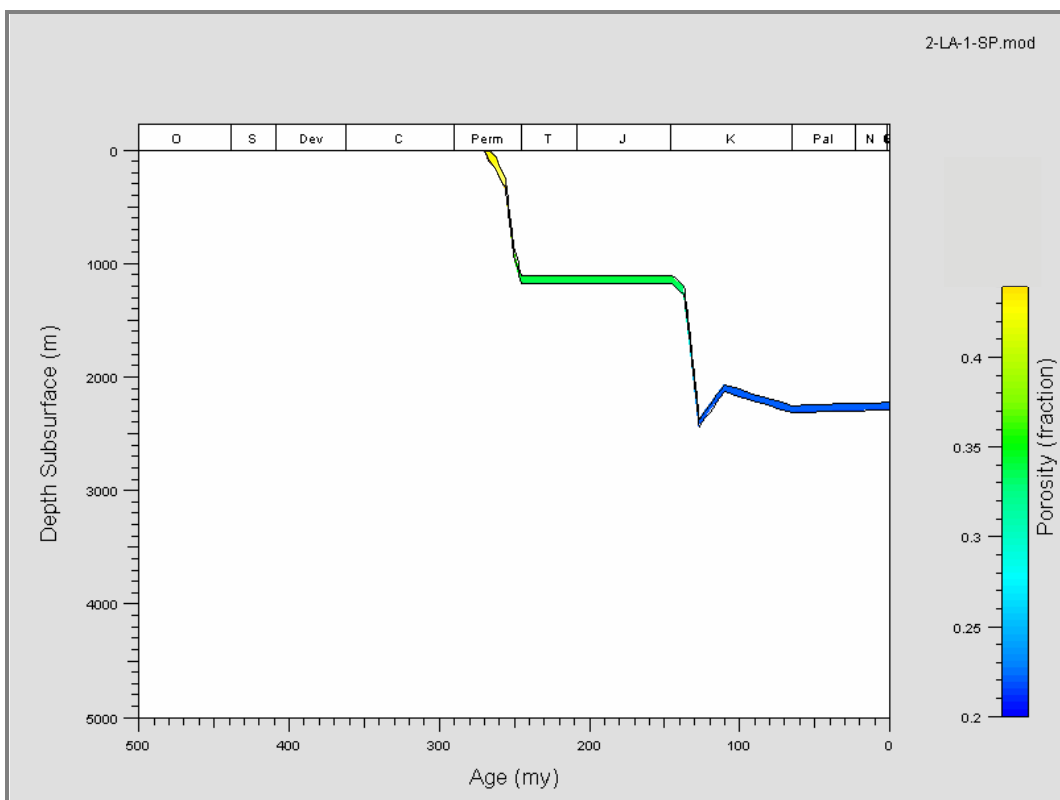


Figura 9.41. Modelagem da porosidade em relação à profundidade, nos arenitos da Formação Rio Bonito com base em dados estratigráficos do Poço 2-LA-1-SP.

## 10 QUALIDADE DE RESERVATÓRIOS

No Grupo Itararé as associações de fácies A, B, C e D apresentam-se em sucessões verticais recorrentes e definem cinco seqüências limitadas por desconformidades, com potenciais reservatórios em vários níveis. Embora as diferenças de porosidade obtidas por meio de cálculo por perfis sônicos não sejam significativas nas associações de fácies identificadas, ocorrem diferenças detectadas em seções delgadas relacionadas principalmente à compactação química.

A Unidade A, de maneira geral, caracteriza-se por reservatórios de baixa a moderada qualidade devido à imaturidade mineralógica e seleção pobre. De acordo com Vesely *et al.* (2007), camadas pouco espessas de arenitos de *outwash* dessa unidade relacionados às fácies Sp/St seriam os mais favoráveis ao armazenamento e circulação de fluidos. Os maiores valores de porosidade verificados nos arenitos que compõem essa associação de fácies foram de 7,84%. A Unidade B apresenta geometria externa tabular a lenticular, com camadas arenosas lateralmente extensas e variações de espessura pela presença de sucessões canalizadas na porção inferior. As fácies Sp/St, Sh, Sm, interpretadas por Vesely (2006) como sistemas de *outwash* subaquosos podem ser potenciais reservatórios. Porém as freqüentes intercalações pelíticas observadas em afloramento e perfis de poços comprometem a qualidade de reservatório. A porosidade máxima obtida no intervalo que corresponde à Unidade B foi de 7,0%. A Unidade C compreende depósitos turbidíticos originados de fluxos hiperpicnais (Vesely 2007). Ocorrem em espessas camadas tabulares e de grande continuidade lateral. Foram interpretados como lobos de frente deltaica. Porções constituídas por arenitos grossos e imaturos, com abundantes clastos de argila possuem menor grau de cimentação. Em arenitos finos, bem selecionados, constituídos essencialmente por quartzo ocorre cimentação intensa. A porosidade máxima dos arenitos que compõem a Unidade C foi de 7,10%, mas em testemunhos de sondagem rasa a porosidade máxima chega a 15,97% e permeabilidade máxima de 163mD. Os arenitos que compõem a Unidade D apresentam baixa proporção de argila e níveis com boa seleção. As principais fácies Sl/Sh são constituídas de

arenitos bem selecionados, retrabalhados por ondas e fácies de barras de desembocadura. A porosidade máxima foi de 8,5% e em testemunhos de sondagem rasa a porosidade máxima foi de 23,15% e permeabilidade máxima=945mD.

Com relação à cimentação inicial do Grupo Itararé, na eodiagênese destaca-se a presença de siderita, calcita, caolinita e óxidos de ferro. Siderita e calcita são mais freqüentes em arenitos depositados no contexto de deglaciação. Nos limites de seqüência (LS) e próximo às superfícies de inundação máxima (SIM) ocorrem condições favoráveis de precipitação de siderita, calcita e caolinita e deve-se esperar compartimentação dos reservatórios relacionados à cimentação eodiagenética próximas a essas superfícies.

