



UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS – UNISINOS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA – PPGeo
MESTRADO EM GEOLOGIA

Henrique Parisi Kern

Arquitetura Estratigráfica de Corpos Arenosos Gerados Por Ondas e Marés no Bloco Central da Mina do Iruí (Formação Rio Bonito, eopermiano da Bacia do Paraná, RS)

São Leopoldo, 2008.

Henrique Parisi Kern

**Arquitetura Estratigráfica de Corpos Arenosos Gerados Por Ondas e
Marés no Bloco Central da Mina do Iruí (Formação Rio Bonito,
eopermiano da Bacia do Paraná, RS)**

Dissertação de Mestrado apresentado a Universidade do
Vale do Rio dos Sinos como requisito para obtenção do
título de Mestre em Geologia

Orientador: Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina

Co-orientadora: Prof. Dra. Renata Guimarães Netto

Comissão Examinadora: Prof. Dr. Ubiratan F. Faccini (UNISINOS)

Prof. Dr. Renato Paes de Almeida (USP)

São Leopoldo, 2008.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho, mas em especial externo meus agradecimentos:

Ao Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) - Superintendência Regional de Porto Alegre, por ceder os testemunhos e perfis geofísicos.

Aos professores Dr. Ernesto L. C. Lavina e Dra. Renata G. Netto, amigos e orientadores, pelo grande apoio e paciência.

Ao Prof^o Dr. Paulo S. G. Paim, contato inicial para ingressar no Programa de Pós-Graduação em Geologia – PPGeo, da Universidade do Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS.

A PETROBRAS, pela participação do Curso de Sedimentologia e Estratigrafia de Rochas Siliciclásticas, realizado no ano de 2005, e do Curso de Introdução ao Módulo Básico GOCAD / Earth Decision suite 2.1, no ano de 2006.

Aos ex-colegas do tempo de GEOKLOCK, Msc. André L. Canale e Msc. Leonardo A. Bonzanini, pela revisão dos capítulos finais.

A minha grande amiga Patrícia Collin Antunez, pela ajuda na confecção das seções estratigráficas e demais figuras.

Aos amigos e colegas de mestrado Rafael de Lima Dessart e Rosana Gandini, pelo companheirismo e calorosas discussões geológicas, icnológicas e futebolísticas.

A geóloga e amiga Karla Petry, pela ajuda na confecção do *abstract*.

Ao pessoal do Diretório Acadêmico de Geologia (DAGEO), pelos momentos de descontração.

Aos meus pais, Paulo Henrique Kern e Marilea Parisi Kern, a minha irmã, Andrea Parisi Kern, e ao meu amigo, Carlos Fernando Bahima, pelo total apoio que me deram.

E a mim, por ter coragem de largar tudo para fazer este trabalho.

RESUMO

O arcabouço estratigráfico da sedimentação eopermiana foi construído a partir da análise de poços de sondagens com testemunhagem contínua e perfis geofísicos. Foram desenvolvidas cinco seções estratigráficas de modo a abranger toda a área de estudo, utilizando como *datum* um pico radioativo existente no interior da camada de carvão Iruí Superior, e na sua ausência, nas litologias pelíticas lateralmente relacionadas. Foram também confeccionados mapas de associações de fácies de modo a representar, em planta, o padrão deposicional dos principais níveis estratigráficos. Nas seções, as fácies sedimentares foram correlacionadas espacialmente e foram identificadas as principais superfícies estratigráficas que limitam as seqüências e/ou tratos de sistemas. A seqüência eopermiana corresponde a um grande evento transgressivo de segunda ordem, denominado de Seqüência Depositional Iruí Central, subdividida em duas seqüências deposicionais de 3ª ordem, e separadas por uma superfície de inconformidade subaérea. Quando analisado em maior detalhe, na 4ª ordem, a seqüência 1 é formada por três seqüências enquanto a seqüência 2 está representada por duas seqüências. A evolução dos depósitos da planície atrás da barreira se relaciona ao desenvolvimento de cordões litorâneos, construídos pela deriva, que capturam as regiões de enseadas e baías, formando sistemas lagunares atrás da barreira. Na região da barreira propriamente dita, os sedimentos são retrabalhados pelas ondas e direcionados pela deriva litorânea, que deposita os materiais ao longo da costa. Corpos arenosos lenticulares gerados por correntes de maré intercalam-se com os cordões litorâneos, gerando feições aqui designadas como baiamentos estuarinos. Os baiamentos apresentam pequena extensão areal e distribuem-se de modo paralelo às paleolinhas de praia. De modo geral, os depósitos de *foreshore* e *shoreface* apresentam a Icnofácies *Skolithos* e os de transição ao *offshore* a Icnofácies *Cruziana*. Já os depósitos estuarinos contém tanto a icnofácies *Skolithos* quanto *Cruziana*, porém com icnogêneros empobrecidos e indicativos de *stress* ambiental.

ABSTRACT

The stratigraphic framework of Early Permian sedimentation was constructed from the analyses of drillholes with drillcore recovery and geophysical profile. Five stratigraphic sections were developed in order to reach the whole study area, using as *datum* a radioactive peak existing in the interior of the Upper Iruí coal layer, and, when it is absent, in the pelitic lithologies laterally correlated. Maps of facies association were also built in order to represent, from top, the depositional pattern of the main stratigraphic level. In the sections, the sedimentary facies were spatially correlated and the main stratigraphic surfaces that boundary the sequences and/or the system tracts were identified. The Early Permian sequence corresponds to a great second order transgressive event, named as Central Iruí Depositional Sequence, subdivided in two third order depositional sequences separated by a subaerial unconformity. When analyzed in more detail, in fourth order, the sequence 1 is made up by three sequences, while sequence 2 is represented by two sequences. The evolution of the plain deposits behind the barrier is related to the development of strandplain, built by the longshore current, that capture the bay areas, generating lagoon systems behind the barrier. In the barrier itself, the sediments are reworked by waves and directed by the longshore current, that deposits the materials along the shore. Lens-shaped sand bodies generated by tide currents are intercalated to strandplain, generating features that are named here as estuarine embayment. The embayments show little area extension and are distributed parallel to the paleo-shore lines. In general, the foreshore and shoreface deposits show the Ichnofacies *Skolithos* and the transition to offshore deposits, the Ichnofacies *Cruziana*. Yet, the estuarine deposits contain both the *Skolithos* and the *Cruziana*, however with poor ichnogenres and indications of environmental stress.

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.1 - Localização da área de estudo e dos poços existentes na região | 13 |
| Figura 1.2 – Mapa geológico | 14 |
| Figura 1.3 – Pico radioativo utilizado como <i>datum</i> | 21 |
| Figura 2.1 - Arcabouço estrutural simplificado da Bacia do Paraná e quadro cronoestratigráfico da superseqüência Gondwana | 24 |
| Figura 2.2 - Quadro Espaço-Tempo para o intervalo “Rio Bonito-Palermo” na região entre butiá e São Sepé | 27 |
| Figura 3.1 - Ajuste dos tratos de sistemas e limites de seqüência para os modelos estratigráficos existentes | 30 |
| Figura 3.2 - Conceito de transgressão, regressão normal e regressão forçada definido através da interação entre sedimentação e variação do nível de base. | 31 |
| Figura 3.3 - Representação simplificada de depósitos transgressivos e regressivos. | 32 |
| Figura 3.4 - Trajetória da linha de praia em função da regressão normal, regressão forçada e transgressão. | 33 |
| Figura 3.5 - Hierarquia das seqüências baseadas no tempo de duração dos ciclos estratigráfico. | 34 |
| Figura 3.6 – Superfícies estratigráficas. | 36 |
| Figura 3.7. - Seqüências, tratos de sistemas e superfícies estratigráficas definidas em relação à curva de variação do nível de base e curva T-R. | 37 |
| Figura 3.8 Configuração dos depósitos marinhos rasos no estágio de queda inicial em cenários de plataforma rasa (tipo rampa). | 40 |
| Figura 3.9 - Dois tipos de superfícies de ravinamento da linha de praia que podem ocorrer ao mesmo tempo. | 43 |
| Figura 3.10 - Arquitetura das fácies e superfícies estratigráficas no ponto de máxima transgressão da linha de praia. | 45 |
| Figura 3.11 - Depósitos marinhos rasos (fácies de <i>shoreface</i> a <i>offshore</i>) apresentando a interpretação de sucessões de areias e finos de plataforma em termos da estratigrafia de seqüência e aloestratigrafia. | 46 |
| Figura 3.12 - Estágios de desenvolvimento da Icnofácies <i>Glossifungites</i> e seu papel na diagnose de superfícies de omissão. | 48 |
| Figura 3.13 - Arquitetura regional dos sistemas deposicionais, tratos de sistemas e superfícies estratigráficas. | 50 |
| Figura 3.14 - Representação gráfica simplificada do desenvolvimento da linha de praia durante a subida do nível de base. | 53 |
| Figura 3.15 – Tendências de acumulação de turfeiras durante os vários estágios dos ciclos de variação do nível de base em resposta as mudanças do espaço de acomodação. | 57 |
| Figura 4.1 - Configuração do paleoembasamento. | 59 |

| | |
|--|------------|
| Figura 4.2 – Legenda dos perfis sedimentológicos e das seções estratigráficas. | 66 |
| Figura 4.3 - Detalhe do poço IB-74, apresentando associação de fácies lagunares pantanosas (Slt e SltC) cortadas por depósitos arenosos de origem fluvial (litofácies Ac1 e Ac2). | 67 |
| Figura 4.4 - Modelo de estuário dominado pela ação de ondas. | 71 |
| Figura 4.5 - Modelo de estuário dominado pela ação de marés. | 72 |
| Figura 4.6 - Detalhe do poço IB-03, apresentando associação de fácies estuarinas relacionada a depósitos de barras de marés (litofácies SubAr), sobreposta por depósitos relacionados à migração de dunas subaquosas de shoreface superior (litofácies Qa2). | 74 |
| Figura 4.7 - Detalhe do poço IB-08, apresentando associação de fácies praias relacionadas a interdigitação de depósitos de shoreface (Qa2) com depósitos de foreshore (Qa1). Acima,observam-se depósitos de baía estuarina rasa (Ht / IF 1) sobrepostos por depósitos de costa a fora (Ht / IF 7). | 76 |
| Figura 4.8 - Perfil da linha de costa dominada por ambientes marinho raso | 77 |
| Figura 4.9 - Detalhe do poço IB-17, destacando os arenitos muito finos com estratificação cruzada bidirecional de baixo ângulo e <i>hummocky</i> (Qa3), interpretados como depósitos de shoreface inferior. | 80 |
| Figura 4.10 - Detalhe do poço IB-03, apresentando fácies de shoreface superior (litofácies Qa2) sobreposta por dedepósitos relacionados a ambientes de baía estuarina (Ht) contendo a icnofábrica IF1 (litofácies Ht) cortada por delgadas camadas arenosas (Aq4). Topo da seqüência já apresenta uma condição marinha mais equilibrada, com maior icnodiversidade (IF7) e ocorrência esporádica da litofácies Qa4. | 82 |
| Figura 4.11 - A) Icnofábrica IF1 no poço IC-20; TH - <i>Thalassinoides</i> e Pl - <i>Planolites</i> . B e C) IF1 no poço IB-29; Ro - <i>Rosselia</i> , Pa - <i>Palaeophycus</i> e Te - <i>Teichichnus</i> . Icnofábrica IF2 indicativa da Icnofácies <i>Glossifungites</i> nos poços IB-15 (D) e IC-20 (E); Th - <i>Thalassinóides</i> . | 84 |
| Figura 4.12 - A) Icnofábrica IF3 no poço IB-15; Op - <i>Ophiomorpha</i> . B) Icnofábrica IF4 no poço IB-15; Pa - <i>Palaeophycus</i> , Rizo - Rizobioturbação. C) Icnofábrica IF4 no poço IC-20; Op - <i>Ohiomorpha</i> , Rz- <i>Rhizocoralium</i> e Th - <i>Thalassinoides</i> . D) Icnofábrica IF5 poço CB-48; SK - <i>Skolithos</i> e Op - <i>Ophiomorpha</i> . | 86 |
| Figura 4.13 - A e B) Icnofábrica IF6 no poço IB-15; Op - <i>Ophiomorpha</i> , Th - <i>Thalassinoides</i> , Pl - <i>Planolites</i> e PA - <i>Palaeophycus</i> . Icnofábrica IF7 no poço IB-08 (C) e IB-29 (D); Op - <i>Ophiomorpha</i> , Th - <i>Thalassinoides</i> , Pl - <i>Planolites</i> , PA - <i>Palaeophycus</i> , Cy - <i>Cylindrichnus</i> , Te - <i>Teichichnus</i> , Di - <i>Diplocrateriom</i> . | 87 |
| Figura 4.14 - Distribuição das icnofácies conforme Frey & Pemberton (1985). | 89 |
| Figura 5.1 – Mapa de associação de fácies da base da seqüência A. | 106 |
| Figura 5.2 – Mapa de associação de fácies do topo da seqüência A. | 107 |
| Figura 5.3 – Mapa de associação de fácies da base da seqüência B. | 108 |
| Figura 5.4 – Mapa de associação de fácies do topo da seqüência B. | 109 |
| Figura 5.5 – Mapa de associação de fácies da base da seqüência C. | 111 |
| Figura 5.6 – Mapa de associação de fácies da Parte média da seqüência C. | 112 |

| | |
|---|----------------|
| Figura 5.7 – Mapa de associação de fácies do Topo da seqüência C. | 113 |
| Figura 5.8 - Construção da linha de costa formada por um sistema laguna-barreira. | 114 |
| Figura 5.9 - Mapa de associação de fácies da base da seqüência D. | 116 |
| Figura 5.10 – Mapa de associação de fácies da base da seqüência D. | 117 |
| Figura 5.11 – Baiamentos estuarinos. | 119/120 |
| Figura 5.12 - Decomposição da seqüência D em três ciclos de maior frequência, limitados no topo por superfícies de regressão normal dentro do padrão de fácies (WNRS). | 121 |
| Figura 5.13 - Modelo sedimentológico e estratigráfico para a construção do <i>strandplain</i> que caracteriza o topo da Seqüência D | 122 |
| Figura 5.14 – Mapa de associação de fácies da base da seqüência E. | 124 |
| Figura 5.15 - Imagem de sataélite do sistema lagunar-estuarino da Carolina do Norte, EUA. | 125/126 |

ÍNDICE DE TABELAS

| | |
|---|--------------|
| Tabela 1.1. - Dados dos Testemunhos de sondagem e Pastas de Poço Utilizados. | 18/19 |
| Tabela 2.1. - Sistemas Depositionais e Litofácies Associadas na Região Carbonífera do Jacuí. | 26 |
| Tabela 4.1. - Litofácies Presentes na Região do Iruí Central. | 62/64 |
| Tabela 4.2. –Características individuais dos principais icnofósseis identificados. | 70 |

ANEXOS (volume separado)

| |
|---|
| ANEXO 1 – Seção Estratigráfica 1 |
| ANEXO 2 – Seção Estratigráfica 2 |
| ANEXO 3 – Seção Estratigráfica 3 |
| ANEXO 4 – Seção Estratigráfica 4 |
| ANEXO 5 – Seção Estratigráfica 5 |

SUMÁRIO

| | |
|---|-----------|
| 1 INTRODUÇÃO | 11 |
| 1.1. ÁREA DE ESTUDO | 12 |
| 1.2. OBJETIVOS | 15 |
| 1.3. MÉTODOS | 16 |
| 2 BACIA DO PARANÁ - ARCABOUÇO TECTÔNICO E GEOLÓGICO | 23 |
| 2.1 FORMAÇÃO RIO BONITO | 25 |
| 2.2 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS DA REGIÃO CARBONÍFERA DO JACUÍ | 26 |
| 3 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS – CONCEITOS | 29 |
| 3.1 MECANISMOS DE CONTROLE | 31 |
| 3.2 HIERARQUIA DOS CICLOS | 34 |
| 3.3 SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS | 35 |
| 3.3.1 Inconformidade Subaérea (<i>Subaerial Unconformity - SU</i>) | 38 |
| 3.3.2 Conformidade Correlativa (<i>Correlative Conformity</i>) | 38 |
| 3.3.3 Superfície Basal de Regressão Forçada (<i>Basal Surface of Forced Regression - BSFR</i>) | 39 |
| 3.3.4. Superfície Regressiva de Erosão Marinha (<i>Regressive Surface of Marine Erosion - RSME</i>) | 39 |
| 3.3.5 Superfície de Máxima Regressão (<i>Maximum Regressive Surface - MRS</i>) | 40 |
| 3.3.6 Superfície de Máxima Inundação (<i>Maximum Flooding Surface - MFS</i>) | 41 |
| 3.3.7 Superfície de Ravinamento da Linha de praia (<i>Shoreface Ravinement Surface - SRS</i>) | 42 |
| 3.3.8 Contato Dentro do Padrão de Fácies (<i>Within-Trend Facies Contact</i>) | 44 |
| 3.3.9 Icnofácies Substrato-Controladas Indicadoras de Superfícies Estratigráficas (<i>Substrate-Controlled Ichnofacies</i>) | 46 |
| 3.4 TRATOS DE SISTEMAS | 49 |
| 3.4.1 Trato de sistema de nível de base alto (<i>High Stand Systems Tract – HST</i>) | 49 |
| 3.4.2 Trato de Sistema de Estágio de Queda (<i>Falling-Stage systems Tract – FST</i>) | 51 |
| 3.4.3 Trato de sistema de nível de base baixo (<i>Lowstand Systems Tract – LST</i>) | 51 |
| 3.4.4 Trato de Sistema Transgressivo (<i>Transgressive Systems Tract- TST</i>) | 52 |
| 3.4.5 Trato de Sistema Regressivo (<i>Regressive Systems Tract- RST</i>) | 54 |
| 3.4.6 Tratos de Sistemas de Alta-Baixa Acomodação (<i>low - and high – accomodation systems tracts</i>) | 55 |
| 3.5. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS E DEPÓSITOS CARBONOSOS | 56 |
| 4 REGIÃO DO IRUÍ CENTRAL | 58 |
| 4.1 PALEOFISIOGRAFIA | 58 |
| 4.2 FACIOLOGIA E SISTEMAS DEPOSICIONAIS DO BLOCO CENTRAL DA JAZIDA DO IRUÍ | 58 |
| 4.2.1 Associação de Fácies de Planície Costeira | 60 |
| 4.2.1.1 Fácies de coluvião | 64 |
| 4.2.1.2 Fácies de barras fluviais | 64 |
| 4.2.1.3 Associação de fácies de planície atrás da barreira (planícies de inundação, lagunas, pântanos e planícies de maré) | 65 |
| 4.2.2 Associação de fácies vinculadas à ação de maré | 69 |
| 4.2.2.1 Fácies de barras de maré | 73 |

| | |
|---|------------|
| 4.2.2.2 Fácies de baía estuarina _____ | 73 |
| 4.2.3 Associação de fácies de praia-barreira (<i>nearshore</i>) _____ | 75 |
| 4.2.3.1 Fácies de <i>foreshore</i> _____ | 78 |
| 4.2.3.2 Fácies de <i>shoreface</i> superior _____ | 79 |
| 4.2.3.3 Fácies de <i>shoreface</i> inferior _____ | 79 |
| 4.2.3.4 Associação de fácies de transição <i>offshore</i> _____ | 81 |
| 4.2. ICNOFÁBRICAS _____ | 83 |
| 5 SEQÜÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO DO IRUÍ SUPERIOR _____ | 90 |
| 5.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS E SUPERFÍCIES CHAVES _____ | 90 |
| 5.2 SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAL IRUÍ CENTRAL _____ | 91 |
| 5.2.1 Seções Estratigráficas _____ | 93 |
| 5.2.1.1 Seção estratigráfica 1 _____ | 93 |
| 5.2.1.2 Seção estratigráfica 2 _____ | 96 |
| 5.2.1.3 Seção estratigráfica 3 _____ | 98 |
| 5.2.1.4 Seção estratigráfica 4 _____ | 100 |
| 5.2.1.5 Seção estratigráfica 5 _____ | 101 |
| 5.4 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA _____ | 104 |
| 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS _____ | 128 |
| 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS _____ | 134 |

1 INTRODUÇÃO

Como observado atualmente, ambientes costeiros refletem uma complexidade de processos que atuam de modo contemporâneo na construção da linha de praia. A reconstituição destes cenários a partir do registro geológico torna-se uma tarefa difícil, tendo em vista a interdigitação das diferentes fácies sedimentares que representam ambientes distintos e que se formaram praticamente ao mesmo tempo. O arranjo destes depósitos no espaço e tempo em função da interação entre a variação do nível de base e da taxa de suprimento sedimentar seria praticamente impossível se não fosse a aplicação dos conceitos da estratigrafia de seqüências, através do reconhecimento das superfícies chaves, aliados a análises sedimentológicas, icnológicas e de dados indiretos (geofísica).

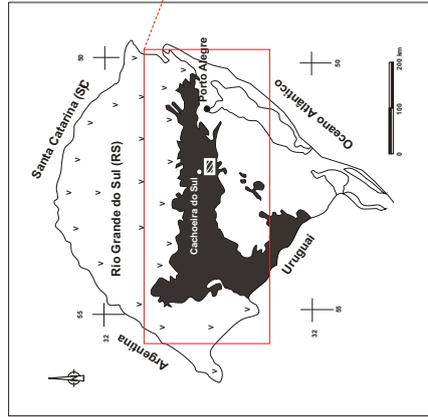
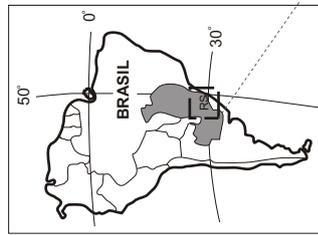
Este trabalho apresenta o arranjo estratigráfico da Formação Rio Bonito e da Formação Palermo (base), relacionadas à época Permiano Inferior da Bacia do Paraná no bloco central da jazida do Iruí, aqui denominada de Iruí Central, Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. O arcabouço estratigráfico foi estabelecido a partir da correlação lateral e vertical das associações de fácies deposicionais e do reconhecimento dos diferentes tipos de superfícies físicas. As superfícies estratigráficas identificadas através da correlação das fácies e perfis de raio gama ilustram como as sucessões sedimentares e superfícies limitantes se comportam dentro da bacia, expondo tendências deposicionais prográdantes e retrogradantes. A partir do estabelecimento das superfícies, interpretação das litofácies, icnofácies, fácies sedimentares e da interpretação dos ambientes deposicionais, foram confeccionadas seções estratigráficas e mapas de associação de fácies que ilustram o padrão de empilhamento das seqüências delineadas, bem como a arquitetura dos corpos sedimentares presentes na subsuperfície da área de estudo.

1.1 ÁREA DE ESTUDO

No final da década de 1970 e início de 1980, a região de Butiá e Cachoeira do Sul foi de grande interesse econômico em função das rochas carbonosas que compunham o substrato da região. O potencial econômico representado pelas camadas de carvão motivou a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) a realizar o Projeto Iruí-Butiá, no qual foram perfurados centenas de poços com perfilagem geofísica (Raios Gama, Resistividade, Densidade e SP) e testemunhagem completa do intervalo denominado Rio Bonito-Palermo, formações basais da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul.

A área de estudo, denominada de Mina do Iruí Central, situa-se no município de Cachoeira do Sul (folha 1:50.000 SH.22-Y-A-III), sendo limitada pelos meridianos 52°30` e 53°00`, e pelos paralelos 30°00` e 30°30`, apresentando cerca de 200 km² de extensão areal (**Figura 1.1.**). Em superfície, afloram as rochas triássicas da Formação Sanga do Cabral (**Figura 1.2.**), a qual apresenta uma diversidade de litofácies e associações de litofácies associadas a ambientes de sedimentação continental (arenitos fluviais e pelitos lacustres), caracterizando uma sucessão de diferentes modelos deposicionais ao longo do tempo (Scherer *et al.*, 2000). No Bloco Central da Jazida do Iruí, rochas pertencentes à Formação Rio Bonito ocorrem em subsuperfície, posicionadas a uma profundidade média de cerca de 150 metros.

No local, a CPRM realizou cerca de 100 perfurações em uma malha aproximadamente regular, com espaçamento da ordem de 1 km na porção central e com cerca de 10 km em sentido às bordas da área.



LEGENDA:

- Fm. Serra Geral
- Fm. Botucatu
- Fm. Guará
- Fm. Caturrita
- Fm. Santa Maria
- Mb. Alemoaal
- Mb. Passo das Tropas
- Fm. Sanga do Cabral
- Fm. Pirambóia
- Fm. Rio do Rasto
- Grupos Passa Dois inferior Guatá e Itararé indivisivos
- Unidade pré-gondwanicas e coberturas indiferenciadas
- Localização da área de estudo

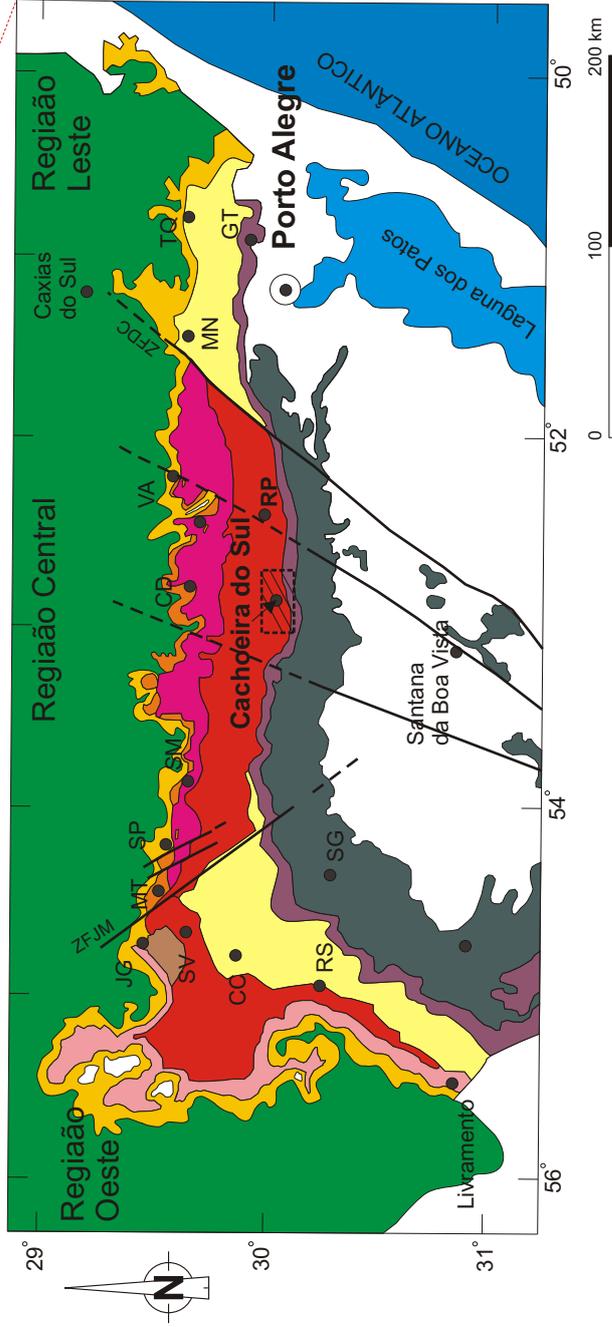


Figura 1.2 - Mapa geológico simplificado, enfatizando a distribuição regional da sedimentação continental correspondente ao intervalo Neopermiano-Eocretáceo. Siglas: CC - Cacequi; Sv - São Vicente do Sul; JG - Jaguarí; MT - Mata; SP - São Pedro do Sul; CD - Candelária; RP - Rio Pardo; SC - Santa Cruz do Sul; VA - Venâncio Aires; MN - Monte Negro; TQ - Taquara; GT - Gravataí. ZFJM - “Zona de Falhamentos Jaguari-Mata”; ZFDC - “Zona de Falhamentos Dorsal de Canguçu” (adaptado de Faccini *et al.*, 2003).

1.2 OBJETIVOS

Os principais objetivos do trabalho consistem em:

- 1) Produzir seções estratigráficas e mapas de associações de fácies que representem a distribuição dos tratos de fácies, modelos sedimentares e a evolução dos sistemas deposicionais da jazida de carvão do Iruí Central;
- 2) Estabelecer implicações ambientais e estratigráficas a partir das relações das icnofábricas e icnofácies com as fácies sedimentares presentes nos testemunhos descritos; e
- 3) Estabelecer a evolução estratigráfica da área a partir do reconhecimento das mudanças dos padrões deposicionais (regressivo–transgressivo) bem como os principais processos sedimentares envolvidos.

1.3 MÉTODOS

A estratigrafia de seqüências têm revolucionado o método de análise e de interpretação da sucessão de depósitos sedimentares, sendo que muitos autores a consideram como a ferramenta mais sólida para a interpretação do padrão de empilhamento e correlação lateral das rochas sedimentares que se acumularam ao longo do tempo em uma determinada bacia (Posamentier & Vail 1988, Posamentier *et al.* 1988, Bhattacharya 1993). O método arranja as discontinuidades em hierarquias distintas, enfatizando principalmente os limites de seqüências ou inconformidades como quebras estratigráficas que separam as unidades (superfícies-chaves) (VanWagoner *et al.* 1990).

O aspecto preditivo da estratigrafia de seqüências é a chave da aplicação do método, possibilitando a correlação de fácies sedimentares em escalas local e regional, pois os processos atuantes em qualquer sistema deposicional respondem a um controle em comum, o nível de base. As mudanças mais proeminentes do nível de base são os principais agentes responsáveis na geração das superfícies estratigráficas, as quais são relacionadas a quatro principais eventos que ocorrem durante todo o ciclo de mudança: i) início da regressão forçada (início da queda da linha de praia); ii) fim da regressão forçada (final da queda da linha de praia); iii) fim da regressão (durante a ascensão da linha de praia); e iv) fim da transgressão (durante a subida da linha de praia).

Para o arranjo do arcabouço estratigráfico, faz-se necessário o reconhecimento das fácies sedimentares que compõem os sistemas deposicionais de uma determinada bacia, conforme a tendência deposicional atuante no tempo da deposição (regressiva ou transgressiva). De acordo com Reading & Levell (1996), o reconhecimento individual de fácies é interpretativo e limitado. Para esses mesmos autores, as fácies sedimentares devem ser analisadas de modo mais amplo, levando em conta suas associações laterais e verticais com demais fácies presentes em um determinado depósito. Este método torna a interpretação do tipo de sistema deposicional e ambiente mais confiáveis, permitindo eliminar explicações alternativas e pouco confiáveis.

A interpretação dos ambientes deposicionais e processos relacionados pode ser mais acurada através da aplicação de critérios icnológicos. De acordo com Netto (2001), a análise detalhada das sucessivas suítes de traços fósseis tem por objetivo reconhecer alterações significativas no padrão comportamental representado pelas paleoicnocenoses e a conseqüente sucessão de comunidades residentes e oportunistas ao longo de um dado empilhamento

sedimentar. Para Netto (2001), o incremento no estudo de icnofábricas acarretou um importante avanço na utilização da Icnologia na montagem de arcabouços estratigráficos, uma vez que a caracterização da fábrica orgânica, além de fornecer as informações icnofaciológicas e paleoecológicas, permite reconhecer padrões faciológicos específicos e discordâncias. As icnofábricas podem ocorrer de modo simples ou composto, sendo o primeiro modo caracterizado pela atividade de uma população endobentônica durante um determinado período de tempo e o segundo modo reflete o retrabalhamento de um mesmo substrato por mais de uma população e/ou sucessivas populações ou comunidades, vivendo nesse substrato em diferentes períodos de tempo. Netto (2001) ainda ressalta que, a partir desse reconhecimento, pode-se avaliar a variação nos parâmetros condicionantes da distribuição da fauna bentônica, como resposta às mudanças nos processos deposicionais. Desta forma, o reconhecimento das icnofábricas, do grau de bioturbação (BI) e dos padrões de *tiering* permite quantificar, entre outros parâmetros, a energia do meio, a salinidade da água e a coesão dos substratos. Essas informações ainda poderão ser úteis na identificação de hiatus deposicionais e de superfícies estratigráficas (superfícies substrato-controladas).

Para a realização do presente estudo foram selecionados 50 poços cedidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), através da Superintendência Regional de Porto Alegre-RS (**Tabela 1.1**). Destes, 21 foram descritos e, dos 29 poços restantes, foram utilizados os perfis de raio gama e pasta de poço para a correlação lateral. A descrição dos testemunhos foi efetuada em uma escala de alta resolução (4ª e 5ª ordem), sendo considerados os aspectos litofaciológicos e suas relações com as icnofábricas e icnofácies, bem como os perfis de raio gama. Além dos poços e perfis de raio gama que foram disponibilizados, para a confecção dos mapas paleogeográficos também foram utilizadas as descrições de 12 poços de sigla CA, pertencentes ao Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM), cujos dados foram extraídos de Medeiros (1998) e de Netto (1995).

| TABELA 1.1 – DADOS DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGENS E PASTA DE POÇO UTILIZADOS | | | | | |
|---|------------------------|--------------|--------------------------|---------------------|--------------|
| POÇO | COORDENADAS UTM | | PROFUNDIDADES (m) | | |
| | NORTE | LESTE | DATUM RADIOATIVO | EMBABASMENTO | TOTAL |
| IB-01* | 6661000 | 335000 | 187 | 205,45 | 206,85 |
| IB-02* | 6663000 | 340900 | 214 | 256,5 | 265,65 |
| IB-03* | 6663000 | 344000 | 221 | 258,25 | 263,85 |
| IB-04* | 6665000 | 344000 | 240,3 | - | 285,2 |
| IB-06* | 6667000 | 341995 | 229,7 | 249,2 | 251 |
| IB-07 | 6667000 | 344000 | 243,4 | 261,95 | 274,8 |
| IB-08* | 6667000 | 346000 | 247 | 266,5 | 269,95 |
| IB-09* | 6667780 | 349850 | 222,8 | 270 | 271,6 |
| IB-10 | 6669400 | 341995 | 282 | - | 310 |
| IB-11 | 6669000 | 346000 | 249,3 | 274,4 | 275,15 |
| IB-12 | 6669000 | 348000 | 277,1 | 318,8 | 319 |
| IB-13 | 6669000 | 351970 | 186,1 | 222,5 | 227,6 |
| IB-15* | 6671585 | 343390 | 272,8 | 316,18 | 322,5 |
| IB-17* | 6672000 | 350000 | 347,8 | 397,5 | 403,6 |
| IB-218 | 6661000 | 338020 | 165,8 | 194,6 | 195,22 |
| IB-22* | 6664000 | 337990 | 223,7 | 266,05 | 269,55 |
| IB-25 | 6661000 | 346040 | 173 | 224,8 | 225,7 |
| IB-28* | 6667273 | 355163 | 248,2 | 342,4 | 346,6 |
| IB-29* | 6675032 | 350299 | 351 | 422,2 | 427,5 |
| IB-30 | 6657000 | 354999 | 367,9 | 455,5 | 459 |
| IB-74* | 6659000 | 353000 | 110,1 | 155,56 | 156,2 |
| IB-100 | 6655000 | 354000 | 23 | 43,6 | 44,5 |
| IB-101 | 6656800 | 356100 | 113,5 | 162,51 | 170 |
| IB-138* | 6674030 | 334200 | 418,2 | 450 | 454 |
| IB-173 | 6657000 | 334000 | 105,6 | 126,5 | 127 |
| IC-02 | 6664000 | 343000 | 232,5 | - | 239,25 |
| IC-04* | 6662971 | 334200 | 223,5 | 247,47 | 252 |
| IC-05 | 6664000 | 344000 | 248,1 | - | 254,55 |
| IC-08 | 6663000 | 339000 | 191,8 | - | 201,55 |
| IC-10 | 6663000 | 337990 | 189 | - | 243 |
| IC-12 | 6666050 | 343126 | 221,1 | 243,2 | 244 |

* Poços descritos

- Embasamento não interceptado

TABELA 1.1 – DADOS DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGENS E PASTA DE POÇO UTILIZADOS

| POÇO | COORDENADAS UTM | | PROFUNDIDADES (m) | | |
|--------|-----------------|--------|-------------------|--------------|--------|
| | NORTE | LESTE | DATUM RADIOATIVO | EMBABASMENTO | TOTAL |
| IC-16 | 6663937 | 341995 | 211,8 | - | 220 |
| IC-20* | 6661000 | 343000 | 219,15 | 242,66 | 249 |
| IC-21 | 6664000 | 344906 | 241,7 | 270 | 271 |
| IC-25 | 6663000 | 342000 | 212,4 | - | 220 |
| IC-29 | 6662000 | 340000 | 178,9 | 206,9 | 207 |
| IC-30* | 6662000 | 342830 | 193 | 231,65 | 232 |
| IC-31 | 6662000 | 334200 | 185,9 | - | 203 |
| IC-32* | 6662000 | 346965 | 160,2 | 205,2 | 210,97 |
| IC-35 | 6662000 | 346000 | 189,5 | - | 233 |
| IC-36* | 6664000 | 346000 | 235 | 284,7 | 288 |
| IC-37 | 6662000 | 342000 | 205,6 | 236,4 | 237 |
| IC-44 | 6663000 | 340000 | 189,3 | - | 196,3 |
| IC-46 | 6668000 | 347000 | 264,3 | - | 269,38 |
| IC-48* | 6666000 | 339062 | 208 | 292,9 | 295 |
| IC-56* | 6661000 | 340000 | 151,1 | - | 161,5 |
| IC-57 | 6660967 | 344035 | 178,3 | - | 192 |
| IC-71 | 6666000 | 344000 | 253,3 | - | 259 |
| IC-72 | 6666000 | 346000 | 229,5 | - | 235,8 |
| IC-99 | 6661000 | 341000 | 171,2 | - | 178,8 |
| IR-150 | 6658000 | 344500 | 141,5 | 168,9 | 171,7 |
| CA-10 | 6669400 | 344600 | 126,31 | - | - |
| CA-19 | 6674030 | 344600 | - | - | - |
| CA-20 | 6679000 | 340000 | 381 | 477,75 | 482 |
| CA-40 | 6659900 | 351100 | 157,89 | 167,62 | - |
| CA-57 | 6670100 | 351200 | 148,15 | 161,3 | - |
| CA-58 | 6664000 | 351200 | 107,89 | 113,31 | - |
| CA-59 | 6665064 | 34600 | 146,05 | 146,83 | - |
| CA-60 | 6660000 | 344600 | 150 | 153,94 | - |
| CA-64 | 6664600 | 333800 | 172,36 | 178,68 | - |
| CA-65 | 6668300 | 334200 | 156,57 | 170,78 | - |
| CA-74 | 6671800 | 326700 | 405 | - | 455 |
| CA-75 | 6670100 | 340600 | 106,05 | 108,68 | - |

* Poços descritos

- Embasamento não interceptado e/ou informação não disponível

Os perfis de raio gama medem a radiação gama natural emitida pelos elementos urânio, tório e potássio, onde, de modo geral, os valores de alta radioatividade são indicativos de finos (argilitos e siltitos) e arenitos arcoseanos e os valores de baixa radioatividade indicam arenitos quartzosos. Desta forma, sua descrição pontual pode sugerir variações na energia dos processos e diferentes fontes sedimentares. Quando correlacionados lateralmente, os perfis gama indicam ciclos de deposição e a variação lateral de fácies em uma escala mais ampla de uma determinada área.

Além da utilização dos testemunhos, foram realizadas saídas de campo para a descrição dos afloramentos existentes em duas minas a céu aberto e abandonadas, a mina da Cascatinha e a mina da Barrocada. Esses afloramentos foram utilizados como análogos, uma vez que, na área de estudo, a Formação Rio Bonito ocorre em subsuperfície, a uma profundidade média de 100 metros. A descrição dos afloramentos objetivou a coleta de dados que não podem ser extraídos dos testemunhos de sondagem, tais como geometria das camadas, variação lateral de fácies e padrões de paleocorrentes, facilitando, assim, a correlação lateral de fácies durante a confecção das seções.

Após a descrição dos poços, foi realizado o modelamento da paleofisiografia local, utilizando como *datum* um pico radioativo de raio gama presente na camada de carvão Iruí Superior e litologias geneticamente relacionadas (**Figura 1.3**). Para a modelagem da morfologia do paleoembasamento foi utilizado o *software* GOCAD - Earth Decision Suite 2.1.6. e, a partir deste, foi construído o mapa de isópacas do paleoembasamento, utilizado como base para os mapas de associações de fácies.

Foram escolhidas cinco seções que abrangem a área como um todo, segundo a disponibilidade de poços e perfis de raios gama. A Seção 1 apresenta direção aproximada sudoeste-nordeste disposta no flanco noroeste, sendo composta pelos poços IB-01, IC-10, IC-48, IB-06, IB-10, IB-15, CA-19 e CA-20. A Seção 2 apresenta direção aproximada leste-oeste disposta no centro da área, sendo composta pelos poços CA-64, IC-48, IB-06, IB-07, IB-08, IB-09 e IB-28. A Seção 3 apresenta direção aproximada noroeste-sudeste disposta no centro da área, sendo composta pelos poços CA-74, IB-138, IB-06, IC-12, IB-04, IC-36, IC-32 e IB-74. A Seção 4 apresenta direção aproximada sudoeste-nordeste disposta no meio da área e a sul da Seção 4, sendo composta pelos poços CA-74, IC-48, IC-20, IB-03, IC-04, IC-32 e IB-74. A Seção 5 foi confeccionada segundo uma direção aproximada de sudoeste-nordeste

SEÇÃO 1

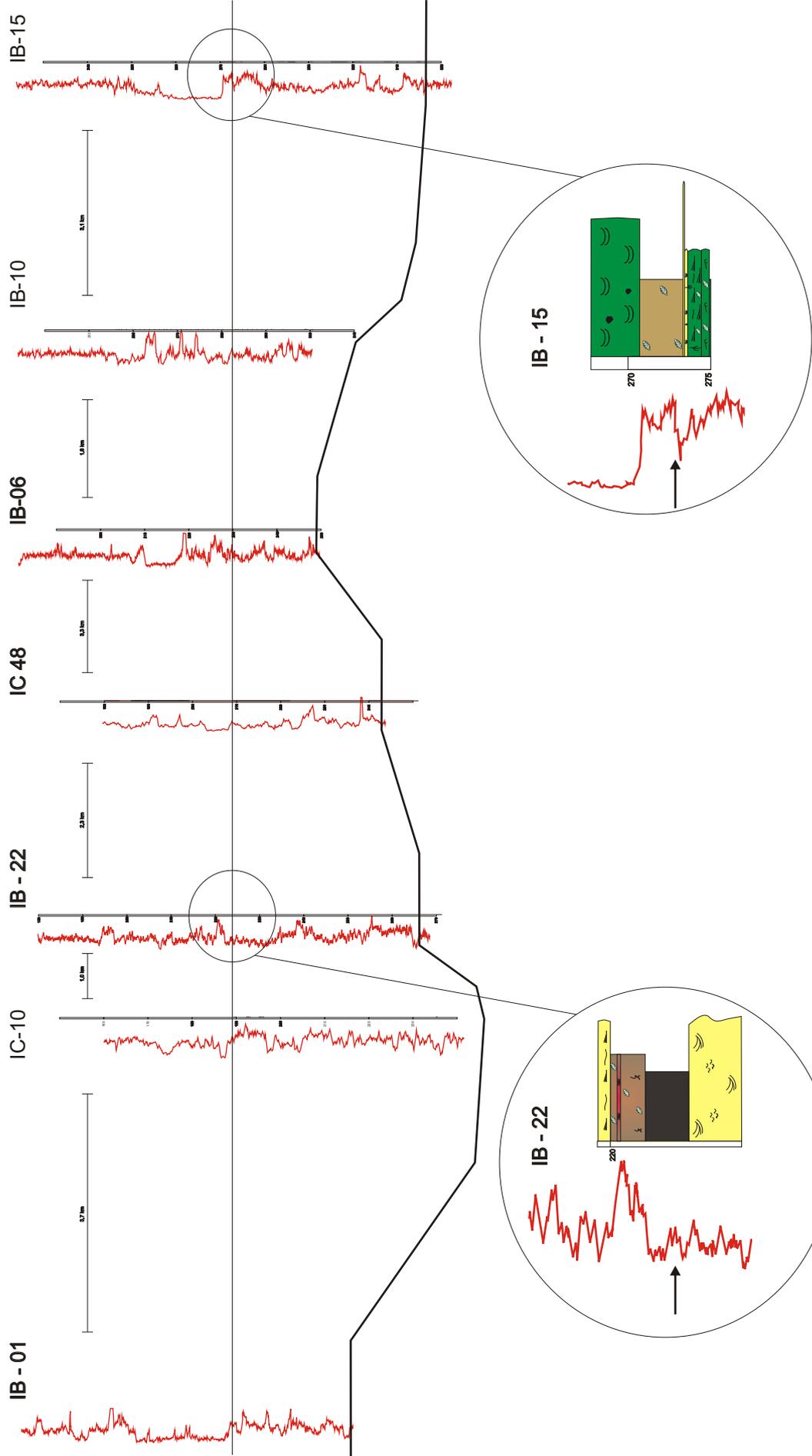


Figura 1.3 - Assinatura radioativa dos perfis de raio gama presente utilizada como datum para a correlação lateral das associações de fácies e construção do arcabouço estratigráfico. IB-22 apresenta a assinatura radioativa na camada de carvão Iruí Superior; IB-15 expõe a assinatura radioativa nos siltitos posicionados no mesmo nível estratigráfico.

contemplando a porção central da área, composta pelos poços IB-01, IB-21, IB-02, IC-20, IB-04, IB-08, IC-45, IB-12, IB-17 e IB-29. As seções foram elaboradas tendo como fundamentação a faciologia definida na descrição dos poços e curvas de raio gama, em vista a aplicação dos conceitos da Estratigrafia de Seqüências *sensu* Posamentier & Allen (1999), Embry (2002), Catuneanu (2006) e Embry *et al.* (2007).