Na Formação Rio Bonito as associações de fácies 1 a 5 compõem uma sucessão vertical e definem um seqüência deposicional de terceira ordem. Os potenciais reservatórios ocorrem nos tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e mar alto. No trato de sistemas de mar baixo os principais reservatórios consistem em arenitos de depósitos de preenchimento de vales incisos (associações de fácies 1 e 2) (Zacarias, 2004), depósitos de leques aluviais e depósitos flúvio-deltáicos (Holz 2003). A associação de fácies 1 é constituída por arenitos feldspáticos classificados como subarcóseos finos a grossos com padrão textural de granodecrescência ascendente. Os reservatórios arenosos caracterizam-se por baixa a moderada qualidade devido à seleção pobre a moderada, intercalações de camadas pelíticas e baixa continuidade lateral das camadas. No intervalo correspondente à associação de fácies 1 a porosidade média é de 6,6%. A associação de fácies 2 é constituída por arenitos médios a muito grossos com clastos de argila e pirita. O potencial para armazenagem de fluidos nessa unidade depende da continuidade lateral e espessura das camadas. Porém as freqüentes intercalações pelíticas observadas em afloramento e perfis de poços comprometem a qualidade de reservatório. Os reservatórios do trato de sistemas transgressivos são caracterizados por depósitos de canais fluviais e canais de maré (Associação de fácies 3) e depósitos de barras de desembocadura e deltas de maré de enchente (porção inferior da associação



de fácies 4). Na associação de fácies 3 predominam lamitos intercalados com camadas pouco espessas de arenitos finos a muito finos, arenitos médios a grossos e níveis de conglomerado maciços. A porosidade média dos arenitos que compõem a associação de fácies 3 é de 12,7%. A porção inferior da associação de fácies 4 é constituída por siltitos e arenitos finos a muito finos intercalados com camadas de calcário argilosas com porosidade média de 3,2%. Depósitos marinho rasos de plataforma e barras litorâneas da porção superior da Associação de fácies 4 e Associação de fácies 5, constituem os depósitos do trato de sistemas de mar alto. Na associação de fácies 5 ocorrem arenitos médios a finos, com baixa proporção de argila, boa seleção e constituídos essencialmente por quartzo e cimentação carbonática. Essa associação de fácies é relacionada a depósitos marinho rasos de plataforma e barras litorâneas, com porosidade média foi de 18,6%.

A cimentação eodiagenética exerceu controle da porosidade e compartimentou os reservatórios da Formação Rio Bonito. Os principais cimentos relacionados a esta fase são pirita, calcita, siderita e caolinita. Os cimentos eodiagenéticos foram significativos na redução de porosidade principalmente em arenitos do trato de sistemas transgressivos (TST). Arenitos localizados acima dos limites de paraseqüências contendo camadas de carvão apresentam porosidade inferior a 1% devido a extensiva cimentação por calcita. Nos arenitos que compõem o trato de sistemas transgressivo (TST) e trato de sistemas de mar alto (TMA), a formação de calcita ocorre principalmente próximo aos limites de seqüência (LS), superfícies transgressivas (ST) e superfície de inundação máxima (SIM).

Após a fase principal da compactação mecânica e ao início da compactação química, a temperatura e os fluidos da bacia exercem maior controle sobre as alterações diagenéticas. A evolução química e isotópica dos fluidos ocorre durante o soterramento progressivo. Além do fraturamento contínuo dos grãos detríticos, ocorrem várias modificações diagenéticas, tais como a cimentação, transformação mineral, dissolução de grãos e cimentos e compactação química. A transformação mineral atingiu principalmente os minerais da argila e os feldspatos detríticos. Os principais fatores que condicionaram as alterações mesodiagenéticas foram a extensão e distribuição

das alterações eodiagenéticas, tempo de residência em determinadas condições de pressão e temperatura e maturação térmica da matéria orgânica e formação dos ácidos orgânicos nos folhelhos próximos.

Na mesodiagênese a cimentação por quartzo, anidrita, calcita, dolomita, clorita, illita e dickita e compactação química foram processos atuantes na redução da porosidade nos arenitos que compõem o Grupo Itararé. A redução da porosidade nos arenitos da Formação rio Bonito nessa fase, relaciona-se à cimentação por anquerita, clorita, quartzo e illita. Quartzo é um constituinte diagenético abundante na mesodiagênese nos arenitos que constituem o Grupo Itararé. Ocorrem em arenitos depositados em todos os tratos de sistema, como crescimentos sintaxiais que cobrem parcial ou completamente os grãos detríticos. Desenvolvem-se preferencialmente quando não há cimentação precoce de calcita e/ou siderita. Nos arenitos que compõem a Formação Rio Bonito, a cimentação por sílica sintaxial não é muito intensa. Crescimentos sintaxiais de quartzo são formados na mesodiagênese (Morad *et al.*, 2000), à temperatura entre 90 a 130 °C e profundidade em torno de 3000m (Giles *et al.*, 1992). A sílica necessária para formação dos crescimentos sintaxiais de quartzo provém da dissolução por pressão em grãos de quartzo sob soterramento (Wilson & Stanton, 1994). Nos arenitos que constituem o Grupo Itararé a dissolução por pressão ao longo dos contatos entre grãos de quartzo atuou como fonte de sílica considerável para formação de crescimentos sintaxiais de quartzo durante a mesodiagênese (Figura 10.1).

A cimentação por anidrita é importante nos arenitos do Grupo Itararé, ocorre na forma de cristais poiquilotópicos distribuídos em grandes poros, porém ocorre também como cristais menores, em espaços intergranulares. Os contatos entre cimentos de anidrita e carbonáticos sugerem precipitação contemporânea, embora ocorram cristais de anidrita englobando cristais de carbonato, o que pode indicar uma fase de precipitação posterior (Bocardi, 2005; Bocardi *et al.* 2006). Dolomita e clorita ocorrem como preenchimento de poros de dissolução, relacionada à fase de precipitação mesodiagenética nos arenitos da Formação Rio Bonito e do Grupo Itararé e relacionam-se ao soterramento efetivo, sob temperatura entre 60 a 145 °C. A formação de clorita

é atribuída à transformação de argilas ricas em ferro sob temperatura superior a 70°C e profundidade de soterramento a partir de 2 000m.

Illita, frequentemente observada nos arenitos do Grupo Itararé, também está presente nos arenitos da Formação Rio Bonito. É associada à temperatura superior a 70°C, tornando-se pervasiva a partir de 130 °C (Morad *et al.*, 1990; Giles *et al.*, 1992). Dickita ocorre nos arenitos do Grupo Itararé. A origem da caolinita mesodiagenética é relacionada ao fluxo de ácidos orgânicos durante este estágio (Surdam *et al.*, 1984). Outro aspecto é a transformação parcial da caolinita em dickita com o aumento da temperatura e profundidade de soterramento (Morad *et al.* 1994), que ocorre à temperatura aproximada de 80 °C (Ehrenberg *et al.*, 1993).

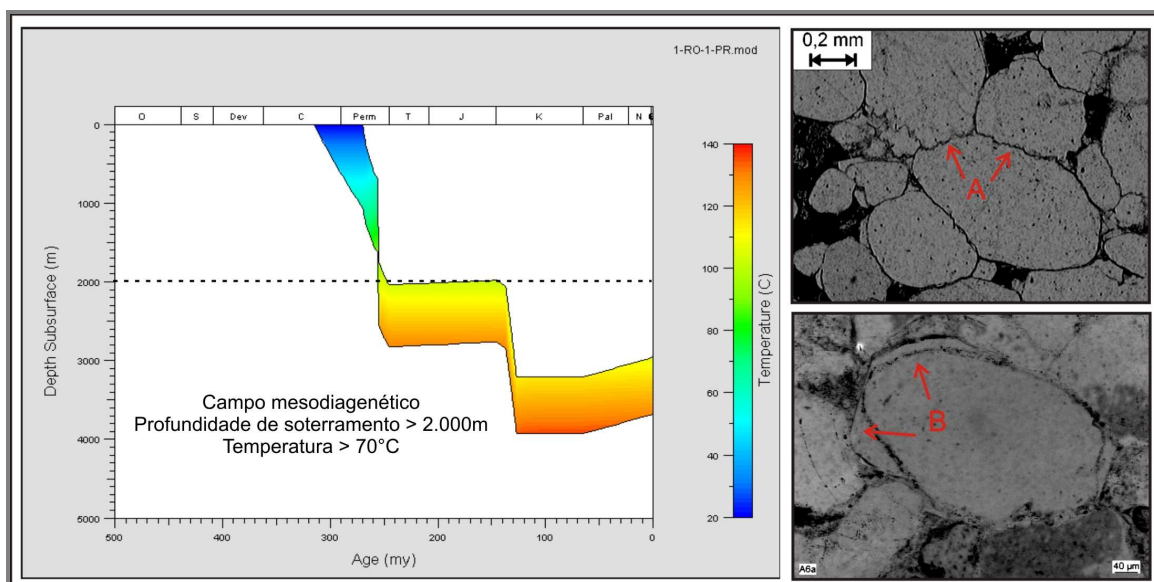


Figura 10.1. Gráfico com a profundidade de soterramento e temperatura do Grupo Itararé. Fotos obtidas com microscópio óptico de luz transmitida. A - Contatos suturados entre grãos de quartzo, decorrentes da compactação química. B - Crescimentos sintaxiais de quartzo.

O fluxo de fluidos meteóricos em seqüências siliciclásticas que já haviam sido submetidas a condições de soterramento efetivo, implica em modificações telodiagenéticas, que inclui a dissolução de minerais, em geral de feldspatos, fragmentos líticos e cimentos carbonáticos. Após a dissolução de constituintes instáveis ocorre a precipitação de novos cimentos, influenciada pela mudança das condições geoquímicas. Na Formação Rio Bonito a dissolução de

constituintes instáveis, tais como cimentos carbonáticos eodiagenéticos representou um aspecto positivo para geração de porosidade. Este processo foi provavelmente acentuado devido à ação de ácidos orgânicos liberados durante a fase inicial de maturação da matéria orgânica das rochas geradoras da bacia (França & Potter 1989). Esta fase corresponde do Neojurássico ao Eocretáceo, quando a Bacia do Paraná foi afetada por uma anomalia térmica regional decorrente do processo de abertura do oceano Atlântico, que resultou em nova fase de subsidência. Neste período os depósitos que ainda estavam sob influência de fluxos meteóricos, foram submetidos a condições de soterramento mesodiagenético.

Nos poços da porção central da bacia a profundidade máxima de soterramento da Formação Rio Bonito é de aproximadamente 4000m, que corresponde à temperatura próxima a 120°C. Nos poços onde a Formação Rio Bonito encontra-se a profundidade de soterramento inferior a 3000m a temperatura corresponde a aproximadamente 90 °C. A profundidade máxima de soterramento do Grupo Itararé é cerca de 5000m, que corresponde à temperatura próxima a 140°C. Tanto o Grupo Itararé como a Formação Rio Bonito sofreram modificações mesodiagenéticas, tais como compactação química, reações de transformação de argilominerais e cimentação de quartzo.

A compactação química, que resulta da dissolução por pressão dos grãos ao longo dos contatos tangenciais, afetou principalmente os grãos de quartzo e é mais evidente nos arenitos que constituem o Grupo Itararé devido ao soterramento mais pronunciado. O efeito do soterramento e da compactação química também pode ser verificado com a diminuição da porosidade na medida em que aumenta a profundidade. Com os dados de perfil sônico obtidos no poço 2-CS-1-PR pode-se comparar a distribuição da porosidade na Formação Rio Bonito e no Grupo Itararé de acordo com a profundidade. No intervalo correspondente a Formação Rio Bonito a porosidade média é de 11,49% e no intervalo que corresponde ao Grupo Itararé a porosidade média é de 5,8 % (Figura 10.2).