Em paralelo com as seções estratigráficas, foram confeccionados mapas de associações de fácies objetivando um melhor entendimento da variação dos padrões deposicionais que ocorreram quando do preenchimento da bacia na região do Iruí Central. Para a confecção gráfica das figuras, foi utilizado o *software* CorelDRAW 12 e a relação com análogos atuais se deu a partir da análise de imagens de satélite e mapas disponibilizados pelos *sites* *Google Earth* e *Yahoo Map*.

2. BACIA DO PARANÁ - ARCABOUÇO TECTÔNICO E GEOLÓGICO

A Bacia do Paraná apresenta contexto tectônico do tipo bacia intracratônica de plataforma estável, porém, susceptível a reativações recorrentes de zonas de fraquezas mais antigas que ocorrem no embasamento cristalino. Para Zalán *et al.* (1990), na Bacia do Paraná ocorrem padrões marcantes de feições lineares que podem ser divididos em três grupos principais: 1) NW-SE, relacionado a zonas de falhas transcorrentes; 2) NE-SW, relacionado a zonas de falhas transcorrentes; e 3) E-W, relacionado a zonas de fraturas quando da separação do Supercontinente Gondwana. De acordo com esses autores, os dois primeiros grupos são os mais importantes, sendo suas feições relacionadas ao embasamento cristalino pré-Cambriano e reativadas durante a evolução da bacia em função de esforços atuantes na borda da placa gonduânica quando da separação com a África (**Figura 2.1A**).

No Rio Grande do Sul, esses padrões de lineamento, na forma de blocos, estão dispostos em duas principais direções: NE-SW (Pinheiro Machado, Bom Jardim, Cerro Partido e Arroio Capané) e NW-SE (Mariana Pimentel, Budó, Ibaré, Batovi, Cerro Formoso, Acampamento Velho e Arroio das Canas).

De acordo com Milani (1997), a Bacia do Paraná é dividida em seis superseqüências: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). As três primeiras correspondem a ciclos transgressivos paleozóicos, e as demais são representadas por pacotes de sedimentos continentais e rochas ígneas associadas. As seqüências constituem o registro preservado de sucessivas fases de acumulação sedimentar que se intercalaram a períodos de erosão em ampla escala. Cada unidade possui uma evolução condicionada por fatores particulares em termos de clima e condições tectônicas. Neste contexto, a Superseqüência Rio Ivaí relaciona-se à implantação da bacia e a geometria de sua área, com depocentros alongados de orientação geral SW-NE, sugere um controle por algum tipo de mecanismo de rifteamento.

A Superseqüência Paraná acumulou-se durante um afogamento marinho das áreas cratônicas do Gondwana. Condições de bacia intracratônica começam a ocorrer durante a deposição da Superseqüência Gondwana I, o que viria a culminar com o desenvolvimento de extensos campos de dunas eólicas no final do Jurássico. As rochas da Serra Geral, do Eocretáceo, estão relacionadas aos estágios iniciais de ruptura do paleocontinente, e a

cobertura continental da Superseqüência Bauru encerrou a história sedimentar desta bacia (Milani 1997 e Milani *et al.* 1998).

A Formação Rio Bonito corresponde à base da Superseqüência Gondwana I. O quadro cronoestratigráfico proposto por Milani (1997), enfocando o posicionamento da Formação Rio Bonito na Bacia do Paraná, é apresentado na **Figura 2.1B**.

2.1 FORMAÇÃO RIO BONITO

A Formação Rio Bonito é caracterizada pela ocorrência de espessas camadas de carvão que se formaram em ambiente costeiro, marginal marinho (Lavina *et al.* 1985, Lavina & Lopes 1987, Buatois *et al.* 2007). Apresenta contato basal discordante com o Grupo Itararé e contato transicional com Formação Palermo, sobreposta (Lopes *et al.* 2003). As litologias características da Formação Rio Bonito são constituídas por siltitos, pelitos, carvão, arenitos muito finos a muito grossos paraconglomerados e ortoconglomerados.

Inicialmente, a origem deposicional das camadas carbonosas era associada a modelos flúvio-deltaicos (Corrêa da Silva 1980). Porém, com o avanço das pesquisas realizadas nas jazidas carboníferas do RS, tem-se admitido outros modelos de deposição para essas rochas. Baseados em estudos efetuados no vale do Capané e na mina do Iruí, Lavina *et al.* (1985), Lavina & Lopes (1987), Lopes & Lavina (2001) e Lopes *et al.* (2003) definem que as turfeiras localizavam-se em planícies situadas atrás de sistemas de barreira. Para a mesma área, Netto *et al.* (1991) e Netto (1998) interpretam esses depósitos como associados a ambientes estuarinos dominados por ação fluvial e por ação de marés. Buatois *et al.* (2007) também assume uma interpretação estuarina dominada por marés, na base, e por ondas no topo da Formação Rio Bonito na região, e marinho raso para a Formação Palermo.

Na região da mina de Candiota, próxima ao município de São Gabriel, Holz (2003) associa a origem das camadas carbonosas a um ambiente estuarino sob influência mista (ondas e marés).

Para Lavina & Lopes (1987) as jazidas carboníferas de Capané, Iruí e Leão foram geradas durante um episódio transgressivo, evoluindo aproximadamente ao mesmo tempo que a jazida de Candiota. Pelo sentido da transgressão (de oeste para leste), a jazida do Capané é a mais antiga e a do Leão a mais jovem. Conforme esses autores, cada uma destas jazidas corresponde a um período no qual houve equilíbrio na razão entre a taxa de elevação do nível

do mar e taxa de aporte sedimentar clástico, permitindo ao sistema crescer verticalmente, sem grandes deslocamentos laterais, propiciando o crescimento vertical das turfeiras. Em cada uma, quando o equilíbrio foi rompido, o sistema deslocou-se para uma nova posição.

Baseados em estudos de campo, descrições de testemunhos de sondagem e suas correlações em trabalhos realizados na região carbonífera do Jacuí, Lopes & Lavina (2001) reconhecem associações de fácies sedimentares relacionadas a quatro sistemas deposicionais transicionais costeiros que, de modo geral, registram a tendência de natureza transgressiva das formações Rio Bonito e Palermo. A **Tabela 2.1** expõe, da base para o topo, os tipos de sistemas deposicionais e litofácies associadas descritas na região.

| TABELA 2.1 – SISTEMAS DEPOSICIONAIS E LITOFÁCIES ASSOCIADAS NA REGIÃO CARBONÍFERA DO JACUÍ (Lavina & Lopes, 1987; Lopes & Lavina, 2001) | | |
|--|---|---|
| Sistema Depositional | Ambiente de Deposição | Litofácies |
| DELTAICO | Prodelta | Pelitos maciço e/ou pelitos com acamadamento <i>wavy</i> e <i>linsen</i> . |
| | Frente Deltaica | Arcóseos e arenitos finos interdigitados com os pelitos do prodelta |
| | Planície Deltaica | Arcóseos (canais distributários). Carvão e pelitos carbonosos (baías interdistributárias). Laterito (exposição subaérea). |
| BARREIRAS LITORÂNEAS | Depósitos de <i>shoreface</i> e leques de <i>washover</i> | Arenitos quartzosos. |
| | Laguna e/ou pântano | Pelitos carbonosos e carvão. |
| ESTUARINO | Barras de maré (<i>sand waves</i>) | Arenitos grossos lenticulares. |
| | Região pantanosa lateral ao canal estuarino | Pelitos carbonosos. |
| MARINHO DE COSTA AFORA | Transição ao <i>offshore</i> | Arenitos com estratificação cruzada <i>hummocky</i> e pelitos com acamadamento <i>wavy</i> e <i>linsen</i> . |

2.2 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS DA REGIÃO CARBONÍFERA DO JACUÍ

Na região carbonífera do Jacuí, Lopes & Lavina (2001) delimitaram quatro seqüências deposicionais limitadas no topo e na base por superfícies erosionais ou por suas conformidades correlatas, denominando-as da base para o topo de: Seqüência A (intervalo LS1-LS2); Seqüência B (intervalo LS3-LS4); Seqüência C (intervalo LS5-LS6) e; Seqüência D (intervalo LS7-LS8) (**Figura 2.2**). Na região Centro-Oeste do Rio Grande do Sul, entre as cidades de São

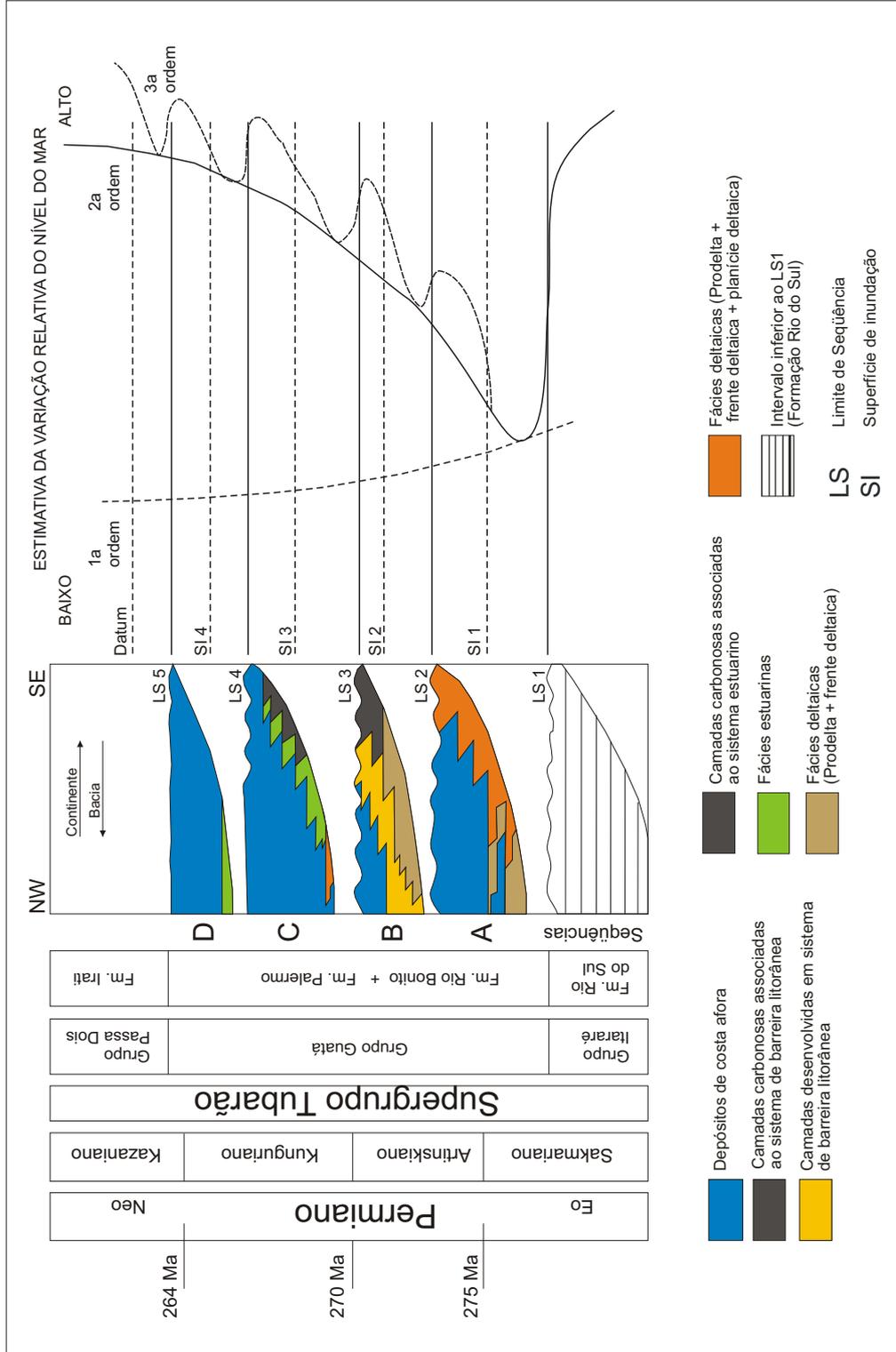


Figura 2.2 - Quadro Espaço-Tempo para o intervalo “Rio Bonito-Palermo” na região entre Butiá e São Sepé. Curva de 1a ordem para o Permiano segundo Vail et al. (1991), geocronologia segundo Marques-Toigo (1988) e escala de tempo geológico segundo Haq & Van Eysinga (1987) (Lopes & Lavina 2001).

Sepé e Vila Nova, Elias (1999) também delimitou quatro seqüências deposicionais denominadas informalmente, da base para o topo, de A, B, C e D.

Essas seqüências são compostas por associações de fácies sedimentares relacionadas a quatro sistemas deposicionais transicionais costeiros (Deltaico, Barreira Litorânea, Estuarino e Marinho de Costa Afora) que, de modo geral, registram a tendência de natureza transgressiva das formações Rio Bonito e Palermo. Lopes & Lavina (2001) ressaltam que as seqüências apresentam-se incompletas, não sendo identificados todos os tratos de sistemas descritos por Van Wagoner *et al.* (1990) e Vail *et al.* (1991).

Conforme Lopes (1995), na região das jazidas de Capané, Iruí e Leão as formações Rio Bonito e Palermo são constituídas por quatro seqüências deposicionais de 3º ordem, sendo o intervalo de formação de cada seqüência entre 3 e 6 Ma e seus tratos de sistemas a ciclos na ordem de 10.000 a 500.000 anos. Com base nos fósseis de pelecípodes (sobretudo *Aviculopecten* e *Myonia*) encontrados em afloramentos das regiões de São Sepé e Cambai Grande, a idade sugerida por Rocha Campos (1970) para as quatro seqüências delimitadas é artinskiana-kunguriana (Eopermiana).

Para Lopes & Lavina (2001), as quatro seqüências compõem parte de uma unidade de hierarquia mais alta, que representam o contínuo afogamento da bacia. Essas seqüências são partes componentes dos tratos de sistemas de mar baixo e transgressivo de uma Seqüência de 2ª ordem, cujo desenvolvimento relaciona-se à variação relativa do nível do mar na curva de 2ª ordem. A superfície erosional basal desta seqüência de 2ª ordem é o limite entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito, correspondente ao LS1.

O tempo Rio Bonito-Palermo na região de Iruí, alvo deste estudo, corresponde às seqüências B e C de Lopes & Lavina (2001) e ao topo da seqüência B até a seqüência D de Elias (1999).

Na região do Iruí Central, Medeiros (1998) reconheceu duas seqüências deposicionais, uma inferior relacionada ao trato de sistemas de mar alto e outra superior relacionada ao trato de sistemas transgressivo. O limite entre as duas seqüências foi considerado como uma superfície composta (*sensu* Plint *et al.* 1996), onde a superfície erosiva resultante de uma queda de *onlap* é seguida por uma superfície transgressiva erosiva. Com relação ao contexto paleogeográfico, Medeiros (1998) sugere fases de rápida transgressão marinha, onde os cordões litorâneos, lagunas e pântanos costeiros eram afogados, seguidos por fases de rápida progradação da sedimentação em sentido à porção oceânica da bacia (costa afora). Este autor

ainda sugere que os depósitos litorâneos desenvolviam-se na forma de planície costeira, cordões litorâneos e, eventualmente, ilhas de barreira.

3. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS - CONCEITOS

A estratigrafia de seqüência tem por objetivos primordiais a predição de fácies e a correlação de eventos globais (Posamentier & Vail 1998, Faccini & Paim 2001). O método consiste no reconhecimento e na correlação das mudanças dos padrões deposicionais que ocorrem em uma determinada bacia sedimentar. Essas mudanças são ocasionadas pela interação entre suprimento sedimentar e variação do nível de base, reconhecidas no registro geológico por meio de critérios sedimentológicos e relações geométricas (Embry 2002).

O conceito “seqüência estratigráfica” foi inicialmente proposto por Sloss (1963), descrevendo-a como: *unidade litoestratigráfica de hierarquia superior a grupo, megagrupo ou supergrupo, mapeáveis sobre extensas áreas de um continente e limitada por inconformidades de caráter regional.*

Este conceito evoluiu com a publicação do AAPG Memoir 26 (Payton 1977) onde Vaill & Mitchum (1977) apresentaram a seguinte definição para o conceito de “seqüência deposicional”’: *unidade estratigráfica composta por uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados, limitados no topo e na base por inconformidades ou conformidades correlatas.*

Posteriormente, Posamentier *et al.* (1988) refinaram o conceito de estratigrafia de seqüências, definindo-a como: *o estudo das relações de rochas sedimentares dentro de um arcabouço cronoestratigráfico, no qual a sucessão de rochas é cíclica e composta por unidades estratais geneticamente relacionadas (seqüências e trato de sistemas).*

Conforme Embry (2002), os limites das seqüências estratigráficas são marcados pelas variações no padrão (*trend*) deposicional da bacia em função da oscilação do nível de base, o que pode provocar a mudança de um padrão transgressivo (depósitos associados a ambientes mais profundos) para um padrão regressivo (depósitos associados a ambientes mais rasos). A variação do padrão deposicional, reconhecida por tipos de superfícies (e.g. inconformidades subaéreas que marcam a mudança de processos de sedimentação para processos de erosão; superfícies de inundação máxima para a mudança do padrão transgressivo para regressivo) é

utilizada como limite de unidades na estratigrafia de seqüências (seqüência e tratos de sistemas).

Entretanto, existem no mínimo cinco escolas que propõem diferentes modelos para o entendimento da estratigrafia de seqüências no registro geológico. As principais diferenças existentes nos modelos propostos ocorrem nos tipos de trato de sistemas descritos e no posicionamento das superfícies chaves que limitam as seqüências estratigráficas e os tratos de sistemas (**Figura 3.1**).

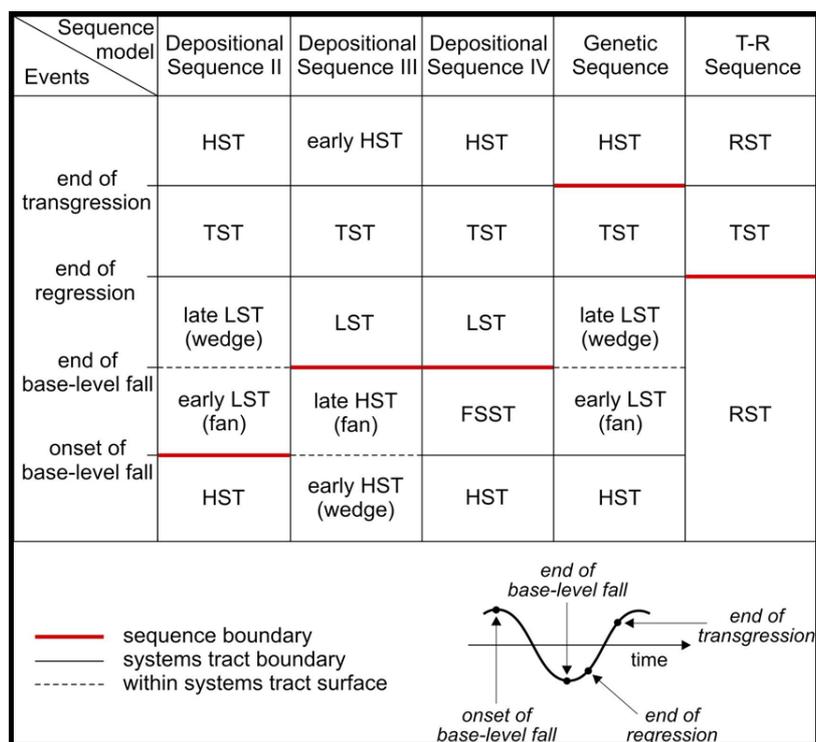


Figura 3.1 - Ajuste dos tratos de sistemas e limites de seqüência para os modelos estratigráficos existentes (Catuneanu 2006). Abreviaturas: *LST* – lowstand systems tract; *TST* – transgressive systems tract; *HST* – highstand systems tract; *FSST* – falling-stage systems tract; *RST* – regressive systems tract; *T-R* – transgressive-regressive. Escolas: Depositional Sequence II (Haq *et al.* 1987, Posamentier *et al.* 1988), Depositional Sequence III (Wan Vagoner *et al.* 1988 e 1990, Christie-Blick 1991), Depositional Sequence IV (Hunt & Tucker 1992 e 1995, Helland-Hansen & Gjølbert 1994), Genetic Sequences (Galloway 1989, Frazier 1974) e T-R Sequence (Embry 1993, 1995 e 2002, Curray 1964).

Como ferramenta auxiliar, a aplicação da Icnologia, através do estudo das icnofábricas, também é utilizada de modo a entender a organização do arcabouço das seqüências. A caracterização da fábrica orgânica, além de fornecer as informações icnofaciológicas e paleoecológicas, permite reconhecer discordâncias e/ou superfícies chaves e padrões faciológicos específicos (Netto 2001).

3.1. Mecanismos de Controle

As tendências regressivas e transgressivas dos depósitos sedimentares são representadas a partir da curva eustática, que corresponde aproximadamente a uma curva em sino (senoidal), representando os momentos de mínima e máxima taxa de criação de espaço de acomodação (**Figura 3.2**).

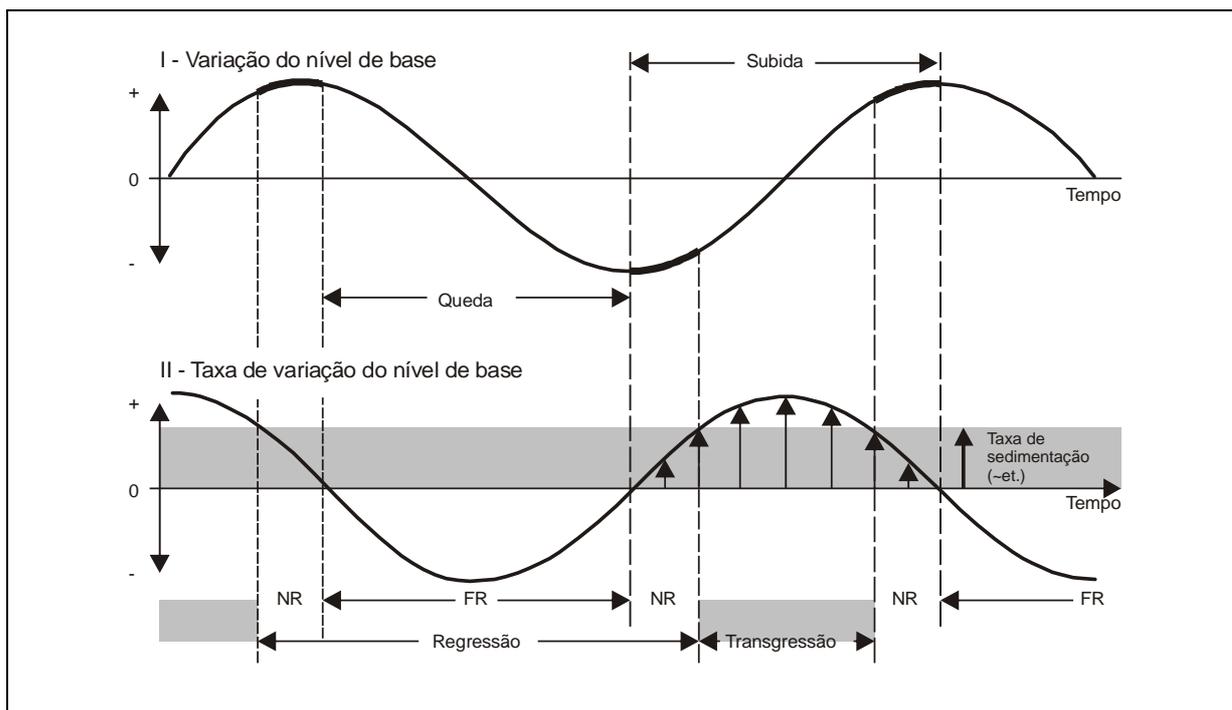


Figura 3.2 - Conceito de transgressão, regressão normal e regressão forçada definido através da interação entre sedimentação e variação do nível de base (Catuneanu 2002). A curva em sino superior expõe a magnitude da variação do nível de base através do tempo. As porções mais espessas da curva indicam o estágio inicial e o final da subida do nível de base, quando o estágio de subida (crescente e decrescente a partir de zero, respectivamente) é ultrapassado pela taxa de sedimentação. A curva em sino inferior representa as taxas de variação do nível de base. Note que as taxas de variação do nível de base são zero no início do estágio de subida e de queda. As taxas de variação do nível de base são maiores nos pontos de inflexão do topo da curva. Para simplificar, a taxa de sedimentação foi mantida constante para representar as flutuações do nível de base. Abreviações: FR = regressão forçada; NR = regressão normal.

O espaço de acomodação corresponde ao espaço potencial disponível para preenchimento de sedimentos (Jervey 1998). É controlado por movimentos de variação eustática do nível do mar (movimento de elevação ou queda global das águas oceânicas), subsidência tectônica (movimento de natureza tectônica que afeta o substrato da bacia) e mudanças na taxa de acumulação sedimentar.

Jervey (1988) sugere que o principal controle de acomodação corresponde às mudanças do nível relativo do mar, embora outros autores, entre eles Posamentier & Allen,

(1999), Coe *et al.* (2002), e Catuneanu (2002), enfatizam que as taxas de sedimentação também são de grande influência no preenchimento do espaço.

Cada mudança da linha de praia é associada a tipos particulares de depósitos genéticos (tratos de sistemas regressivos ou transgressivos) (**Figura 3.3**), definidos em função da interação entre as mudanças do nível de base e taxa de suprimento sedimentar (Embry 2002).

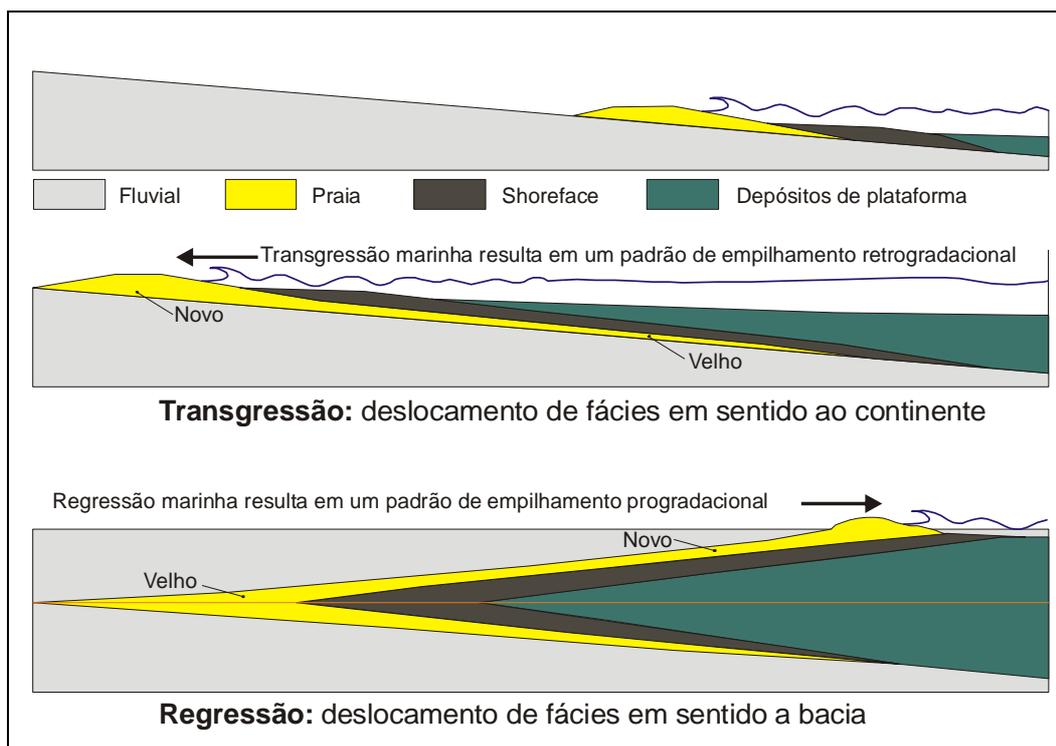


Figura 3.3 – Representação simplificada de depósitos transgressivos e regressivos, expondo as variações laterais de fácies, bem como a superfície que separa os depósitos retrogradacionais sobrepostos por geometrias progradacionais. Essa superfície é definida como superfície de máxima inundação (*maximum flooding surface* – MFS) (Catuneanu 2002).

A **regressão forçada** consiste na regressão da linha de praia impulsionada pela queda do nível de base, formando depósitos diagnosticados pelo padrão progradacional de empilhamento dos estratos (**Figura 3.4**).

A **regressão normal** corresponde à regressão da linha de praia ocasionada pelo aporte de suprimento sedimentar a partir do continente, durante o período de ascensão do nível de base. A condição necessária para a regressão normal ocorrer é que a taxa de suprimento sedimentar deve ultrapassar a taxa de espaço de acomodação criada durante a subida do nível de base na orla costeira. Em um cenário mais complexo, dois tipos de regressão normal podem ocorrer durante um ciclo completo de mudança do nível de base: 1) regressão normal de *lowstand* após o início da ascensão do nível de base (fase inicial de subida do nível de

base); e 2) uma regressão normal de *highstand* durante a fase tardia da subida do nível de base. Depósitos relacionados a regressão normal apresentam uma combinação de padrões de empilhamento progradacionais e agradacionais (**Figura 3.4**).

A **transgressão** ocorre quando a taxa de subida do nível de base ultrapassa a taxa de suprimento sedimentar na orla costeira, diagnosticada por depósitos com padrão de empilhamento retrogradacional (depósitos marinhos sobrepondo depósitos transicionais continentais) (**Figura 3.4**).

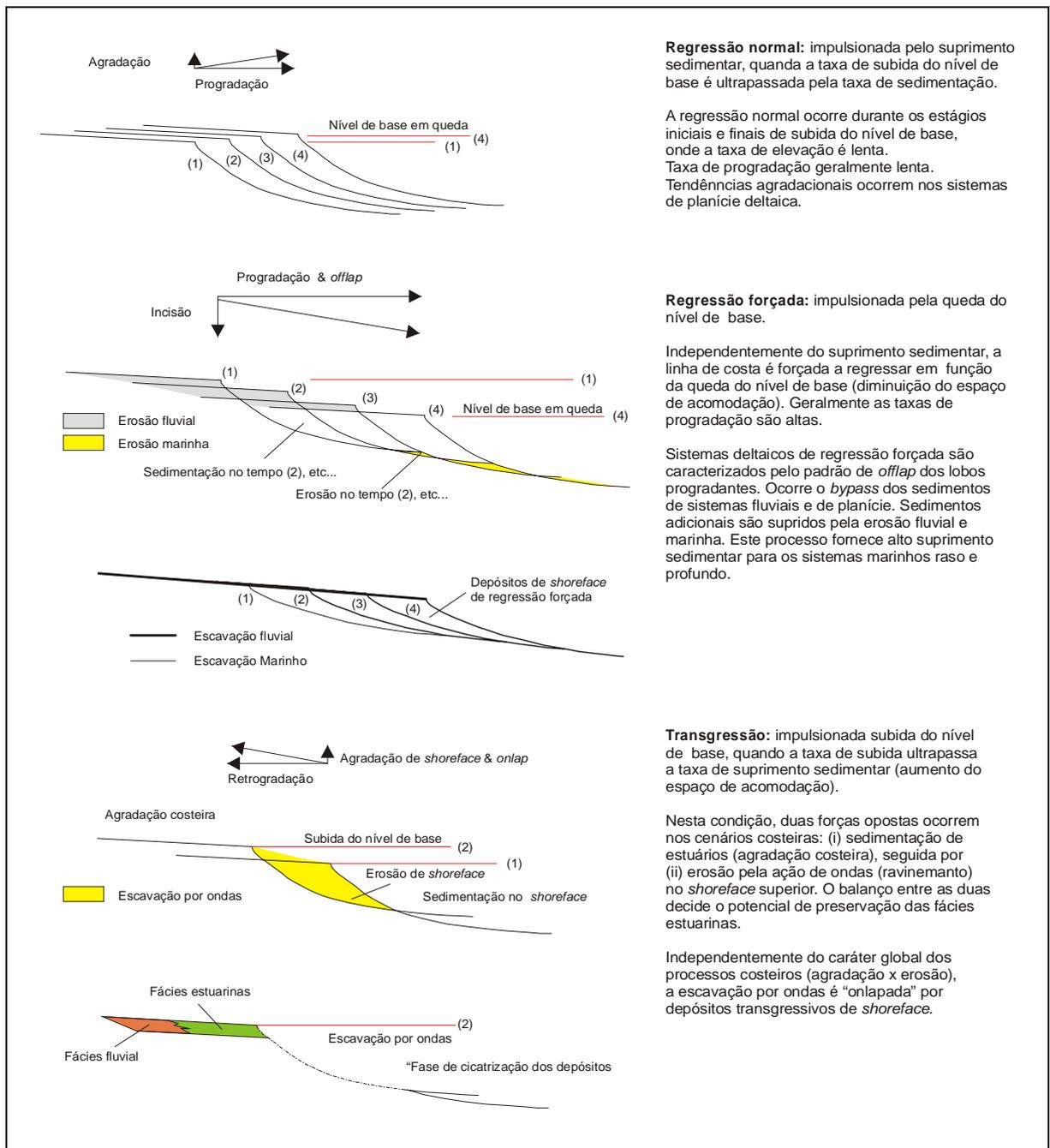


Figura 3.4 – Trajetória da linha de praia em função da regressão normal, regressão forçada e transgressão (Catuneanu 2002).

3.2 Hierarquia dos Ciclos

Através do estudo dos registros globais de mudança relativa do nível do mar, *Vail et al.* (1991) estabeleceram seis ordens de grandezas para as seqüências ou ciclos deposicionais, como apresentado na **Figura 3.5**

| ORDEM DE GRANDEZA DAS SEQÜÊNCIAS | TEMPO DE DURAÇÃO (Ma) |
|----------------------------------|-----------------------|
| <i>1ª ordem</i> | >50 Ma |
| <i>2ª ordem</i> | 3-50 Ma |
| <i>3ª ordem</i> | 0,5-3 Ma |
| <i>4ª ordem</i> | 0,08-0,5 Ma |
| <i>5ª ordem</i> | 0,03-0,08 Ma |
| <i>6ª ordem</i> | 0,01-0,03 Ma |

Figura 3.5 – Hierarquia das seqüências baseadas no tempo de duração dos ciclos estratigráficos (*Vail et al.* 1991).

Seqüências de *1ª ordem* - correspondem ao tempo que decorre entre a abertura e o fechamento de um oceano.

Seqüências de *2ª ordem* - correspondem a superciclos e superseqüências, como o preenchimento de uma bacia sedimentar (e.g. Bacia do Paraná).

Seqüências de *3ª ordem* - correspondem às contidas nas de *2ª* ordem, apresentam dimensões de tempo e espaço de fácil reconhecimento.

Seqüências de *4ª ordem* - correspondem a ciclos de variação eustática controlada pela excentricidade orbital da Terra, com mudanças globais do nível do mar em escala de tempo da ordem de 100.000 anos (80 a 500 mil anos), provavelmente causadas pelas mudanças no volume de gelo presente nas calotas polares (Della Fávera 2001).

Seqüências de *5ª ordem* e *6ª ordem* - correspondem a ciclos sedimentares. As variações de *5ª ordem* representam periodicidades associadas a ciclos glácio-eustáticos de Milankovitch (0,01-0,1 Ma). Os ciclos de *6ª ordem* correspondem a mudanças do nível do

mar com frequências superiores às observadas pela variação de Milankotvich e representam períodos de tempo inferiores a 10.000 anos (10 ka) (Della Fávera 2001).

3.3. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

De acordo com Posamentier *et al.* (1988) e Van Wagoner *et al.* (1988), o termo superfície estratigráfica foi incorporado à estratigrafia de seqüências objetivando descrever o padrão de empilhamento das unidades estratigráficas e, desta forma, predizer características diagnósticas para o reconhecimento das várias superfícies existentes e tratos de sistemas. Embry (2002) ainda ressalta que as superfícies estratigráficas marcam os limites dos padrões deposicionais (transgressivos/regressivos) relacionados a evolução dos tratos de sistemas e até mesmo limites de seqüência.

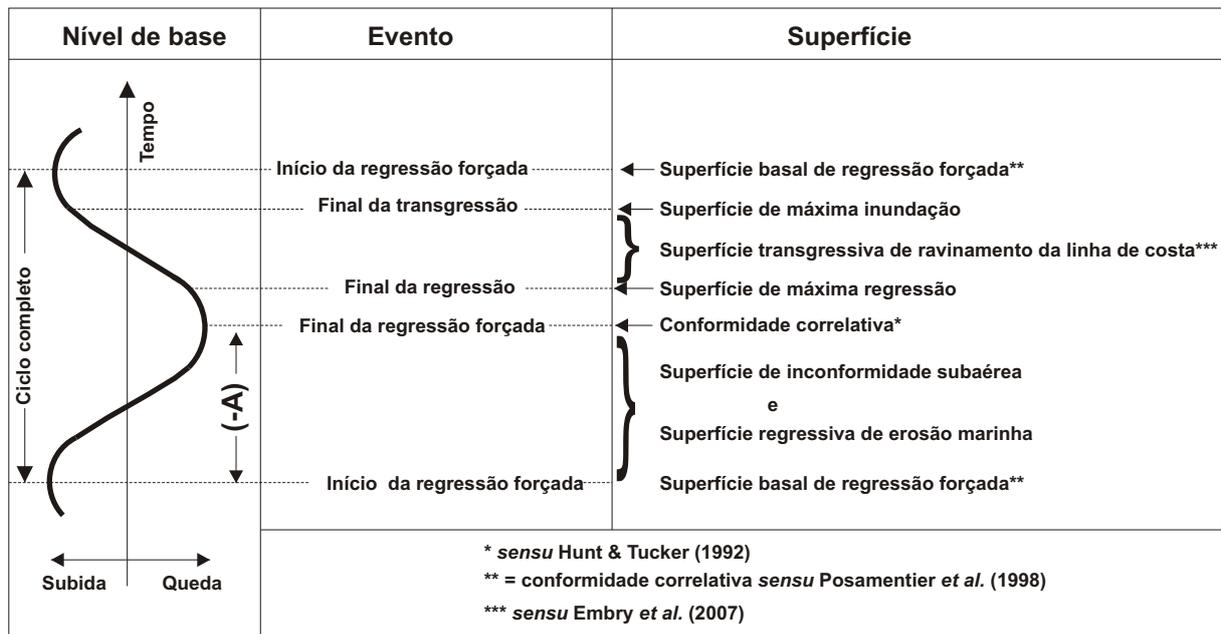
Em seu trabalho de revisão dos conceitos da estratigrafia de seqüências e aplicação do método, Catuneanu (2002) descreve sete tipos de superfícies estratigráficas definidas partir das mudanças do nível de base (**Figura 3.6**).

Catuneanu (2002), Embry (2002) e Embry *et al.* (2007) expõem as superfícies propostas, tipos de seqüência e tratos de sistemas apresentados em trabalhos anteriores pelas diferentes escolas existentes e discutem a viabilidade da aplicação destas nos estudos de estratigrafia de seqüências, conforme descrito a seguir.

De acordo com Catuneanu (2002), as superfícies estratigráficas são definidas em relação a duas curvas, uma descreve as mudanças do nível de base da linha de praia (curva do nível de base) e a outra descreve as associações de mudança dos padrões deposicionais na linha de praia (curva transgressiva-regressiva) (**Figura 3.7**).

Conforme Catuneanu (2002 e 2006) e Embry (2002), as seis superfícies listadas no topo são as apropriadas ao arranjo do arcabouço da estratigrafia de seqüências e, em parte, como limites de tratos de sistemas. Já as duas superfícies listadas na base representam os contatos de fácies desenvolvidos durante o estabelecimento dos tratos de sistemas, marcando discontinuidades litológicas, e são mais propícias a análises litoestratigráficas e aloestratigráficas.