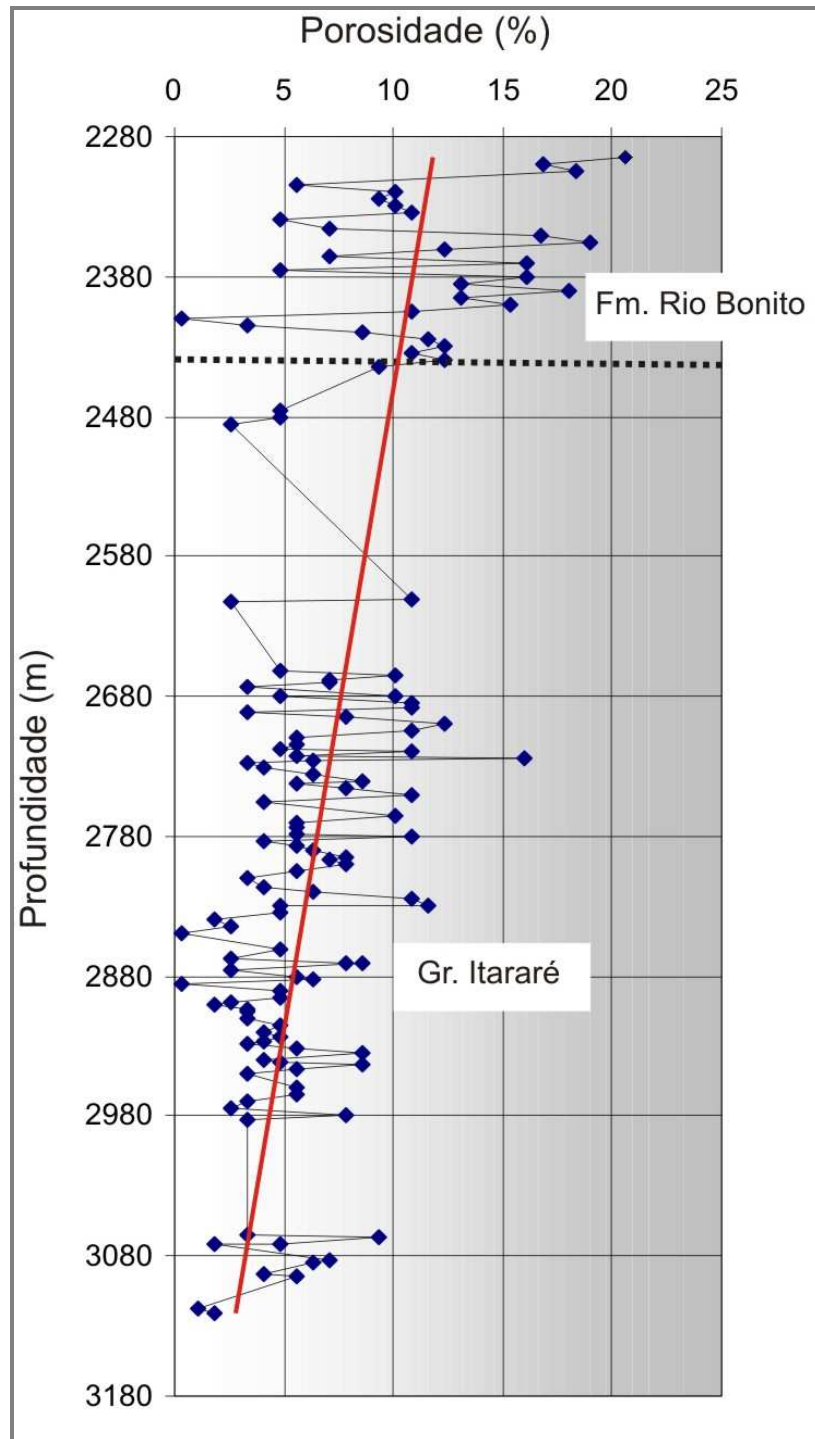


Figura 10.2. Porosidade da Formação Rio Bonito e Grupo Itararé no poço 2-CS-1-PR. Em vermelho: tendência de regressão linear.

A porosidade secundária gerada pela dissolução de grãos instáveis e de cimentos ocorre nas duas unidades. Porém os poros gerados por dissolução são frequentemente isolados, o que dificulta a conexão do sistema poroso. Isto é mais evidente no Grupo Itararé, uma vez que o sistema poroso foi

influenciado pela compactação química em decorrência do soterramento mais acentuado. Parâmetros como o índice de fechamento (Kahn 1956) e sua relação com a porosidade mostram que o empacotamento dos arenitos do Grupo Itararé é predominantemente fechado ( $P > 55$ ). Na Formação Rio Bonito o grau de empacotamento é em geral fechado ( $P > 55$ ), nas amostras onde a cimentação carbonática foi pouco expressiva durante a eodiagênese. Nas amostras onde a cimentação eodiagenética foi abundante o empacotamento é menos acentuado com índice de fechamento entre 40 a 55. A relação entre abundante cimentação eodiagenética e baixo grau empacotamento do arcabouço dos arenitos após soterramento efetivo pode ser relacionada a geração de porosidade secundária na mesodiagênese.

A importância relativa dos processos de compactação e de cimentação na redução da porosidade avaliada com a utilização dos gráficos de volume intergranular versus cimentação de Houseknecht (1987), Lundegard (1992) e Ehrenberg (1995) indica que a compactação foi mais atuante que a cimentação na redução da porosidade, tanto nos arenitos que constituem o Grupo Itararé como na Formação Rio Bonito.

A compactação foi um processo efetivo nos arenitos do Grupo Itararé a partir do Permiano nas seqüências depositadas nas porções mais profundas da bacia e a partir do Eocretáceo nas seqüências mais rasas. Embora ocorra soerguimento durante o Triássico e Jurássico, as modificações diagenéticas, tais como a dissolução de constituintes instáveis, não foi suficiente para geração de porosidade expressiva. A presença de porosidade secundária não implica necessariamente aumento da porosidade total (Bjorlykke *et al.* 1989 e Giles & Marshall 1987). A redução de porosidade por compactação logo após a deposição do Grupo Itararé representou um aspecto irreversível na diminuição do sistema poroso e na geometria dos poros. Na Formação Rio Bonito, em geral a compactação foi mais importante que a cimentação, na redução da porosidade. Porém a cimentação eodiagenética foi um fator positivo na preservação do arcabouço e dificultou a ação da compactação na redução da porosidade.