A)



B)

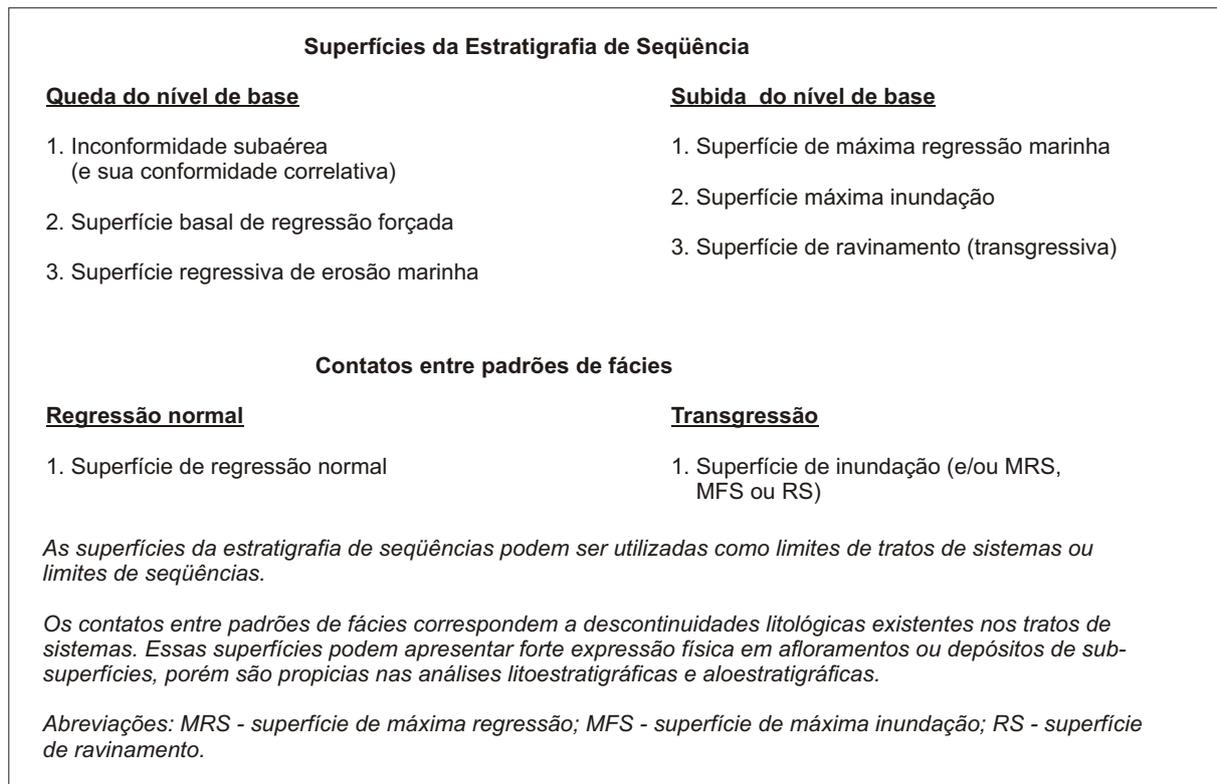


Figura 3.6 - Superfície estratigráficas. **A)** Relação das sete superfícies utilizadas na estratigrafia de seqüências em relação aos quatro principais ciclos de variação do nível de base (Catuneanu 2006). Abreviação: (-A) espaço de acomodação negativo. **B)** Tipos de superfícies estratigráficas em função da variação do nível de base (Catuneanu 20002).

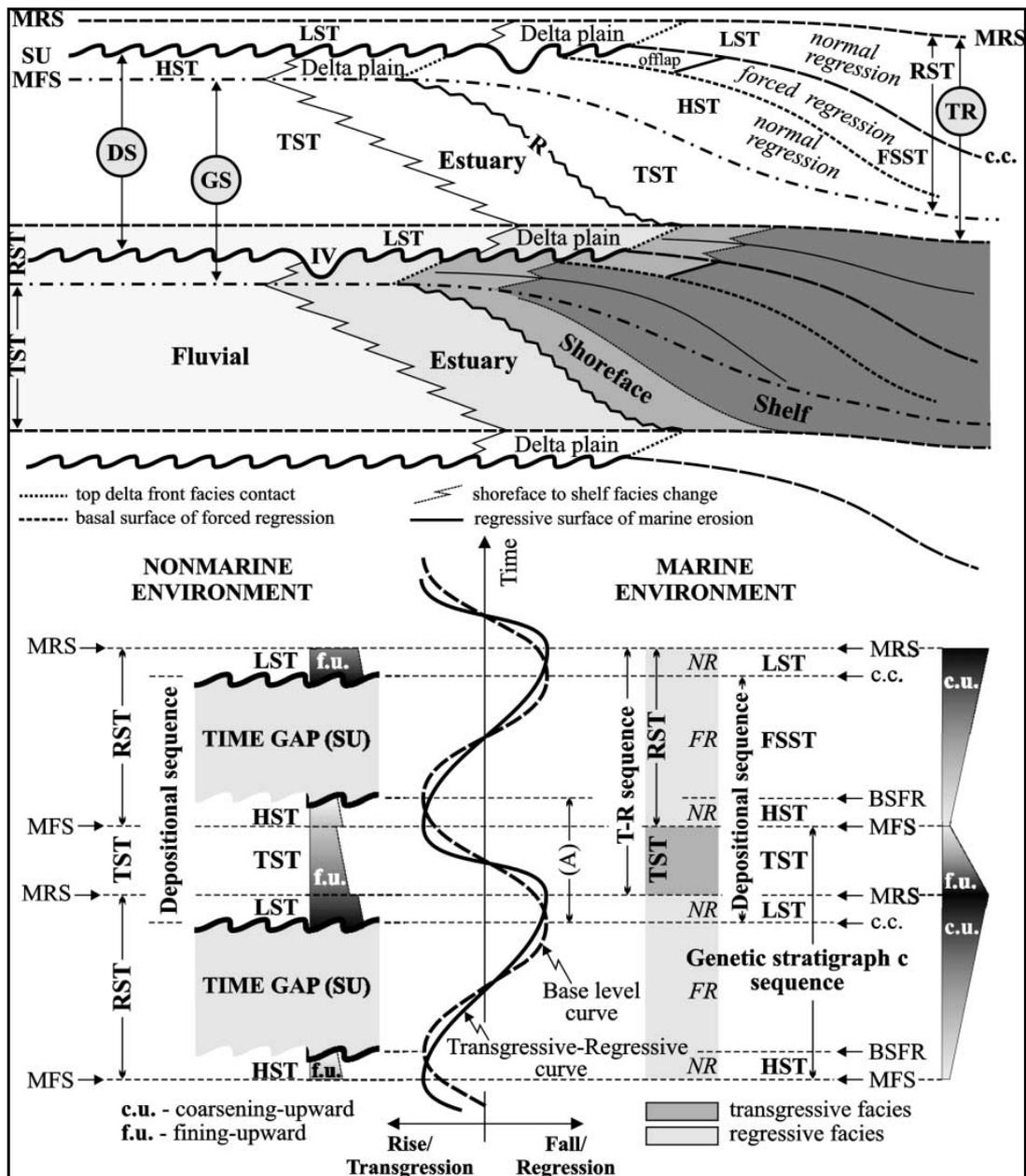


Figura 3.7 - Sequências, tratos de sistemas e superfícies estratigráficas definidas em relação à curva de variação do nível de base e curva T-R (Catuneanu 2006). Abreviações: SU—*subaerial unconformity*; c.c.—*correlative conformity*; BSFR—*basal surface of forced regression*; MRS—*maximum regressive surface*; MFS—*maximum flooding surface*; R—*ravinement surface*; IV—*incised valley*; (A)—*espaço de acomodação positivo* (subida do nível de base); NR—*normal regression*; FR—*forced regression*; LST—*lowstand systems tract*; TST—*transgressive systems tract*; HST—*highstand systems tract*; FSST—*falling stage systems tract*; RST—*regressive systems tract*; DS—*depositional sequence*; GS—*genetic stratigraphic sequence*; e TR—*transgressive-regressive sequence*.

3.3.1 Inconformidade subaérea (*Subaerial unconformity* - SU)

Inconformidade subaérea é a superfície de erosão ou de não deposição criada durante o estágio de queda do nível de base a partir de processos como erosão fluvial, ventos, *bypass* de sedimentos ou processos pedológicos (Catuneanu 2002).

Esta superfície marca a parada da sedimentação e, em muitos casos, é caracterizada por um contato erosivo abrupto, truncando as linhas de tempo situadas abaixo. Durante a subsequente subida do nível de base, a superfície de inconformidade subaérea é sobreposta (*onlap*) por sedimentos não marinhos e preservada como superfícies discretas. Os estratos subjacentes podem ser altamente variáveis e às vezes são marcados por efeitos diagenéticos de desenvolvimento de solo. A característica chave da superfície de inconformidade subaérea é que estratos não-marinhos são sobrepostos por estratos não-marinhos. Desta forma, as inconformidades subaéreas consistem em superfícies erosivas ou horizontes de solo que são sobrepostos por estratos não-marinhos e que truncam os estratos subjacentes (Embry 2002).

De acordo com Embry (2002), a inconformidade subaérea apresenta uma importante relação com as linhas de tempo, pois se desenvolve durante todo o estágio de queda do nível de base, lhe conferindo um caráter diácrono. Essas características conferem à inconformidade subaérea como um tempo de barreira (*time barrier*) e podem caracterizar um limite de seqüência.

Ressalta-se que quando estratos marinhos sobrepõem estratos que foram primeiramente expostos e depois erodidos, a superfície que marca o contato não corresponde a uma inconformidade subaérea, pois tal superfície foi previamente erodida com a passagem das águas marinhas (processos relacionados à ação de ondas e/ou maré) sobre elas (Embry *et al.* 2007).

Conforme o documento apresentado pela IWGSS (2007), a inconformidade subaérea corresponde à inconformidade de mar baixo (Schlager 1992), superfície regressiva de erosão fluvial (Plint & Nummedal 2000) e a superfície de incisão fluvial (Galloway 2004).

3.3.2. Conformidade correlativa (*Correlative conformity* – c.c.)

Para Hunt & Tucker (1992), a conformidade correlativa se forma em ambientes marinhos e corresponde ao paleo-fundo dos oceanos no final da regressão forçada (**Figura**

3.7), sendo correlacionada ao término da inconformidade subaérea na porção oceânica da bacia. Posamentier *et al.* (1988) descrevem que a conformidade correlativa caracteriza o fundo do oceano no início da regressão forçada e não se correlaciona com o término da inconformidade subaérea na porção oceânica da bacia.

De acordo com o exposto acima, a aplicação da superfície de conformidade correlativa não é muito aceita por várias escolas, cercada de controvérsias quanto ao tempo de formação e seus atributos físicos, sendo de difícil reconhecimento em afloramentos, testemunhos de sondagens e perfis geofísicos (Catuneanu 2002).

Para Embry *et al.* (2007), a conformidade correlativa se caracteriza em uma superfície de tempo dedutiva, sem definições características na maioria das bacias sedimentares e não pode ser reconhecida por uma análise empírica.

3.3.3 Superfície basal de regressão forçada (*Basal surface of forced regression - BSFR*)

A superfície basal de regressão forçada define a base de todos depósitos que se acumularam em ambientes marinhos durante a regressão forçada da linha de praia (Hunt & Tucker 1992). Essa definição é muito semelhante à de conformidade correlativa, proposta por Posamentier *et al.* (1988). Em sucessões marinhas rasas, essa superfície pode apresentar caráter de conformidade e, neste caso, apresenta os mesmos problemas observados para a superfície de conformidade correlativa ou pode ser retrabalhada por eventos relacionados a superfície regressiva de erosão marinha (Catuneanu 2002). Em ambientes marinhos profundos, essa superfície pode ser traçada na base dos leques submarinos (Hunt & Tucker 1992).

3.3.4 Superfície regressiva de erosão marinha (*Regressive surface of marine erosion - RSME*)

Corresponde a uma superfície erosiva que se desenvolve em toda a bacia durante a queda do nível de base (regressão forçada) em cenários dominados pela ação de ondas (Embry 2002). A formação da superfície erosiva de regressão marinha requer um baixo gradiente de mergulho do fundo oceânico, menor do que o gradiente da grande maioria dos perfis de *shoreface* ($\sim 3^\circ$; **Figura 3.8**) (Catuneanu 2002). Nesta condição, a ação das correntes remove lentamente os sedimentos a fim de se restabelecer o perfil de equilíbrio na linha de praia, propiciando a progradação dos sedimentos depositados no *shoreface* em sentido a porção

oceânica da bacia durante a queda do nível de base e conseqüente formação da superfície erosiva. Eventualmente, esses sedimentos podem ser capeados por uma inconformidade subaérea.

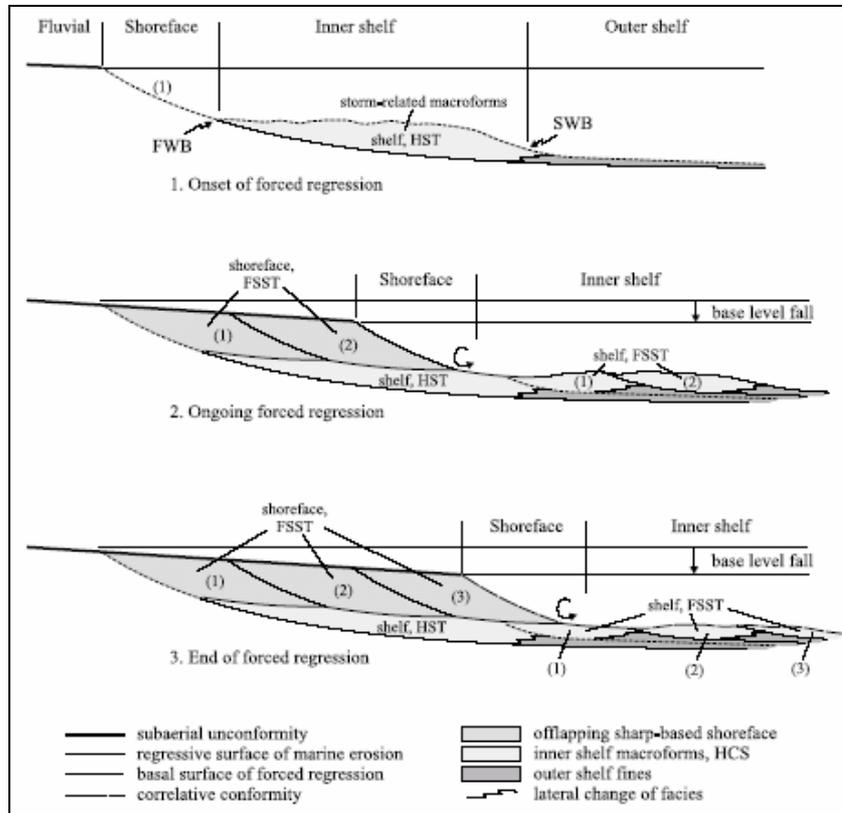


Figura 3.8 – Configuração dos depósitos marinhos rasos no estágio de queda inicial em cenários de plataforma rasa (tipo rampa). A superfície regressiva de erosão marinha e a superfície basal de regressão forçada são distintas, a primeira é sobreposta por depósitos de *shoreface* e a segunda pode ser recoberta por qualquer tipo de depósito de fácies marinha. A superfície basal de regressão forçada corresponde ao assoalho oceânico quando do início da regressão forçada. As duas superfícies podem ocorrer no mesmo perfil vertical, sendo separadas por depósitos relacionados ao estágio de início de queda. A superfície regressiva de erosão marinha pode se tornar um limite de tratos de sistemas quando esta retrabalha a superfície basal de erosão forçada (Catuneanu 2002). Abreviações: HST-*highstand systems tract*; FSST-*falling stage systems tract*; HCS-estratificação cruzada *hummocky*; FWB-nível de ação das ondas de tempo bom; e SWB- nível de ação das ondas de tempestade.

Para Catuneanu (2002), a porção continental da superfície regressiva de erosão marinha corresponde à superfície basal de regressão forçada, separadas por sedimentos plataformais de regressão forçada, o que pode configurar um limite de trato de sistemas (**Figura 3.8**).

3.3.5 Superfície de máxima regressão (*Maximum regressive surface - MRS*)

A superfície de máxima regressão se trata de uma das superfícies de seqüência de mais fácil reconhecimento em estratos clásticos marinhos, separando estratos de caráter *coarsening*

upward de estratos *fining upward*, representando uma variação de *trend* regressivo para *trend* transgressivo (Embry *et al.* 2007).

A MRS começa a se formar no início da transgressão, quando o ambiente marinho começa a receber cada vez mais sedimentos finos, pois a elevação do nível de base aumenta a distância entre a bacia e as áreas-fonte (Embry *et al.* 2007), posicionando o ponto de equilíbrio cada vez mais para dentro do continente. Em bacias marginais marinhas rasas os depósitos arenosos mais rasos e proximais são sobrepostos por sedimentos mais finos e profundos, neste caso a MRS é marcada pelos depósitos rasos.

Em seções perpendiculares à linha de praia, a MRS é marcada pela mudança no caráter sedimentar, onde sucessões *coarsening upward* passam para *fining upward*. Em seções paralelas à linha de praia, a MRS se equivale à superfície de ravinamento da linha de praia, dificultando a distinção entre a MRS e a SR-U, pois ambas separam estratos marinhos de caráter *coarsening upward* de estratos marinhos *fining upward* e podem apresentar contato ondulado (*scoured*). A diferença é que no flanco da bacia a SR-U corresponde a uma inconformidade que trunca os estratos inferiores enquanto que a MRS não trunca os estratos sotopostos.

Conforme Embry *et al.* (2007), a MRS foi primeiramente introduzida por Helland-Hansen & Gjelberg (1994), e posteriormente adotada por Embry (2002) e Catuneanu (2006). Essa superfície equivale parcialmente a superfície transgressiva (Van Wagoner *et al.* 1988), superfície transgressiva conformante (Embry 1993 e 1995), superfície de máxima progradação (Emery & Myers 1996) e, por vezes, a termos mais genéricos como superfície de inundação.

3.3.6 Superfície de máxima inundação (*Maximum flooding surface* - MFS)

Em estratos marinhos siliciclásticos a superfície MFS marca a mudança de sucessões *fining upward* para *coarsening upward*. Próximo à linha de praia, esta mudança do *trend* deposicional coincide com a mudança de depósitos de origens mais profundas para depósitos mais rasos, muitas vezes associados a calcários. Em ambientes marinhos profundos (*offshore*), a MFR é geralmente associada a estratos condensados.

De acordo com Catuneanu (2002), os depósitos retrogradacionais sobrepostos por padrões de empilhamento de progradacionais ocorrem quando a taxa de sedimentação ultrapassa a taxa de elevação do nível de base. Em sucessões marinhas a superfície de máxima

inundação marca o topo de depósitos do tipo *fining-upward*. Em cenários costeiros, a superfície de máxima inundação é posicionada no topo de fácies estuarinas “juvenis” (Catuneanu 2002), podendo algumas vezes ser indicada pela mudança de padrão *coarsening* para *fining* observada em depósitos de origem fluvial (Cross & Lessenger 1997), ou por influências das marés em arenitos fluviais. Nas porções terrestres próximas à linha de praia, a superfície de máxima inundação corresponde ao nível mais alto do lençol freático em relação à superfície terrestre que, devido a baixa taxa de sedimentação e em condições climáticas específicas, pode fornecer boas condições para a acumulação de turfas em escala regional (Catuneanu 2002).

Para Netto (2001) não há um padrão de bioturbação próprio de superfícies de inundação máxima ou seções condensadas, sendo difícil reconhecê-las com tanta evidência como as superfícies erosivas dos limites de seqüência. Entretanto, de acordo com essa mesma autora, a análise detalhada da icnofauna do trato transgressivo e seus padrões de recorrência, podem servir como base para o reconhecimento da MFS, por meio de icnofósseis/icnofábricas. Independente das icnofácies presentes, antes do estabelecimento da MFS sempre existirá uma tendência de substituição de assembléias mais diversas de *shoreface* inferior (variando de icnofácies *Skolithos* para *Cruziana* de alta icnodiversidade) para icnocenoses menos diversas de *offshore*, ainda dentro da Icnofácies *Cruziana*, podendo migrar à Icnofácies *Zoophycos*.

Conforme o documento apresentado pela IWGSS (2007), a superfície de máxima inundação corresponde à superfície transgressiva final (Nummedal *et al.* 1993) e à superfície de máxima transgressão (Helland-Hansen & Gjelberg 1994, Helland-Hansen & Martinsen 1996).

3.3.7 Superfície de ravinamento da linha de praia (*Shoreline ravinament surface - SRS*)

Uma ou mais superfícies se formam durante a transgressão quando processos relacionados à ação de ondas e/ou marés erodem prévios depósitos relacionados a sedimentos de praia e não marinhos, indicando a migração da linha de praia em sentido ao continente. Os sedimentos erodidos são depositados tanto na porção continental quanto na porção oceânica da bacia em relação à linha de praia. Esse comportamento resulta em uma superfície denominada de superfície de ravinamento da linha de praia, caracterizada por um contato abrupto e ondulado que sobrepõe depósitos marinhos e/ou estuarinos, com características de

fine e deepen upwards, a depósitos antigos de origem não-marinha (Embry 2002, Embry *et al.* 2007).

Quando essas superfícies não erodem as inconformidades subaéreas, são denominadas de superfície de ravinamento normal da linha de praia (*Shoreface Ravinement-Normal - SR-N*) (Embry 2002). A superfície de ravinamento normal da linha de praia não representa uma inconformidade, pois trunca de modo localizado os estratos subjacentes. Quando a superfície de ravinamento da linha de praia erode as inconformidades subaéreas, esta é denominada de superfície de inconformidade de ravinamento da linha de praia (*Shoreface Ravinement-Unconformable - SR-U*). A principal diferença entre as duas superfícies é que na última os estratos subjacentes são, na maioria dos casos, marinhos, em vez de não-marinhos e os estratos inferiores são regionalmente truncados por essa superfície, representando uma significativa lacuna na sucessão sedimentar (**Figura 3.9**).

Nos locais onde ocorre o ravinamento da linha de praia, a ação de ondas e/ou maré promove a remoção das inconformidades subaéreas tornando-se uma inconformidade própria e corresponde, aproximadamente, a um tempo de barreira, onde os estratos inferiores são mais antigos que os estratos superiores, separados pela inconformidade. Neste caso, a superfície de ravinamento da linha de praia tem todas as qualidades necessárias para agir como uma superfície delimitadora em seqüência estratigráfica.

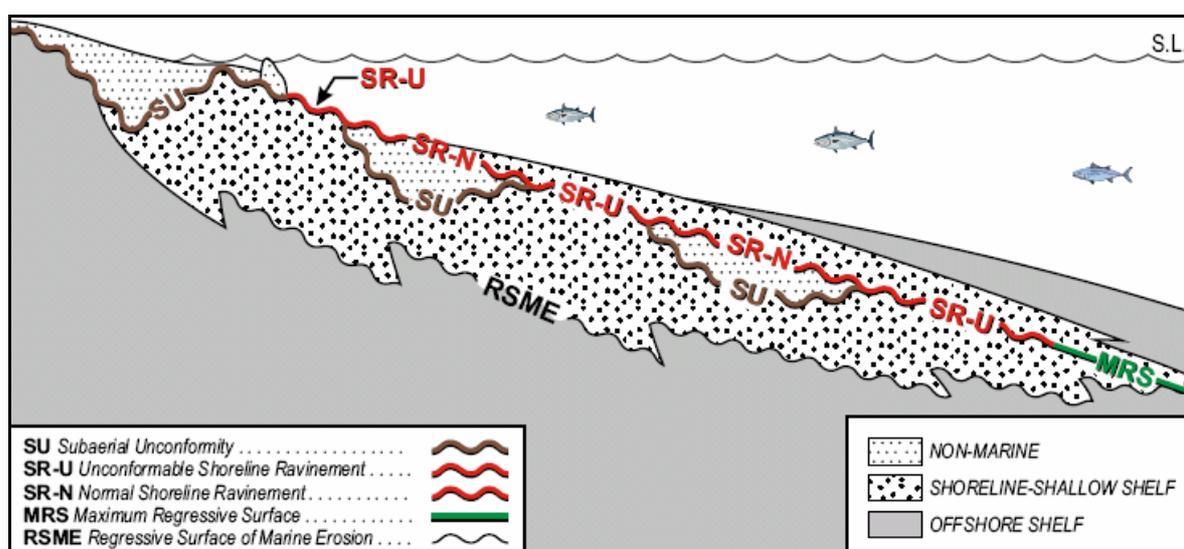


Figura 3.9 – Dois tipos de superfícies de ravinamento da linha de praia que podem ocorrer ao mesmo tempo. A superfície de ravinamento de linha de praia é considerada uma superfície diácrona quando ela não erode as inconformidades subaéreas sotopostas (SR-N). Entretanto, quando esta erode as inconformidades subaéreas sotopostas, caracteriza um tempo de barreira (SU) onde os estratos situados abaixo da superfície de ravinamento da linha de praia são mais antigos do que os situados acima. A SR-U é geralmente utilizada como parte do limite de seqüência (Embry *et. al.* 2007).

A superfície de ravinamento da linha de praia definida por Embry *et al.* (2007) é parcialmente equivalente a superfície de ravinamento (Swift 1975), superfície transgressiva de ravinamento (Galloway 2001), superfície transgressiva (Van Wagoner *et al.* 1988), superfície transgressiva erosiva (Posamentier & Allen 1999) e superfície de ravinamento de *shoreface* (Embry 2002). Embry *et al.* (2007) justificam essa definição uma vez que o ravinamento da linha de praia pode ser gerado tanto por processos relacionados à ação de ondas quanto à ação de marés.

3.3.8 Contato dentro do padrão de fácies (*Within-trend facies contact*)

De acordo com Embry (2002) e Catuneanu (2002, 2006) essa não é uma superfície estratigráfica, porém, muitas vezes é confundida como tal. Corresponde a superfícies que marcam descontinuidades litológicas que ocorrem devido a mudanças no ambiente deposicional, em função da variação da energia do meio e da taxa de suprimento sedimentar durante eventos transgressivos ou regressivos. Para Embry (2002) e Catuneanu (2002, 2006) essas superfícies são de pouco valor em correlações cronoestratigráficas, pois são de caráter altamente diácrono, e podem ser traçadas apenas quando o arcabouço estratigráfico já estiver definido, marcando os contatos litológicos e variações laterais de litofácies que compõem os tratos de fácies depositados durante um certo ciclo.

Para Netto (2001) a assinatura icnológica também se faz presente nos limites que caracterizam o contato dentro do padrão de fácies (~ parasequências), sendo, na maioria das vezes, condicionada pelo padrão de energia do meio, um dos principais responsáveis pela distribuição das faunas de *softgrounds* e *soupgrounds*.

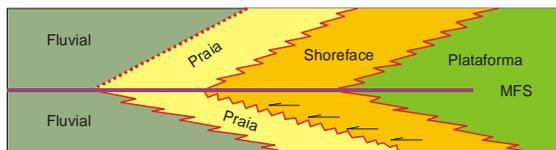
Catuneanu (2006) apresenta três situações onde ocorrem essas superfícies, sendo estas a *Superfície de regressão normal dentro do padrão de fácies (Within-trend normal regressive surface - WNRS)*, *Superfície de regressão forçada dentro do padrão de fácies (Within-trend Forced regressive surface - WFRS)* e a *Superfície de inundação dentro do padrão de fácies (Within-trend flooding surface - WFS)*.

A *WNRS* corresponde ao contato de fácies que se desenvolve durante a regressão normal, no topo dos depósitos arenosos mais proeminentes da linha de praia. A formação desta superfície requer tendências progradacionais e agradacionais equivalentes, onde sedimentos de baixa energia de supramaré recobrem sedimentos de alta energia relacionados a fácies de intermaré e submaré (Catuneanu 2006). Conforme Catuneanu (2002) os

proeminentes depósitos de areias grossas descritos acima podem ser representados por areias de praia em um cenário de linha de praia aberta ou por areias de frente deltaica nas desembocaduras dos rios (**Figura 3.10**) que geralmente são sobrepostos por depósitos aluviais dominados por finos da planície inundaçã. Essa superfície é caracterizada por uma forte expressão física, o que a torna de fácil reconhecimento em afloramentos e em subsuperfície.

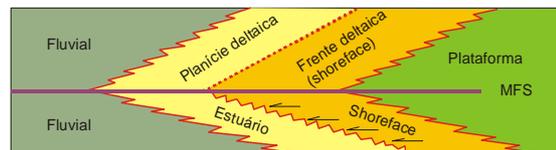
Figura 3.10 – Arquitetura das fácies e superfícies estratigráficas no ponto de máxima transgressão da linha de praia. A posição da WNRS varia com o tipo de configuração da linha de praia, que pode ser de mar aberto ou de desembocaduras de rios (deltas). Neste contexto, a superfície de ravinamento geralmente se assenta na base de fácies de *shoreface* transgressivas. A superfície de máxima inundaçã (MFS) separa os depósitos retrogradacionais (sotopostos) dos depósitos progradacionais (sobrepostos). Nos tratos transgressivos dentro do padrão de fácies, o contato de fácies arenosas de *shoreface* com as argilas de plataforma é definido pela WFS (*within-trend flooding surface*) (Catuneanu 2002).

1. Linha de praia aberta



Onde uma praia transgressiva é preservada, a superfície de ravinamento não se fundi (sobrepõe) com a superfície regressiva dentro do padrão de fácies.

2. Desembocadura de rio



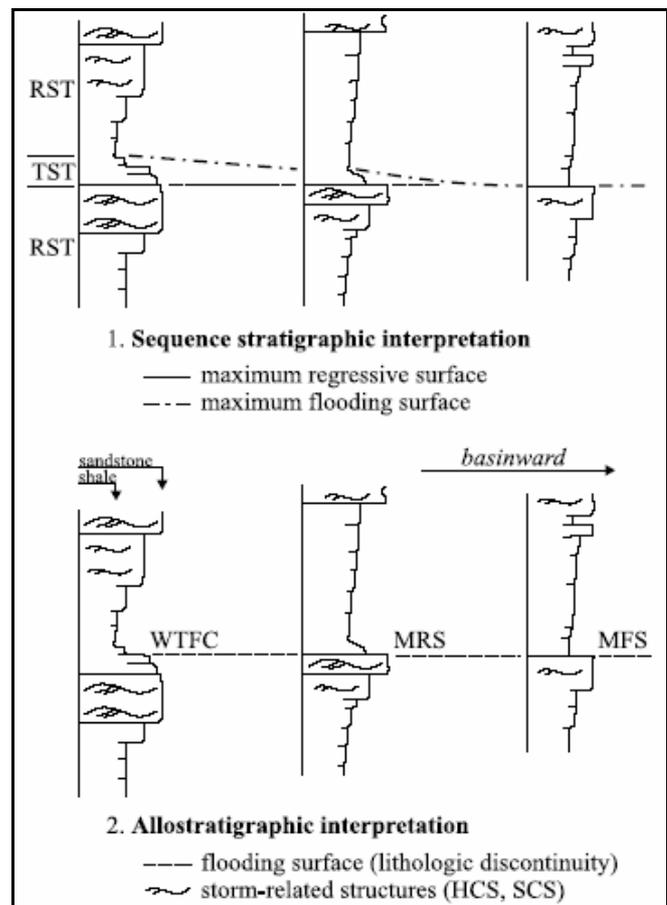
Asuperfície de ravinamento se fundi com a superfície regressiva dentro do padrão de fácies.

- Superfície de ravinamento da linha de praia (SRS)
- Superfície de máxima inundaçã (MFS)
- Superfície de regressã normal dentro do padrão de fácies (WNRS) (contato de fácies)
- Variaçã lateral de fácies
- Onlap costeiro

A *WFRS* corresponde a um contato de fácies conformante que se desenvolve na base de fácies de frente deltaica progradantes durante a regressã forçada em ambientes deltaicos dominados por rios (Catuneanu 2006). De acordo com Catuneanu (2006), essa superfície não se forma em cenários dominados por açã de ondas, pois, nessa condiçã, quem se desenvolve é a superfície regressiva de erosão marinha. Esta superfície é de caráter altamente diácrono, se tornando cada vez mais jovem em sentido à bacia durante a taxa de desenvolvimento da regressã forçada.

Van Wagoner (1995) define a superfície de inundaçã como uma superfície que separa estratos antigos de novos devido à evidência de um aumento abrupto do nível d'água, que comumente é acompanhado por uma superfície de erosão marinha de menor expressã ou uma superfície não-deposicional. De acordo com Catuneanu (2002), esta definição geral é suficiente para permitir diferentes tipos de superfícies a ser candidatas à superfície de inundaçã, como a superfície de máxima regressã, superfície de máxima inundaçã ou tendências dentro do contato de fácies (*within-trend fácies contact*) (**Figura 3.11**).

Figura 3.11 – Depósitos marinhos rasos (fácies de *shoreface* a *offshore*) apresentando a interpretação de sucessões de areias e finos de plataforma em termos da estratigrafia de seqüência e aloestratigrafia. O exemplo provém da Cardium Formation, oeste da Bacia do Canadá, e espessura de cerca de 12 m. No exemplo, observa-se que as fácies transgressivas apresentam pouca espessura no sentido da bacia, até o ponto onde a superfície de máxima inundação retrabalha a superfície de máxima regressão. A superfície de máxima inundação é marcada no ponto de maior contraste de fácies. Abreviações: WTFC - dentro de tendência fácies contacto; MRS - superfície de máxima regressão; SMF - superfície de máxima inundação; TST - trato de sistemas transgressivo; RST - trato de sistemas regressivo.



O contato entre areias transgressivas sobrepostas por pelitos transgressivos nunca está na posição adequada para diagnosticar um limite de seqüência ou trato de sistemas, e é por isso que não pode ser considerada como uma superfície estratigráfica (Catuneanu 2002). Conforme esse autor, assim como a superfície regressiva normal dentro do padrão de fácies, a superfície de inundação dentro do padrão de fácies pode, às vezes, ser utilizada para se resolver a arquitetura interna das fácies de um trato de sistemas, desde que o arranjo estratigráfico já esteja delineado.

3.3.9 Icnofácies substrato-controladas indicadoras de superfícies estratigráficas (*Substrate-controlled ichnofacies*)

Conforme Netto (2001), a importância de analisar a natureza e a consistência do substrato a partir da bioturbação reside no fato de algumas icnofácies serem substrato-controladas e, assim, se configuram como eficientes marcadores de superfícies estratigráficas.

De acordo com essa autora, icnofácies substrato-controladas são aquelas que se estabelecem em função do tipo/consistência do substrato e não pelo condicionamento dado pelo conjunto de parâmetros ecológicos limitadores da distribuição orgânica (energia do meio, oxigenação, salinidade e suprimento alimentar).

Das icnofácies substrato-controladas, a Icnofácies *Glossifungites* (escavação em *firmgrounds*) é a mais comumente registrada no contexto sedimentar, seguida pela Icnofácies *Trypanites* (perfuração em *hardgrounds*) (Netto 2001). Esses horizontes marcam hiatos deposicionais entre a superfície que contém uma ou outra icnofácies e os depósitos sobrejacentes, que geralmente contêm uma assembléia pós deposicional completamente distinta e não substrato-controlada (superfície coplanar).

A Icnofácies *Glossifungites* corresponde a uma assembléia de traços fósseis em substratos semiconsolidados (*firmground*), caracterizada pela presença de escavações, com destaque para galerias robustas de moradia (*domichnia*), verticais a subverticais, com paredes sem lineação, de bordos irregulares e preenchimento passivo (MacEchern *et al.* 1992). De acordo com esses autores, os icnogêneros que comumente compõem são *Diplocraterion*, *Skolithos*, *Arenicolites*, *Thalassinoides*, *Gastrochaneolites*, *Psilonichnus* e *Rhizocorallium*, os quais tipicamente recortam as suítes de traços fósseis residentes relacionados a substratos moles (*softground*).

Essa icnofácies apresenta ampla distribuição lateral, porém se desenvolve apenas em substratos firmes, desidratados, e não-litificados que, quando exumados por processos erosivos, ficam a disposição dos escavadores adaptados a substratos mais resistentes (**Figura 3.12**) (Netto 2001).

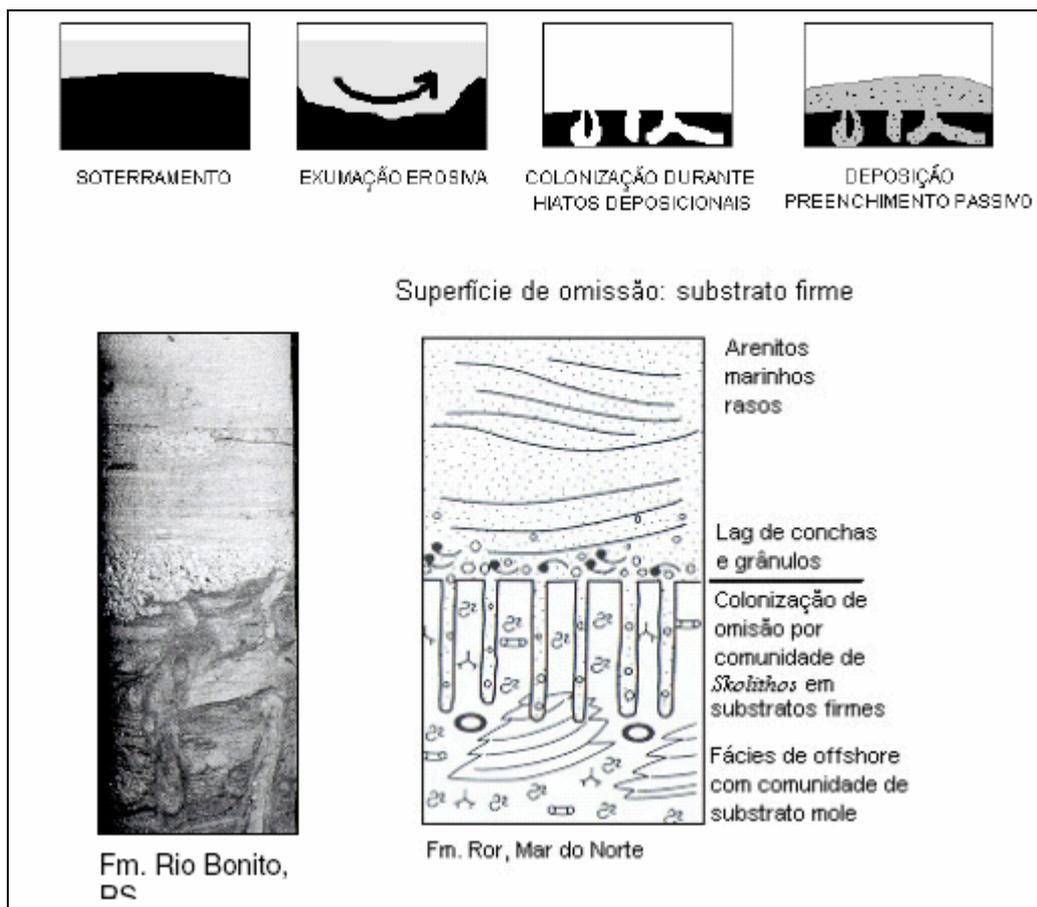


Figura 3.12. - Estágios de desenvolvimento da Icnofácies *Glossifungites* e seu papel na diagnose de superfícies de omissão (Netto 2001).

De acordo com Catuneanu (2006), as icnofácies substrato-controladas geralmente estão associadas a hiatos deposicionais, ajudando na identificação das inconformidades no registro geológico. Para a perspectiva estratigráfica, a icnofácies *Glossifungites* pode se relacionar a superfícies erosivas cortadas por ação de correntes de marés em cenários transgressivos, por ação de ondas em cenários transgressivos subtidais, em cenários relacionados à regressão forçada, vales incisos ou *canyons* submarinos.

3.4 TRATOS DE SISTEMAS

O conceito de “tratos de sistemas” foi inicialmente introduzido por Brown & Fisher (1977) a fim de se criar um elo de ligação entre sistemas deposicionais contemporâneos que compõem parte de uma seqüência. De acordo com esses autores, o trato de sistema inclui todos os estratos acumulados em uma bacia durante estágios particulares de mudança da linha de praia (tendências transgressivas e regressivas). Sua interpretação se baseia no padrão de empilhamento dos estratos, no posicionamento dentro da seqüência e nos tipos de superfícies limitantes (Brown & Fisher 1977), sendo atribuídos a um estágio particular na curva de mudança de nível de base da linha de praia (**Figura 3.7**) (Catuneanu 2006).

A seguir são apresentadas breves considerações para os tipos de tratos de sistemas atualmente utilizados em estudos estratigráficos.

3.4.1. Trato de sistema de nível de base alto (*High stand systems tract* – HST)

O Trato de Sistemas de Mar Alto (HST) se desenvolve durante o estágio ascendente da curva de variação do nível de base, quando a taxa de subida é ultrapassada pela taxa de suprimento sedimentar, ocasionando a regressão normal da linha de praia (Catuneanu 2002, 2006). Neste estágio as tendências deposicionais e o padrão de empilhamento dos estratos são dominados por uma combinação de processos agradacionais e progradacionais.

O HST é limitado na base pela superfície de máxima inundação (MFS) e, no topo, por uma composição de superfícies que incluem uma porção da superfície de inconformidade subaérea (SU), superfície basal de regressão forçada (BSFR) e pelas porções mais antigas da superfície de regressão marinha (MRS).

São compostos por sistemas fluviais costeiros e marinhos que apresentem empilhamento progradacional, denotando regressão marinha normal por progradação de sistemas costeiros em sentido ao centro da bacia.

Esse trato de sistemas representa o período em que as porções mais distais da bacia estão “famintas” por sedimentos (Coe 2003).

Conforme Catuneanu (2006), em sucessões marinhas rasas, a arquitetura interna do HST depende das mudanças que ocorrem na linha de praia, que podem ser contínuas durante todo o estágio de duração do HST ou podem compreender uma sessão de pulsos transgressivo-regressivos de alta freqüência, originadas pela flutuação nas taxas de suprimento sedimentar e/ou variação do nível de base (**Figura 3.13**).