## 11 CONCLUSÕES

Correlações estratigráficas e aplicação da técnica de *backstripping* possibilitaram a estimativa de taxas subsidência total e tectônica e identificação de quatro fases de subsidência na Bacia do Paraná. Na primeira fase de subsidência destaca-se a deposição da seqüência Rio Ivaí (Ordoviciano), que corresponde à sedimentação inicial da Bacia do Paraná. A segunda fase de subsidência corresponde a deposição da Seqüência Paraná, representada pelas formações Furnas e Ponta Grossa, no Devoniano. A terceira fase de subsidência, do Permocarbonífero até o início do Triássico é marcada pela deposição da Seqüência Gondwana I e relaciona-se à história de soterramento do Grupo Itararé e Formação Rio Bonito. A quarta fase de subsidência durante o Neojurássico ao Eocretáceo foi influenciada pela sobrecarga, decorrente do magmatismo basáltico que afetou a Bacia do Paraná.

Os principais constituintes eodiagenéticos dos arenitos no Grupo Itararé foram siderita, calcita, caolinita e óxido de ferro. Siderita é freqüente em arenitos depositados durante a deglaciação, nos limites de seqüência (LS) e nas proximidades de superfícies de inundaçãõ máxima (SIM). Calcita é relacionada principalmente a arenitos influenciados pela deglaciação. Caolinita é abundante próximo aos limites de seqüência (LS) e ocorre tanto em seqüências de deglaciação como em seqüências progradantes.

A profundidade máxima de soterramento do Grupo Itararé de aproximadamente 5000m corresponde à temperatura próxima a 140°C. Neste contexto, os principais produtos mesodiagenéticos foram a cimentação por quartzo, anidrita, calcita, dolomita, clorita, illita e dickita. Aparentemente a cimentação por quartzo, illita e dickita foi controlada pela distribuição das alterações eodiagenéticas, porém esta relação nem sempre pode ser estabelecida. Crescimentos sintaxiais de quartzo são freqüentes em arenitos depositados sob influência de condições marinha rasa. A dissolução por pressão ao longo dos contatos entre grãos de quartzo foi fonte de sílica para formação de crescimentos sintaxiais de quartzo durante a mesodiagênese. A precipitação de anidrita na mesodiagênese relaciona-se à cimentação

eodiagenética de calcita e/ou siderita. Ocorre principalmente em arenitos depositados durante a deglaciação. A precipitação de caolinita mesodiagenética relaciona-se ao fluxo de ácidos orgânicos e transformação parcial da caolinita em dickita com o aumento da temperatura.

O Grupo Itararé atingiu o estágio mesodiagenético, com profundidade de soterramento aproximada de 2000m nas porções mais profundas da bacia, no Permiano e permaneceu sob estas condições durante o Triássico e Jurássico. Nesse período nas porções mais rasas da bacia, o Grupo Itararé encontrava-se em menor profundidade de soterramento e esteve sob influência de fluxo de fluidos meteóricos, atingindo o estágio mesodiagenético no início do Cretáceo, quando a subsidência da bacia foi acentuada pela sobrecarga decorrente de magmatismo. A compactação dos arenitos do Grupo Itararé foi um processo efetivo nas seqüências depositadas nas porções mais profundas da bacia a partir do Permiano e nas seqüências mais rasas a partir do Eocretáceo.

A cimentação precoce poderia influenciar na preservação do arcabouço durante o soterramento e posteriormente favorecer um ganho de porosidade por dissolução. Porém, a compactação foi mais efetiva e suas conseqüências dificultaram reações diagenéticas posteriores. Porosidades mais baixas relacionam-se à compactação química e ao desenvolvimento de cimentação por crescimentos sintaxiais de quartzo na mesodiagênese.

Os arenitos que compõem a Formação Rio Bonito foram cimentados por pirita, calcita, siderita e caolinita durante a eodiagênese. Nos arenitos depositados durante o trato de sistema transgressivo (TST) e trato de sistemas de mar alto (TSMA), a formação desses constituintes relaciona-se principalmente aos limites de seqüência, superfícies transgressivas e superfície de inundação máxima. Os constituintes eodiagenéticos ocorrem preferencialmente acima e abaixo dos limites de parasseqüências, associados a camadas de carvão. Os arenitos do trato de sistemas de mar baixo (TSMB) apresentam maior percentual de caolinita. Isso é atribuído à exposição a fluidos meteóricos durante a eodiagênese. Condições climáticas úmidas durante a deposição favorecem o fluxo de fluidos meteóricos e promovem a dissolução de feldspatos, micas e fragmentos líticos associada a formação de caolinita.



Os principais constituintes diagenéticos relacionados à mesodiagênese da Formação Rio Bonito foram anquerita, clorita, crescimentos sintaxiais de quartzo e illita. A correlação entre a distribuição de anquerita, clorita e illita e as seqüências deposicionais não é muito evidente. Em arenitos constituídos originalmente por quartzo, a cimentação por sílica sintaxial no estágio mesodiagenético foi aparentemente influenciada pela distribuição das alterações eodiagenéticas. Relaciona-se a arenitos com pouca influência de cimentação carbonática, depositados sob condições marinha rasas.

A profundidade máxima de soterramento da Formação Rio Bonito foi de aproximadamente 4000m, que corresponde à temperatura próxima a 120°C. Estas condições implicam em modificações mesodiagenéticas, tais como compactação química, reações de transformação de argilominerais, cimentação de quartzo e alteração térmica da matéria orgânica. Com a modelagem da história de soterramento, considerando a idade, seleção e profundidade, os resultados obtidos para os arenitos que compõem a Formação Rio Bonito evidenciam que a porosidade na profundidade de 3.000m de soterramento situa-se em torno de 20%. Em geral a compactação foi mais importante que a cimentação, na redução da porosidade. Porém a cimentação eodiagenética foi um fator positivo na preservação do arcabouço dos arenitos da Formação Rio Bonito. A cimentação precoce dificultou a ação da compactação na redução da porosidade.