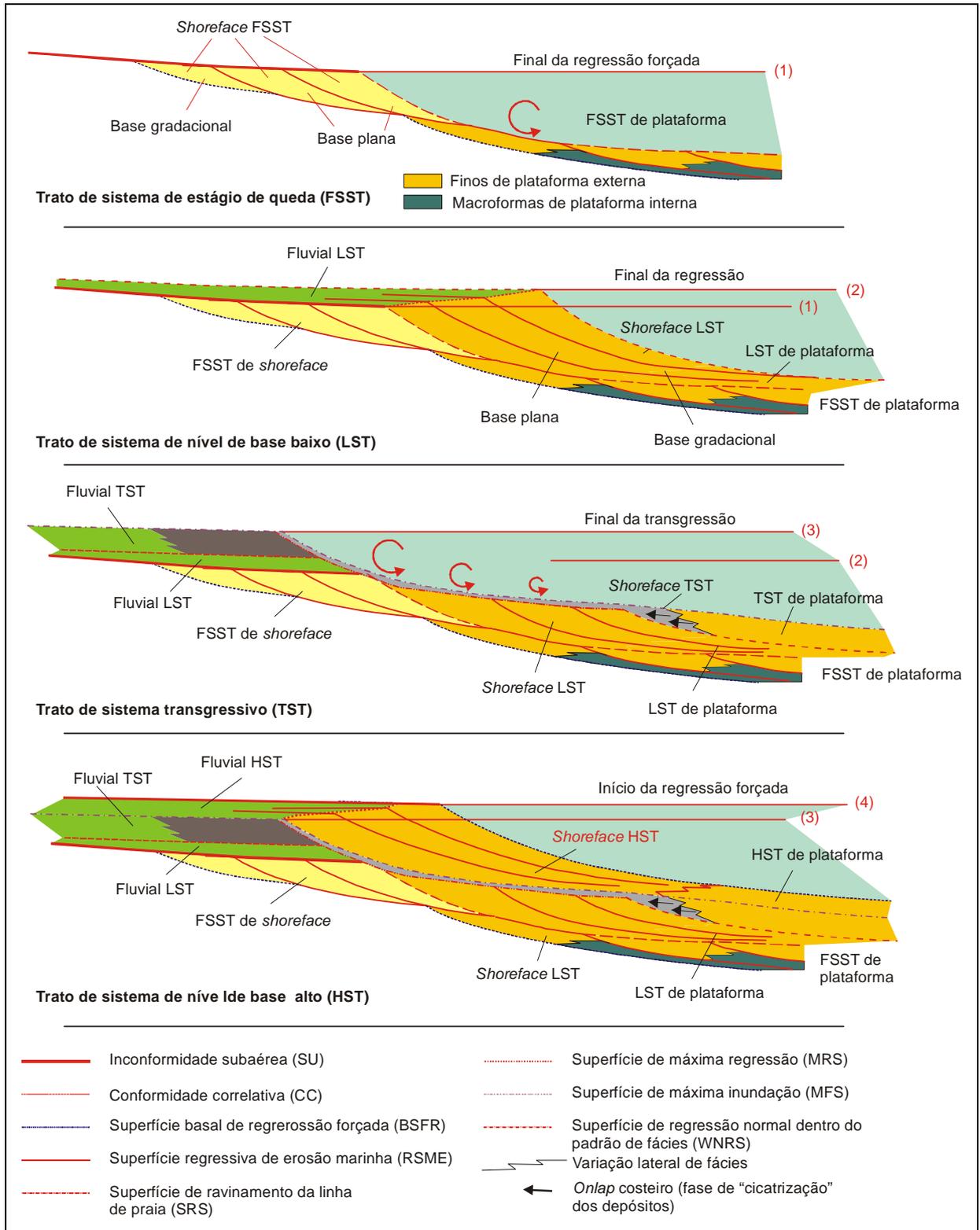


Figura 3.13 – Arquitetura detalhada das fácies e superfícies estratigráficas em uma zona transicional entre os ambientes fluviais e marinhos rasos (Catuneanu 2002).

3.4.2 Trato de sistema de estágio de queda (*Falling-stage systems tract* – FST)

O Trato de Sistema de Estágio de Queda (FST) inclui todos os estratos acumulados em uma bacia sedimentar durante os eventos de regressão forçada da linha de praia, os quais consistem em fácies marinhas rasas e profundas que se depositaram contemporaneamente com a formação da inconformidade subaérea na porção não-marinha da bacia (Catuneanu 2006). O FST é limitado no topo por uma composição de superfícies que incluem a inconformidade subaérea (SU), conformidade correlativa (Hunt & Tucker 1992) e as porções mais jovens da superfície erosiva de regressão marinha. Na base, o FST é limitado pela superfície basal de erosão forçada (BSFR) e pelas porções mais antigas da superfície regressiva de erosão marinha.

A formação da SU na porção não marinha da bacia envolve uma combinação de processos que incluem formação de solos (pedogênese), incisões fluviais e *bypass* fluvial. Neste cenário, a incisão fluvial é causada por um abrupto aumento na energia do sistema, a qual é relacionada ao aumento do mergulho do perfil de equilíbrio fluvial (Catuneanu 2006).

Na porção marinha da bacia, o FST é caracterizado inicialmente pela escavação de cânions submarinos e geração de depósitos de fluxos gravitacionais (*mudflow* e *slump*), seguidos por sucessões tubidíticas.

3.4.3 Trato de sistema de nível de base baixo (*Lowstand systems tract* – LST)

O trato de sistema de nível de base baixo (LST) se forma durante o estágio inicial de subida do nível de base, quando a taxa de subida ainda é ultrapassada pela taxa de suprimento sedimentar (caso da regressão normal). Conseqüentemente, os processos deposicionais e padrão de empilhamento são dominados pelas baixas taxas de agradação e progradação ao longo de toda bacia sedimentar.

O LST é limitado na base pela inconformidade subaérea (SU) e por sua conformidade correlativa marinha. No topo é limitado pela superfície de máxima regressão (MRS) (Catuneanu 2006). Os depósitos relacionados ao LST geralmente consistem nas frações mais grossas de ambos os ambientes não-marinhos e marinho raso, como, por exemplo, na porção inferior de um perfil do tipo *fining-upward* de estratos não-marinhos como na porção superior de perfis do tipo *coarsening-upward* em sucessões marinho raso.

A agradação costeira que se desenvolve durante a regressão normal do LST desencadeia um decréscimo no mergulho do gradiente fluvial da linha de praia que induz a uma baixa na

energia fluvial e a um decréscimo no tamanho de grãos dos depósitos associados. Com o passar do tempo, o aumento da taxa de elevação do nível de base também contribui com o padrão de *fining-upward* dos perfis fluviais, criando mais espaço de acomodação para os depósitos de planície de inundação e um aumento na razão de sedimentos de planície em comparação com depósitos de canais. Devido à topografia irregular próximo ao nível estratigráfico da SU, a porção não marinha do LST pode apresentar geometrias descontínuas, com variações nas espessuras das camadas, tanto nas seções *strikes* quanto nas *dips*.

Da porção oceânica para linha de praia, os depósitos de *shoreface* do LST geralmente apresentam contato basal gradacional. O contato basal só apresentará padrão erosivo no estágio inicial deste trato de sistema quando ele recobre a superfície regressiva de erosão marinha.

Diferentemente das tendências progradantes da regressão normal do HST, as mudanças de linha de praia na porção oceânica do LST são caracterizadas pela desaceleração devido ao aumento da taxa de subida do nível de base com o passar do tempo, resultando no espessamento das sucessões de lobos deltaicos de regressão normal deste trato de sistemas em sentido ao *offshore* (Catuneanu 2006). Desta forma, depósitos marinhos rasos podem apresentar boas características de rocha-reservatório, pois os lobos arenosos ocorrem de forma mais espessa e são mais propícios a apresentar uma boa conectividade vertical.

3.4.4 Trato de sistema transgressivo (*Transgressive systems tract*- TST)

O trato de sistema transgressivo (TST) é limitado na base pela superfície de máxima regressão (MRS) e no topo pela superfície de máxima inundação (MFS). Esse trato de sistema é composto por sistemas deposicionais desenvolvidos no momento em que a taxa de subida relativa do nível do mar é maior do que a taxa de suprimento sedimentar, sendo caracterizado por apresentar um padrão de empilhamento retrogradacional dos estratos (Coe 2003). Tanto nas sucessões marinhas como nas não-marinhas, os perfis verticais apresentam tendências de *fining-upward* (Catuneanu 2006).

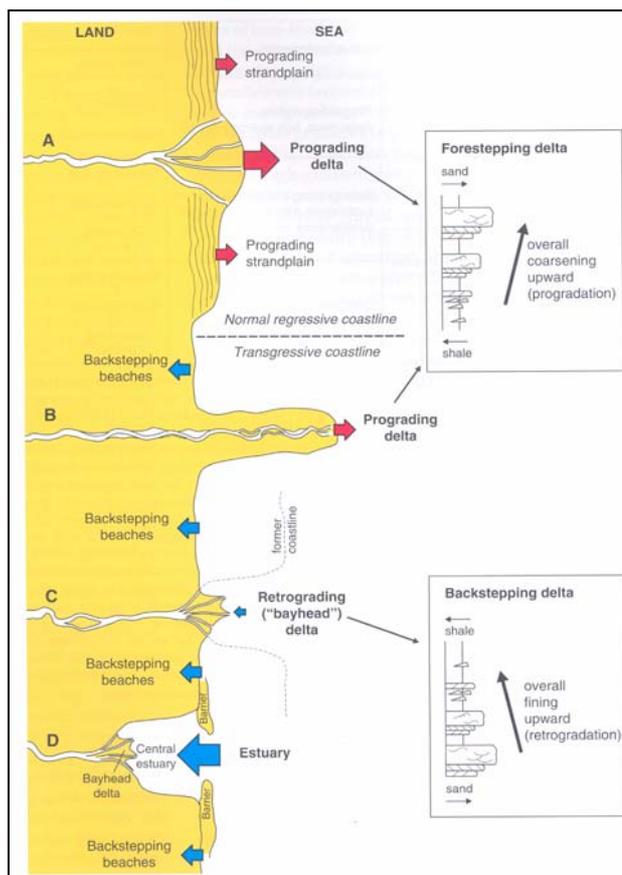
Neste trato de sistemas, a fração mais fina dos sedimentos retrabalhados (areia, silte e argila) tende a ser transportada em sentido costa afora, depositando-se abaixo do nível médio de base das ondas de tempestade. A fração grossa é redepositada sobre a superfície de ravinamento, permanecendo como depósitos residuais transgressivos pouco espessos (Assine & Perinotto 2001).

Durante as transgressões, a linha de praia desloca-se em sentido ao continente e o sistema de plataforma externa passa a ocupar os locais anteriormente ocupados pelos tratos deposicionais costeiros, enquanto que os vales incisos são afogados, desenvolvendo sistemas estuarinos.

A MFS representa a superfície deposicional no momento da máxima transgressão da linha de praia em sentido ao continente. Neste contexto, arenitos de praia e de antepraia com estratificação *hummoncky* sobrepõem em *onlap* os depósitos de fácies aluviais. Dependendo da magnitude da transgressão, o mar pode até transgredir as bordas originais da bacia, resultando na deposição de fácies marinhas diretamente sobre o embasamento no interior do continente (Assine & Perinotto 2001).

A **Figura 3.14** apresenta os tipos de linha de praia que podem se desenvolver durante o estágio de subida do nível de base.

Figura 3.14 – Representação gráfica simplificada do desenvolvimento da linha de praia durante a subida do nível de base. O caráter progradacional ou retrogradacional da linha de praia em cenários dominados por rios ou de mar aberto são controlados pelo balanço entre a taxa de suprimento sedimentar e taxa de elevação do nível de base. Linhas de costas controladas por regressão normal (mar alto e mar baixo) são caracterizadas pela progradação de sistemas fluviais em sentido a porção marinha da bacia. As linhas de costa transgressivas são caracterizadas pelo padrão retrogradacional em costas de mar aberto, enquanto que em cenários dominados pela ação de rios, o caráter pode ser progradacional (delatas) ou retrogradacional (estuários e *bayhead* deltas). **A**-sistemas deltaicos progradacionais associados à regressão normal; **B**-sistemas deltaicos progradacionais associados a cenários transgressivos; **C**-sistemas deltaicos retrogradacionais (*bayhead*) em cenários transgressivos; e **D**-sistemas estuarinos bem desenvolvidos (Catuneanu 2006).



Como a taxa de criação de espaço de acomodação é alta durante a transgressão da linha de praia, o TST pode ser composto por depósitos de fácies costeiras fluviais, marinhas rasas e marinhas profundas (Catuneanu 2006). A porção fluvial do TST geralmente expõe evidências

de ação de marés, apresentando um decaimento do tamanho de grãos em sentido ao topo das seções devido ao declínio da competência dos rios, com o passar do tempo. Como o espaço de acomodação é gerado de forma rápida durante a transgressão e o nível freático se eleva em paralelo com a subida do nível de base, a porção fluvial do TST geralmente inclui camadas de carvão bem desenvolvidas. Quando as incisões fluviais escavadas durante o estágio do LST não forem preenchidas, o espaço resultante pode ser afogado durante a transgressão, gerando depósitos estuarinos (Dalrymple 1994). Entretanto, a preservação das fácies estuarinas é condicionada pela taxa de subida do nível de base, profundidade da escavação das incisões fluviais, regime de ventos, gradiente da linha de praia e da magnitude das superfícies erosivas que podem ocorrer durante a transgressão (Catuneanu 2002).

A porção marinha do HST se desenvolve primeiramente nas áreas rasas adjacentes à linha de praia, onde as sucessões de fácies marinho rasa são “*onlapadas*” por depósitos do *shoreface* inferior acrescidas por *lags* transgressivos que recobrem a superfície de ravinamento no *shoreface* superior. As fácies de *offshore* são caracterizadas pelo *onlap* dos fluxos gravitacionais, depósitos pelágicos e por seções condensadas.

3.4.5 Trato de sistema regressivo (*Regressive systems tract- RST*)

O trato de sistema regressivo (RST) foi inicialmente introduzido por Embry & Johannessen (1992) como uma parte do modelo de “seqüências transgressiva-regressivas” descrito por esses autores. O RST inclui todos os estratos acumulados durante a regressão da linha de praia, como as sucessões de LST, FST e LST de modo indiferenciado.

Apresenta limite basal marcado pela superfície de máxima inundação (MFS), tanto nas porções marinhas como não marinhas da bacia, e no topo é limitado pela superfície de máxima regressão (MRS) em sucessões marinhas e pela inconformidade subaérea (SU) em estratos não marinhas (Embry 1992, 2002). Em ambos ambientes, marinho e não marinho, o padrão de empilhamento dos estratos é progradacional (Catuneanu, 2002).

De acordo com Catuneanu (2006), se depósitos fluviais de mar baixo estiverem presentes na porção não marinha da bacia, os depósitos regressivos podem conter hiatos temporais relacionados ao tempo de formação da inconformidade subaérea. Nas porções marinhas da bacia o RST apresenta sucessões do tipo *coarsening-upward* relacionadas à migração da linha de praia em sentido à bacia.

3.4.6 Tratos de sistemas de alta-baixa acomodação (*low - and high – accomodation systems tracts*)

Conforme Dahle *et al.* (1997), tratos de sistemas de alta e baixa acomodação foram introduzidos especificamente para descrever depósitos fluviais que se acumularam em porções isoladas da bacia, sem influências marinhas ou lacustres. Inicialmente, esses tratos de sistemas foram definidos com base em elementos arquiteturais de depósitos fluviais que, por sua vez, permitem inferir a taxa de acomodação fluvial disponível no tempo da sedimentação (Catuneanu 2006). Para Catuneanu (2006), a diferenciação entre os tratos de alta e tratos de baixa acomodação envolve observações na distribuição de elementos de arquitetura fluvial no registro geológico que podem ser interpretados dentro do contexto da estratigrafia de seqüências como mudanças nas condições de acomodação fluvial ao longo do tempo. Desta forma, a definição do cenário de tratos de sistemas de alta e baixa acomodação é baseada em padrões de subsidência tectônica, sendo independente da presença ou ausência de influências marinhas na sedimentação fluvial.

Depósitos relacionados aos tratos de sistemas de baixa acomodação geralmente sobrepõem as inconformidades subaéreas. São caracterizados por litologias de frações grossas relacionadas a seqüências deposicionais fluviais que geralmente preenchem as escavações nos estágios que antecedem o estágio de acomodação negativa. Correspondem ao rejuvenescimento sedimentar a partir da área fonte e também a sistemas fluviais de alta energia, apresentando depósitos descontínuos com geometrias irregulares. Para Catuneanu (2006), essas características conferem ao trato de sistemas de baixa acomodação algumas equivalências ao trato de sistemas de mar baixo, refletindo baixas taxas de criação de espaço de acomodação fluvial que propiciam restrições à formação de depósitos relacionados à planície de inundação e presença de paleossolos bem desenvolvidos.

Os depósitos relacionados aos tratos de sistemas de alta acomodação resultam em arquiteturas estratigráficas fluviais pouco complexas, que incluem alta percentagem de depósitos relacionados aos finos da planície de inundação, similar aos depósitos relacionados aos tratos de mar alto inicial e transgressivo. De acordo com Catuneanu (2006), são caracterizados por momentos onde o nível freático encontra-se elevado em relação à superfície terrestre, com regime de fluxo de baixa energia, onde depósitos de canais ocorrem isolados pelos finos da planície de inundação que predominam na sucessão. Para Catuneanu

(2006), a presença de depósitos de carvão proeminentes associados ao baixo desenvolvimento de paleossolos são critérios adicionais para a caracterização deste trato de sistemas.

3.5 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS E DEPÓSITOS CARBONOSOS

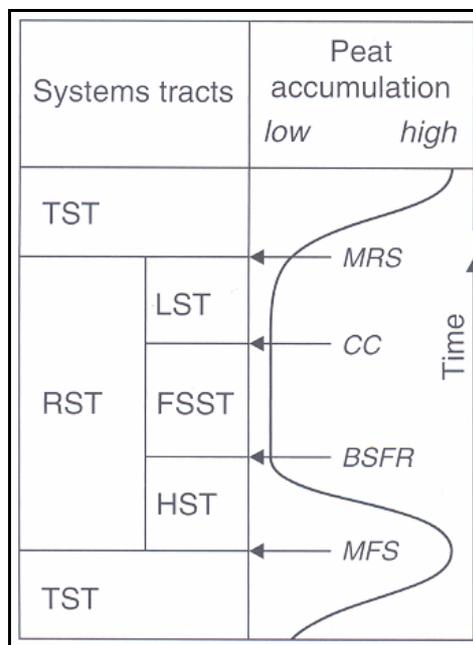
A exploração de carvão é restrita a ambientes não marinhos, onde espessas camadas carbonosas e de grande extensão regional geralmente são relacionadas a momentos de elevação do lençol freático em relação à superfície terrestre (Catuneanu 2002, 2006). Nesta condição, a interação entre a subsidência, crescimento da vegetação e suprimento sedimentar favorece a formação de turfeiras, sendo correlacionada a momentos de máxima inundação na porção continental de uma bacia siliciclástica.

Conforme Catuneanu (2006), a formação de camadas carbonosas é mais propícia em momentos onde se desenvolve o trato de sistemas transgressivos e, secundariamente, o trato de sistemas de mar alto. Para este autor, o estágio de máxima inundação do trato de sistema transgressivo é o que mais favorece a deposição de matéria vegetal, devido à alta taxa de espaço de acomodação e baixo suprimento sedimentar. Em seu estágio inicial, o trato de sistemas de mar alto ainda é favorável ao crescimento de turfeiras, pois a taxa de acomodação é superior ao suprimento sedimentar. Entretanto, durante a regressão normal do trato de nível de base alto, o suprimento sedimentar começa a ultrapassar a taxa de espaço de acomodação, causando a desaceleração da subida de nível de base e diminuindo a chance de acumulação de turfeiras. Desta forma, a porção superior do trato de nível de base alto geralmente recobre depósitos de carvão devido ao baixo espaço de acomodação e alto suprimento sedimentar.

Catuneanu (2006) ainda enfatiza que os tratos de mar baixo (*falling-stage systems tract* e *lowstand systems tract*) não são favoráveis à formação de turfeiras. No caso do trato de nível de base baixo inicial, o espaço de acomodação é negativo e os ambientes não marinhos geralmente estão sujeitos a incisão de vales fluviais e desenvolvimento de paleossolos nas regiões de interflúvios. No estágio intermediário, o alto suprimento sedimentar não favorece o desenvolvimento de turfeiras e a arquitetura dos depósitos é caracterizada por canais amalgamados relacionados a sistemas fluviais de alta energia. Já o início da subida do nível de base no estágio final do trato de nível de base baixo propicia um aumento gradual de espaço de acomodação e pode favorecer o desenvolvimento de turfeiras em planícies fluviais (*overbank enviroment*).

A **Figura 3.15** expõe os estágios de acumulação de turfeiras em relação aos tratos de sistemas.

Figura 3.15 – Tendências de acumulação de turfeiras durante os vários estágios dos ciclos de variação do nível de base em resposta às mudanças do espaço de acomodação. Abreviações: TST – trato de sistemas transgressivos; RST – trato de sistemas regressivos; HST – trato de sistemas de mar alto; FSST – trato de sistemas de início de queda; LST – trato de sistema de nível de base baixo; MFS – superfície de máxima inundação, BSFR – superfície basal de regressão forçada; CC - conformidade correlativa e; MRS – superfície de máxima regressão (Catuneanu 2006).



Quando associado a tratos de sistemas de baixa e alta acomodação (*low - and high - accomodation systems tracts*), o carvão parece apresentar um melhor desenvolvimento em depósitos associados ao trato de sistemas de alta acomodação (*high - accomodation systems tracts*), que confere espaço de acomodação positivo. A combinação de fatores, como conectividade das turfeiras, associada à alta taxa de acomodação fluvial, ao nível freático elevado em relação à superfície terrestre e à baixa energia, resulta na deposição de sedimentos finos, sendo esta a melhor condição para a acumulação de turfeiras em planícies fluviais (Catuneanu 2006). Tratos de sistemas de baixa acomodação (*low - accomodation systems tracts*) não são favoráveis à deposição de camadas carbonosas de grande expressão devido à falta de espaço de acomodação e, neste caso, as camadas de carvão tendem a ser finas e esparsas (Catuneanu 2006), sem grandes continuidades laterais.

4. REGIÃO DO IRUÍ CENTRAL

4.1. PALEOFISIOGRAFIA

Em trabalhos sedimentológicos e estratigráficos, o reconhecimento da paleofisiografia da área de estudo é de grande importância para o entendimento da história do preenchimento e para o estabelecimento do arcabouço estratigráfico de qualquer bacia sedimentar siliciclástica.

A reconstituição do paleoembasamento ao tempo de deposição do intervalo Rio Bonito-Palermo foi obtida a partir da correlação dos testemunhos de sondagem, das descrições litológicas contidas nas pastas de poço de sondagem (cedidas pela CPRM) e perfis de raio gama. O *marker* adotado para a configuração do paleorelevo foi o mesmo utilizado para os estudos estratigráficos, o qual corresponde ao pico radioativo que comumente ocorre no tempo da camada de carvão Iruí Superior (**Figura 1.3**). Para efeitos ilustrativos, foi utilizada a cota de 400 m para o *datum* adotado na confecção da modelagem.

O embasamento da jazida do Iruí Central (**Figura 4.1 A a C**) é composto predominantemente pelas rochas metamórficas do Grupo Cambai, Complexo Vila Nova, representado por gnaisses (704 ± 41 Ma) e granodioritos (643 ± 28 Ma) pertencentes ao Ciclo Brasileiro (Silva Filho & Solani Jr., 1987). Secundariamente, a Fm. Rio Bonito também recobre unidades pertencentes à Bacia do Camaquã (IB-138) e sedimentos do Grupo Itararé.