## REFERÊNCIAS

- Araújo, L. M., Trigüis, J. A., Cerqueira, J. R. & Freitas, L.C. 2000. The atypical Permian petroleum system of the Paraná Basin, Brazil. *Petroleum systems of South Atlantic margins*. AAPG Memoir **73**:377-402.
- Assine, M.L., Perinotto, J.A.J. Fulfaro, V.J., Petri, S. 1998. Progradação deltaica Tibagi no Devoniano Médio da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:125-134
- Assine, M.L. & Perinotto, J.A.J. 2001. Estratigrafia de seqüências em sistemas deposicionais siliciclásticos costeiros e marinhos. In: Ribeiro H.J.P.S. (org.) *Estratigrafia de seqüências Fundamentos e aplicações*. Editora Unisinos, p.: 305-339.
- Anjos, S.M.C. 1995. Análise de imagens no estudo do sistema poroso de rochas reservatório. *Bol. Geoc. Petrobras*, **9**:157-173.
- Artur, P. C. & Soares, P.C. 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**:433-448.
- BasinMod 1-D for Windows, 2003. Petroleum Systems Modelling - Software Documentation. Platte River Associates Colorado - U.S.A., 525p.
- Beard, D.C., Weyl, P.K. 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.*, **57**:349– 369.
- Bjørkum, P.A., Gjesvik, N. 1988. An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, k-feldspar and illite in sediments. *Jour. Sed. Petrol.*, **58**:506-511.
- Bjørlykke, K., Egeberg, P.K. 1983. Quartz cementation in sedimentary basins. *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.*, **77**:1538-1548.
- Bjørlykke, K., Ramm, M., Saigal, G.S. 1989. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geol. Rund.*, **78**:243–268.
- Bloch, S. 1994. Secondary porosity in sandstones: significance, origin, relationship to subaerial unconformities, and effect on predrill reservoir quality prediction. *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. Tulsa , SEPM, Short Course **30**:137-159.
- Bocardi, L.B 2005. Petrologia e aspectos diagenéticos de arenitos reservatórios do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano), Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, 103p.

- Bocardi, L.B., Fernandes, L.A., Rostirolla, S.P., Appi, C.J. 2006a. Diagênese dos arenitos do Grupo Itararé, Permocarboneiro, Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**:221-231.
- Bocardi, L.B., Rostirolla, S.P., Mancini, F., Deguchi, M.G.F. 2006b. História de soterramento – Bacia do Paraná. Relatório Projeto SPHERA – Simulação de Processos Hidrodinâmicos em Reservatórios Análogos na Bacia do Paraná. Petrobras/FINEP 27p.
- Bocardi, L.B., Rostirolla, S.P., Deguchi, M.G.F., Mancini, F. 2008. História de soterramento e diagênese em arenitos do Grupo Itararé – implicações na qualidade de reservatórios. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**:207-216.
- Boulton, G.S. 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. In: Dowdeswell, J.A. & Scourse, J.D. (ed.). *Glacial marine Environments: processes and sediments*. Geol. Society, 15-52.
- Brookfield, M.E.; Martini, I.P. 1999. Facies architecture and sequence stratigraphy in glacially influenced basins: basic problems and water-level/glacier input-point controls (with a example from the Quaternary of Ontario, Canada). *Sed. Geol.*, **123**:183-197.
- Daemon, R.F., Quadros, L.P., Silva, L.C. 1967. Devonian paleogeography and biostratigraphy of the Paraná Basin. *Boletim Par. Geoc.* **22**:99-131.
- Della Fávera, J.C. 2001. Fundamentos de estratigrafia Moderna. EdUERJ, Rio de Janeiro, 264 pp.
- De Ros, L.F., Moraes, M.A.S. 1984. Seqüência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. *In: XXXIII Cong. Bras. Geol.*, 4:894-902.
- De Ros, L.F. 1996. Compositional controls on sandstones diagenesis: compr. summ. Uppsala Diss. Facul. Sci. Tech. **198**:1-24.
- De Ros, L.F. 1998. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Siluro-Devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, Southern Brazil. *Sed. Geol.*, **116**:99-128.
- De Ros, L.F., Remus, M.V.D. 2001. Petrologia das rochas siliciclásticas. Apostila Estratigrafia e Geoquímica, UFRGS, Porto Alegre, 96p.
- De Ros, L.F., Goldberg, K. 2007. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction. *In: AAPG, Annual Convention and Exhibition, Long Beach, CA*, p.1.
- Ehrenberg, S.N., Aagaard, P., Wilson, M.J., Fraser, A.R., Duthie, D.M.L., 1993. Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Min.*, **28**:325–352.

- Ehrlich, R.S.K., Kennedy, S.J. Crabtree, R.L. Cannon. 1984. Photographic image analysis, I: Analysis of reservoir pore complexes. *Jour. Sed. Petrol.*, **54**:1365-1378.
- El-ghali, M.A.K. 2005. Depositional environments and sequence stratigraphy of paralic glacial, paraglacial and postglacial Upper Ordovician siliciclastic deposits in the Murzuq Basin, SW Libya. *Sed. Geol.*, **177**:145-173.
- Ehrenberg, S.N. 1995. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.*, **73**:1274-1276.
- Eyles, N., Eyles, C.H. & Miall, A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, **30**: 393-410.
- Eyles, C.H., Eyles, N., França, A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, **40**:1-25.
- Fernandes, L.A., Coimbra, A.M., Brandt Neto, M. Gesicki, A.L.D. 1994. Argilominerais do Grupo Caiuá. *Rev. Bras. Geoc.*, **24**:90-96.
- Fernandes L.A. & Coimbra, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais Acad. Bras. Ciências*, **68**:195-205.
- Folk, R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, TX: Hemphill, 107p.
- França, A.B. 1984. Porosidade secundária nos arenitos das Formações Rio Bonito e Itararé e sua possível implicação na exploração de petróleo na Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **14**:35-46.
- França, A.B. 1987. Stratigraphy, depositional environment, and reservoir analysis of the Itararé Group (Permo-Carboniferous), Paraná Basin-Brazil. Division of Graduate studies and Research, University of Cincinnati. 188p.
- França, A.B. & Potter, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Bol. Geoc. Petrobras*, **2**:147-191.
- França, A.B. & Potter, P.E. 1989. Estratigrafia, ambiente deposicional do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). *Bol. Geoc. Petrobras*, **3**:17-28.
- França, A.B. & Potter, P.E. 1991. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.*, **75**:62-85.

- França, A.B., Winter, W.R., Assine, M.L. 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: um modelo de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**: 43-56.
- Gama Jr. E.G.; Bandeira Jr. A.N.; França, A. B. 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**:578-589.
- Giles, M.R., Stevenson, S., Martin, S.V., 1992. The reservoir properties and diagenesis of the Brent Group: a regional perspective. *In*: Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., Brown, S. (Eds.) *Geology of the Brent Group*. Special Publ. Geol. Soc. of London, **61**:289-327.
- Giles, M.R. & Marshall. 1986. Constraints on the development of secondary porosity in the subsurface: re-evaluation of processes. *Marine and Petrol. Geol.*, **3**:243-255.
- Giles, M.R., 1987. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs. *Marine and Petrol. Geol.*, **4**:188-204.
- Goulart & Jardim, 1982. Avaliação geoquímica das formações Ponta Grossa e Irati, Bacia do Paraná. *Bacia do Paraná Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos*. Paulipetro - IPT, São Paulo, 41-71.
- Hayes, M.J., Boles, J.R. 1992. Volumetric relations between dissolved plagioclase and kaolinite in sandstones: implications for aluminum mass transfer in the San Joaquin Basin California. *Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*. Spec. Pub. SEPM, **47**:111-123.
- Holz, M. 1998. The Eo-Permian coal seams of the Paraná basin in southernmost Brazil: an analysis of the depositional conditions using sequence stratigraphic concepts. *Intern. Jour. Coal Geol.*, **36**:141-163.
- Holz, M. 1999. Early Permian sequence stratigraphy and the palaeogeographic evolution of the Paraná basin in southernmost Brasil. *Jour. Afric Earth Scienc.*, **29**: 51-61.
- Holz, M., Vieira, P.E., Kalkreuth, W. 2002. The Early Permian coal-bearing succession of the Paraná basin in southernmost Brazil: depositional model and sequence stratigraphy. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:420-422.
- Holz, M. 2003. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuary system – an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Sed. Geol.*, **162**: 305-331.

- Houseknecht, D.W. 1987. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *Am. Ass.of Petrol. Geol., Bull.*, **71**:633-642.
- Kahn, J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments. On the measurement of packing in sandstones. *Jour. of Geol.*, **64**:385-395.
- Ketzer, J. M. 2002. Diagenesis and Sequence Stratigraphy an integrated approach to constrain evolution of reservoir quality in sandstones. Acta Universitatis Upsaliensis. Uppsala University, 30p.
- Ketzer, J. M., Holz, M. Morad, S., Al-Aasm I.S.2003. Sequence stratigraphic controls on the origin and distribution of diagenetic alterations in paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito Formation (early Permian), Southern Brazil. *Sedimentol.*, **50**:855-877.
- Lopes, R.C., Lavina, E.L.C. 2001. Estratigrafia de seqüências nas formações Rio Bonito e Palermo (Bacia do Paraná), na região carbonífera do Jacuí, Rio Grande do Sul. *In: Ribeiro H.J.P.S. (org.) Estratigrafia de seqüências Fundamentos e aplicações.* Editora Unisinos, p.: 391-419.
- Lundegard, P.D. 1992. Sandstone porosity loss; a "big picture" view of the importance of compaction. *Jour. of Sed. Petrol.*, **62**:250-260.
- Medeiros, R. A. & Thomas Filho, A. 1973. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, **27**, *Anais*, 3:3-12.
- Miall, A.D. 1988. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *Am. Ass.of Petrol. Geol., Bull.*, **72**: 682-697.
- Milani, J. E., Kinoshita E. M., Araújo, L. M., Cunha, P.R.C., 1990. Bacia do Paraná: Possibilidades Petrolíferas da Calha Central. *Bol. Geoc. Petrobras*, **4**: 21-34.
- Milani, E.J., França, A.B., Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Bol. Geoc. Petrobras*. **8**:69-82.
- Milani, E. J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. 2 v. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 260p.
- Milani, E.J. & Ramos V.A. 1998. Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.* **28**:473-484.

- Milani, E. J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (org.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Editora Beca, p.: 265-279.
- Mineropar 2001. Atlas Geológico do Estado do Paraná.
- Mitchum, R. M., Vail, P.R., Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for seismic stratigraphic analyses. *In: Payton, C. E. (ed), Seismic stratigraphic – applications to hydrocarbon exploration.* AAPG Memoir **26**: 53-62.
- Mitchum, R.M., Sangree, J.B., Vail, P.R., Wornardt, W.W., 1993. Recognizing sequences and systems tracts from well logs, seismic data, and biostratigraphy: examples from the Late Cenozoic of the Gulf of Mexico: *In, P. Weimer & H.W. Posamentier, (eds.), AAPG Memoir 58*:163-197.
- Mizusaki, A. M. P., Melo, J. H., Vignol, M. L., Steemans, P. 2002. Vila Maria Formation, Paraná Basin, Brazil - an example of integrated geochronological and palynological dating. *Geol. Magazine.* 139, **4**:453-463.
- Morad, S., Al-Aasm, I.S., Ramseyer, K., Marfil, R., Aldahan, A.A. 1990. Diagenesis of carbonate cements in Permo-Triassic sandstones from the Iberian Range, Spain; evidence from chemical and stable isotopes. *Sed. Geol.*, **67**:281-295.
- Morad, S., Ben Ismail, H.N., De Ros, L.F., Al-Aasm, I.S.; Serrhini, N-E. 1994. Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia. *Sedimentology*, **41**:1253-1272.
- Morad, S., Ketzer, J.M., De Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, **47**:1-27.
- Moraes, M.A.S. & De Ros, L.F. 1992. Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin, northeastern Brazil. *Jour. of Sed. Petrol.*, **60**:809-819.
- Nery, G.G. 2000. Perfilagem geofísica aplicada a água subterrânea. *In: Feitosa, F.A.C & Manoel Filho, J. (eds.). Hidrogeologia, Conceitos e Aplicações,* CPRM, 412p.
- Osborne, M. Haszeldine, R.S. Fallick, A.E. 1994. Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore-fluids, Brent Group, UK North Sea. *Clay Minerals*, **29**:591-608.

- Posamentier, H. W., Jervey, M. T., Vail, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. *In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds), Sea-level changes: an integrated approach, SEPM, 42:109-124.*
- Posamentier, H. W., Vail, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and Systems Tract Models. *In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds), Sea-level changes: an integrated approach, SEPM, 42:125-154.*
- Posamentier, H. W. & Allen, G.P. 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications*. SEPM Series, 7, 210 p.
- Quintas, M.C.L., Mantovani, M.S.M., Zalán P.V. 1999. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc., 29: 217-226.*
- Ribeiro, H.J.P.S. 2001. Fundamentos de estratigrafia de seqüências. *In: Ribeiro H.J.P.S. (org.) Estratigrafia de seqüências Fundamentos e aplicações*. Editora Unisinos, p.: 99-134.
- Rostirolla, S.P., Appi, C.J., Mancini, F., Kraft, R.P., Bartoszeck, M.K. 2002. Fraturas controladoras da migração de fluidos nos Arenitos Vila Velha, Grupo Itararé, Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc., 31: 349-356.*
- Scherer, M. 1987. Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstone porosity prediction. *Am. Ass.of Petrol. Geol., Bull., 71:485- 491.*
- Sclater, J.G. & Christie, P.A.F. 1980. Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *Jour. Geoph. Res., 85: 3711-3739.*
- Schmid, S. Worden, R. H. Fisher, Q. J. 2003. The origin and regional distribution of dolomite cement in sandstones from a Triassic dry river system, Corrib Field, offshore west of Ireland. *Jour. Geoch. Explor, 78:475-479.*
- Schmidt, V. & McDonald, D. A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. *In: Scholle, P.A. & Schluger, P.R, (ed). Aspects of diagenesis*. SEPM, Tulsa, OK, 175-207.
- Schneider, R.L.; Mühlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R.A.; Daemon, R. Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: SBG, Congr. Brás. Geol., 28, Anais, 1:41-65.*
- Soares, P.C. 1991. Tectônica Sinsedimentar Cíclica na Bacia do Paraná – Controles. Tese concurso de professor titular. Universidade Federal do Paraná, 131p.



- Souza, P.A. 2000. Palinobioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Carbonífero/Permiano, na porção nordeste da Bacia do Paraná (SP/PR, Brasil). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 197p.
- Staub, J.R. & Cohen, A.D. 1978. Kaolinite-enrichment beneath coals: a modern analog, Snuggedy swamp, South Carolina. *J. Sed. Petrol.*, **48**:203-210.
- Stonecipher, S.A., Winn Jr., R.D., Bishop M.G. 1984. Diagenesis of the Frontier Formation, Moxa Arch: A function of sandstone geometry, texture and composition and fluid flux. *Am. Ass. of Petrol. Geol., Bull.*, **3**:289-316.
- Surdam, R.C., Boese, S.W., Crossey, L.J., 1984. The chemistry of secondary porosity. In: McDonald, D.A., Surdam, R.C. (Eds.), *Clastic Diagenesis*. AAPG Memoir **37**:127-149.
- Taylor, K. G, Gawthorpe, R. L., Van Wagoner, J. C. 1995. Stratigraphic control on laterally persistent cementation, Book Cliffs, Utah – Colorado. *Jour. of Sed. Res.* **69**:225-228.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision Ar/Ar geochronology. *Earth plan. science lett.*, **121**:333-348.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.J., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, I.S., Sangree, J.B., Bubb, J.N., Hatlelid, W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C. E. (ed.), *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, 49-212.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D. 1990. *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies*. AAPG Methods in Exploration Series, 7.
- Vesely 2001. Análise de Seqüências em Sucessões Glaciais: Estudo de Caso no Grupo Itararé (C-P), Nordeste do Estado do Paraná. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UNESP - Rio Claro, 119p.
- Vesely, F.F. & Assine, M.L. 2004. Seqüências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do Estado do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **34**:219-230.
- Vesely, F.F. 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, 203p.

- Vesely, F.F., Rostirolla, S.P., Appi, C.J. Kraft, R.P. 2007. Late Paleozoic Gacially related Sandstone Reservoirs in the Paraná Basin, Brazil. AAPG Bull., **91**:151-160.
- Welton, J.E. 1984. *SEPM Petrology Atlas*. Methods in exploration series. AAPG, Tulsa, Oklahoma, 231p.
- White, I.C. 1908. Comissão de estudos das minas de carvão de pedra do Brasil. Relatório final. Rio de Janeiro, DNPM, 201p.
- Wilson, M.D., Stanton, P.T. 1994. *Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement: Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. Short Course 30, SEPM, Tulsa, Oklahoma, 59-118.
- Zacharias, A.A. 2004. Preechimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito, Nordeste do Paraná. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UNESP - Rio Claro, 99p.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *In*: SBG, Simp. Sul Bras. Geol., 3, *Atas*, 1:441-477.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J. R., Marques, A. 1990. *The Paraná Basin, Brazil*. Tulsa, AAPG Memoir **51**:681-708.
- Zuffa, G.G., Cibin, U. Di Giulio, A. 1995. Arenite petrography in sequence stratigraphy. *Jour. Geol.*, **103**:451-459.