O modelamento indica que os altos do embasamento situavam-se na porção sudoeste (continente), se estendendo como uma faixa alongada na direção N-NE na porção central da área e com altos de configuração mais circulares na borda leste. Observam-se três depressões na forma de grandes paleovales de direção W-E, sendo duas situadas na porção leste e uma a oeste no paleoembasamento modelado (**Figuras 4.1**).

4.2. FACIOLOGIA E SISTEMAS DEPOSICIONAIS DO BLOCO CENTRAL DA JAZIDA DO IRUÍ

Fácies sedimentares são corpos rochosos que apresentam características distintas, podendo corresponder a uma única camada ou a um grupo de múltiplas camadas que se formaram em condições específicas, refletindo processos e ambientes deposicionais particulares (Reading & Levell 1996). Bradley & Pemberton (1992) sugerem que as características dos traços fósseis e das icnofácies se constituem em uma ferramenta útil e bem sucedida na interpretação de fácies e ambientes deposicionais. Além de indicarem condições

paleoambientais e paleoecológicas do intervalo estudado, são estruturas sindeposicionais que refletem o comportamento do sistema no momento em que os eventos ocorreram, sejam eles erosivos ou deposicionais.

Os litotipos que ocorrem em subsuperfície na região do bloco central da jazida do Iruí foram reconhecidos a partir da descrição detalhada dos testemunhos e de afloramentos selecionados como análogos, existentes na região de Cachoeira do Sul.

As estruturas primárias, a composição mineral e o tamanho de grão foram interpretados de modo a entender o processo deposicional dominante registrado no intervalo estudado (acamadamento, energia do meio, tipo de leito, área fonte, entre outros). As estruturas sedimentares biogênicas foram utilizadas como indicativas da energia e da salinidade do meio, a partir do reconhecimento de icnofábricas e dos índices de bioturbação (BI) (Taylor & Goldring 1993).

Toda a construção dos depósitos eopermianos presentes no bloco central da jazida do Iruí se associa com dois tipos de sistemas deposicionais transicionais. De modo geral, predominam os sistemas de planície costeira, na base, e sistemas praias e plataformais, acompanhando a tendência transgressiva da sedimentação, no topo. Entretanto, cabe destacar que essa tendência retrogradante não ocorre de modo contínuo, sendo observadas várias mudanças abruptas no padrão deposicional (retrogradações para progradações), relacionadas a superfícies estratigráficas importantes que serão discutidas no capítulo seguinte.

A partir da descrição das litofácies e das icnofábricas e de sua correlação lateral e vertical, juntamente com os perfis de raio gama, foram reconhecidos vários subambientes com processos deposicionais distintos, sendo sua descrição aqui apresentada do continente em sentido ao oceano. A **Tabela 4.1** sintetiza as litofácies e icnofábricas reconhecidas na região do Iruí Central.

4.2.1 Associação de Fácies de Planície Costeira

Compreendem as associações de fácies de colúvios, fluviais e de planície de inundação que ocorrem preferencialmente na porção inferior do intervalo estudado (seqüências A e B). Ressalta-se que a descrição da associação de fácies de planície atrás da barreira foi abordada em item específico.

| TABELA 4.1 – LITOFÁCIES PRESENTES NA REGIÃO DO IRUÍ CENTRAL | | | | | | | 1/3 |
|---|--|--|--|---|---|--|-----|
| Identificação | Litologia | Estruturas Sedimentares | Icnofábrica | Icnofácies | Observações | Interpretação | |
| Siltito (Sl) | Siltito argiloso com restos vegetais. Localmente ocorrem grânulos e seixos caídos. | Predominantemente ausente. Em níveis localizados ocorrem laminações onduladas. | Ausente | Ausente | Coloração variando de cinza claro a esverdeado. Níveis com rizobioturbação. Em alguns níveis, o siltito apresenta aspecto brechado com colorações avermelhada, associados a níveis de paleossolos. | Lagunar / pantanoso / planície de inundação | |
| Siltito Carbonoso (SlC) | Siltito carbonoso de coloração cinza escura a preta, rico em restos vegetais (folhas e galhos). | Ausente. | IF2: <i>Thalassinoides</i> | Icnofácies <i>Glossifungites</i> | Rizobioturbação. Em alguns níveis ocorrem nódulos de pirita e impressões fósseis de plantas (flora <i>Glossopteris</i>). | | |
| Carvão (Cv) | Carvão | Ausente | Ausente | Ausente | Cor preta e brilho fosco, composto por lâminas de vitrênio e lentes e fusênio. Ocorrem abundantes restos vegetais, nódulos de pirita e fraturas preenchidas por carbonato. | | |
| Heterolito (Ht) | Siltitos cinza escuro a cinza esverdeado intercalados com arenitos finos, quartzosos e esbranquiçados. | Os siltitos apresentam laminação plano-paralela a ondulada. As areias se intercalam com os siltitos como finas camadas lenticulares contínuas e/ou descontínuas, apresentando acamadamentos wavy e linsen. | IF1: <i>Skolithos</i>, <i>Planolites</i>, <i>Palaeophycus</i>, <i>Teichichnus</i>, <i>Rosselia</i>, <i>Thalassinoides</i> e <i>Chondrites</i> IF2: <i>Thalassinoides</i> IF7: Assembléia residente (tempo bom) <i>Palaeophycus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Rosselia</i> Assembléia de tempestade <i>Arenicolites</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Cylindrichnus</i> , <i>Diplocraterion</i> , <i>Bergaueria</i> | Icnofácies <i>Cruziana</i> empobrecida (IF1), Icnofácies <i>Glossifungites</i> (IF2) e Icnofácies <i>Cruziana</i> arquetípica (IF7) | Alta icnodiversidade, BI 4-5. No caso da icnofácies <i>Cruziana</i> empobrecida os icnogêneros presentes são pequenos e achatados, com baixa icnodiversidade e, de modo geral, baixo índice de bioturbação (BI 1-2). Associadas a essa icnofácies também são observadas gretas de sinerese. | Ação de ondas em baía estuarina / planície de maré e transição <i>shoreface</i> inferior <i>offshore</i> | |
| Marga (Mrg) | Argila calcária (marga) de coloração creme. | Ausente. | Ausente. | Ausente. | Marca de pelecípodas. | Marinho restrito | |

* - composição polimítica = quartzo, feldspato, fragmentos líticos de granitóides e rochas metamórficas.

IF – icnofábrica.

TABELA 4.1 – LITOFÁCIES PRESENTES NA REGIÃO DO IRUÍ CENTRAL 2/3

| Identificação | Litologia | Estruturas Sedimentares | Iconofábrica | Iconofácies | Observações | Interpretação |
|------------------------|--|--|---|---|--|--|
| Diamictito (Dm) | Grânulos e seixos angulares a arredondados, de composição polimítica* e intraclastos pelíticos dispersos de forma caótica em matriz arenosa e/ou argilosa, muitas vezes micácea. | Ausente | Ausente | Ausente | Coloração cinza esverdeada a vermelha. | Fluxo de detritos |
| Ortoconglomerado (Ort) | Matriz areno-siltosa, muitas vezes micácea, com grânulos e seixos de composição polimítica*, arredondados a angulosos, intraclastos pelíticos e fragmentos de carvão dispostos nos planos de estratificação. | Estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte. | Ausente | Ausente | Coloração esbranquiçada a cinza esverdeada. | Barras fluviais |
| Arcóseo 1 (Ac 1) | Arenitos médios a grossos, arcoseanos com intraclastos, micas, fragmentos de carvão e restos vegetais. | Estratificações cruzadas acanaladas de médio porte baixo a médio ângulo e/ou maciços. Também ocorrem <i>drapes</i> de lama dispostos entre os planos de estratificação. | Ausente. | Ausente | Coloração acinzentada a amarelada. Porosidade alta. Em alguns níveis ocorrem <i>drapes</i> de lama. | Barras fluviais |
| Arcóseo 2 (Ac 2) | Arenitos muito finos a finos, micáceo, mal selecionado, intercalado com sítilos. | <i>Ripples</i> e <i>climbing ripples</i> unidirecionais. | Ausente. | Ausente. | Coloração acinzentada. Ocorrem restos vegetais e, em alguns níveis, rizobioturbação. | Pequenos deltas lagunares; diques marginais e canais de arrombamento (<i>crevasse splay</i>) |
| Subarcóseo (SubAr) | Arenitos finos, médios a grossos, quartzosos com feldspatos caulinizados. Por vezes apresenta intraclastos, fragmentos de carvão e restos vegetais, preferencialmente na base das camadas. | Estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte e baixo a alto ângulo, com <i>drapes</i> de lama marcando os planos de estratificação. Muitas vezes os planos de estratificação indicam sentido de fluxo oposto (reverso). | IF3: <i>Planolites</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Helminthis</i> , <i>Teichichnus</i> e <i>Thalassinoides</i> – de modo palimpsesto <i>Ophiomorpha</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Cylindrichnus</i> e <i>Rhizocorallium</i> IF6: <i>Chondrites</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Palaeophycus</i> e <i>Planolites</i> IF5: <i>Ophiomorpha</i> e <i>Skolithos</i> . | Iconofácies Cruziana / IF 3 e IF 6 Iconofácies <i>Skolithos</i> / IF 5 | Coloração acinzentada a amarelada. Porosidade relativamente alta. Ocorrem níveis com rizobioturbação. | Barras de maré |

* - composição polimítica = quartzo, feldspato, fragmentos líticos de granitóides e rochas metamórficas.

IF – iconofábrica.

TABELA 4.1 – LITOFÁCIES PRESENTES NA REGIÃO DO IRUÍ CENTRAL

3/3

| Identificação | Litologia | Estruturas Sedimentares | Icnofábrica | Icnofácies | Observações | Interpretação |
|--------------------------|---|---|--|--|--|---|
| Quartzo-Arenito 1 (Qa 1) | Arenitos quartzosos finos a médios, eventualmente grossos, bem selecionados. Apresentam grãos subarredondados a arredondados. | Laminação plano-paralela e, secundariamente, estratificação cruzada de baixo ângulo. | IF5: <i>Ophiomorpha</i> e <i>Skolithos</i> . | Icnofácies <i>Skolithos</i> | Coloração esbranquiçada a amarelada. Porosidade alta. | <i>Foreshore</i> |
| Quartzo-Arenito 2 (Qa 2) | Arenitos finos a médios, localmente grossos, quartzosos e bem selecionados. Os grãos apresentam bom arredondamento e boa esfericidade. | Estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte uni e bidirecionais intercaladas com estratificações cruzadas de baixo ângulo. | IF5: <i>Ophiomorpha</i> e <i>Skolithos</i> . | Icnofácies <i>Skolithos</i> | Coloração acinzentada a acastanhada. Podem apresentar fragmentos de carvão e restos vegetais. Em alguns níveis apresentam-se ferrificados. Também podem apresentar marcas de raízes (rizobioturbação). | <i>Shoreface</i> superior |
| Quartzo-Arenito 3 (Qa 3) | Arenito muito fino intercalado com delgados níveis de siltito. | Laminação cruzada bidirecional (<i>wave</i> e <i>ripple</i>) e estratificação cruzada <i>hummocky</i> . Internamente, as lâminas apresentam microgradação ascendente. | IF4: <i>Skolithos</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Planolites</i> , <i>Palaephycus</i> , <i>Diplocraterium</i> , <i>Rhizocorallium</i> , <i>Teichichnus</i> ., | Icnofácies mista <i>Skolithos-Cruziana</i> | Coloração esbranquiçada a acinzentada. Podem apresentar restos vegetais. | <i>Shoreface</i> inferior com influência de tempestades |
| Quartzo-Arenito 4 (Qa 4) | Arenito muito grosso a médio, quartzoso, grãos angulosos a arredondados com esfericidade baixa a moderada. Ocorrem intraclastos pelíticos e fragmentos de carvão. | Maciço e/ou com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte. | Ausente. | Ausente. | Ocorrem na forma de lentes associados a fácies de heterolitos. Coloração esbranquiçada a acinzentada. Matriz siltica-arenosa. | Depósitos residuais de tempestade no <i>offshore</i> e, eventualmente, no interior da baía estuarina. |

* - composição polimítica = quartzo, feldspato, fragmentos líticos de granitóides e rochas metamórficas.

IF – icnofábrica.

4.2.1.1 Fácies de coluvião

Diamictitos (Dm) são caracterizados por grânulos e seixos angulares a arredondados, de composição polimítica e intraclastos pelíticos dispersos de forma caótica em matriz arenosa e/ou argilosa, muitas vezes micácea. As camadas mais espessas (até 8 m) da litofácies Dm ocorrem com maior frequência na base dos poços e preferencialmente encaixadas nas paleodepressões, sempre nas proximidades das rochas do embasamento. Camadas delgadas da litofácies Dm ocorrem na porção média dos poços, se associando, com maior frequência, com sedimentos finos de planície atrás da barreira.

A gênese dos diamictitos relaciona-se a transporte por suspensão na forma de fluxos de detrito (*debris flow*) que adentram às lagunas, parcial ou totalmente imersos, associados a períodos de fortes enxurradas (Collinson 1996). A composição polimítica do arcabouço revela contribuição das rochas que compunham o embasamento (granito, gnaisses e xistos) localizado a sul e sudeste. Sua presença está de acordo com os dados da modelagem do paleoembasamento, que sugerem a presença de altos topográficos importantes, contemporâneos ao tempo de sedimentação da jazida de carvão do Iruí.

4.2.1.2 Fácies de barras fluviais

A associação de fácies fluviais é representada pelas litofácies arcóseo 1 (Ac1), ortoconglomerado (Ort) e arcóseo 2 (Ac 2). A litofácies Ac1 apresenta espessuras de 0,5 a 5 m, composta de arenitos médios a grossos, micáceos, de composição arcoseana, com intraclastos, fragmentos de carvão e restos vegetais. Apresenta estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte (5 a 20 cm de altura). A litofácies Ort, com menos de 1 m de espessura, é caracterizada por grânulos e seixos de composição polimítica, arredondados a angulosos, intraclastos pelíticos e fragmentos de carvão. Apresentam estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte. A litofácies Ac2 é composta por arenitos muito finos a finos, micáceos, pouco selecionados, apresentando laminações cruzadas (*ripples*) e laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*). Forma camadas sempre de pequena espessura (menor que 2 m) e pode ser encontrada na base ou no topo de pacotes de ortoconglomerado ou arcóseo 1, bem como intercaladas com camadas de siltito.

As estratificações cruzadas acanaladas das litofácies Ac1 e Ort sugerem deposição por fluxos trativos unidirecionais relacionados à migração de dunas 3D (regime de fluxo inferior) (Maill 1977, Collinson 1996). Estas características, somadas a ausência de bioturbação e morfologia lenticular dos depósitos (evidenciável nas seções estratigráficas), suportam a interpretação de barras associadas a canais fluviais. A análise dos testemunhos de sondagem (muito fragmentados) e curva de raio gama não permite a definição mais precisa da morfologia dos canais, porém, a associação com sedimentos finos depositados na parte interna de sistema praia-barreira (planície atrás da barreira), onde a declividade tende a zero, permite inferir a existência de canais com alta sinuosidade (meandriformes).

As laminações cruzadas da litofácies Ac2 revelam que sua deposição se deu através de fluxos trativos turbulentos em regime inferior, gerados por correntes unidirecionais (*ripples* 3D), muitas vezes com alta carga de sedimentos em suspensão (*climbing ripples*) (Reading & Collinson 1996). Estas características, bem como a associação com depósitos de barras fluviais, permitem inferir de que se associem com a desembocadura de pequenos canais fluviais (pequenos deltas no interior de lagunas), quando na base dos canais, ou com diques marginais, quando no topo das barras. As camadas interdigitadas com pelitos devem corresponder a depósitos de rompimento de diques marginais. Embora importante como processo sedimentar, devido à pouca espessura dos depósitos e à dificuldade de individualizar nas seções, a litofácies de Arcóseo 2 foi incluída na fácies fluvial.

A legenda dos perfis litológicos é apresentada na **Figura 4.2**. A **Figura 4.3** apresenta a associação de fácies de barras fluviais no perfil sedimentológico descrito no poço IB-74.

4.2.1.3 Associação de fácies de planície atrás da barreira (planícies de inundação, lagunas, turfeiras, pântanos e planícies de maré)

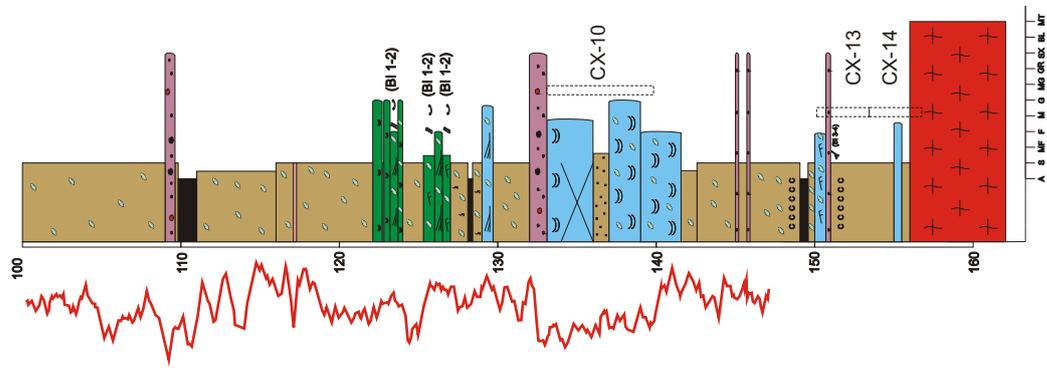
Esta associação de fácies é representada pelas litofácies siltito (Slt), siltito carbonoso (SltC) e carvão (CV) (**Figura 4.3**). Cabe ressaltar que, de modo geral, a caracterização destes depósitos foi difícil, pois apresentam-se predominantemente maciços, embora algumas vezes contenham marcas de raízes, restos vegetais e níveis brechados de paleossolos. Os depósitos de planície atrás da barreira formam pacotes com espessuras superiores a 10 m, com cor variável de cinza claro a preto, em função do conteúdo de matéria orgânica vegetal, e corresponde a decantação de material fino em águas calmas.

Estruturas Sedimentares Primárias / Estruturas Secundárias / Icnofábrica (IF) / Estruturas Biogênicas

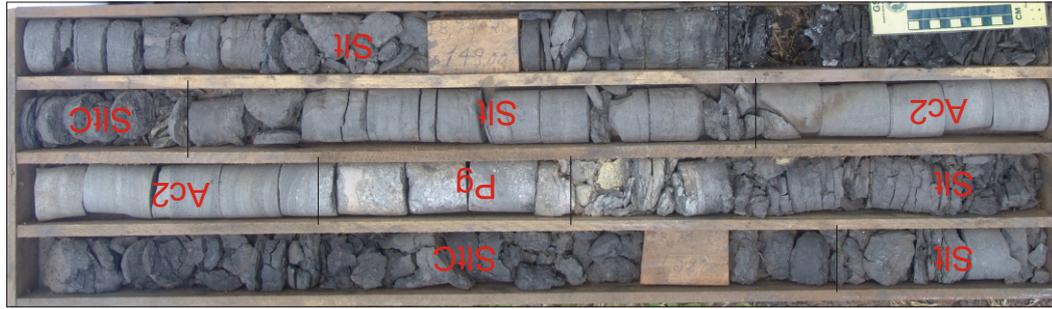
| | | |
|---|---|---|
| <p>Estruturas Sedimentares Primárias</p> <ul style="list-style-type: none"> Acamadamento wavy e linsen Ripples Inclined heterolithic stratification (IHS) Laminação plano-paralela Laminação cruzada de baixo ângulo Estratificação cruzada acanalada unidirecional Estratificação cruzada acanalada bidirecional Estratificação Cruzada Hummocky Drape de siltito carbonoso | <p>Estruturas Secundárias</p> <ul style="list-style-type: none"> Fluidização Aspecto brechado Plano de falha Gretas de Synaeresis Outros Seixo caído Intraclastos de carvão e/ou siltito carbonoso Restos vegetais Carbonoso Lags de conchas Rizobioturbação (Rz) Impressão fóssil de peixes | <p>Icnofábrica (IF) / Estruturas Biogênicas</p> <p>IF 1 - Skolithos (SK) Ophiomorpha (Op) IF 7 - Palaeophycus (Pa)</p> <p> Planolites (Pl) Palaeophycus (Pa)</p> <p> Teichichnus (Te) Diplocraterion (Di) Skolithos (SK)</p> <p> Roselia (Ro) Rhizocorallium (Rh) Skolithos (SK)</p> <p> Thalassinoides (Th) Chondrites (Ch) Bergaueria (Be) Lockeia (Lo)</p> <p>IF 2 - Suite Glossifungites Thalassinoides (Th) IF 5 - Ophiomorpha (Op) Skolithos (SK)</p> <p>IF 3 - Planolites (Pl) IF 6 - Chondrites (Ch) Thalassinoides (Th) Palaeophycus (Pa) Planolites (Pl)</p> <p>Palinpesto</p> <p> Ophiomorpha (Op) Skolithos (SK) Cylindrichnus (Cy) Rhizocorallium (Rh)</p> |
| <p>Associação de fácies Sedimentares</p> | | |
| <ul style="list-style-type: none"> Transição ao offshore Strand plain (foreshore, shoreface superior e inferior) Baía estuarina Baiamento estuarino (barras de maré) Planície atrás da barreira | <ul style="list-style-type: none"> Barras Fluviais Colúvios Pantanoso (carvão) Embasamento | |

Figura 4.2 - Legenda dos perfis sedimentológicos e das seções estratigráficas.

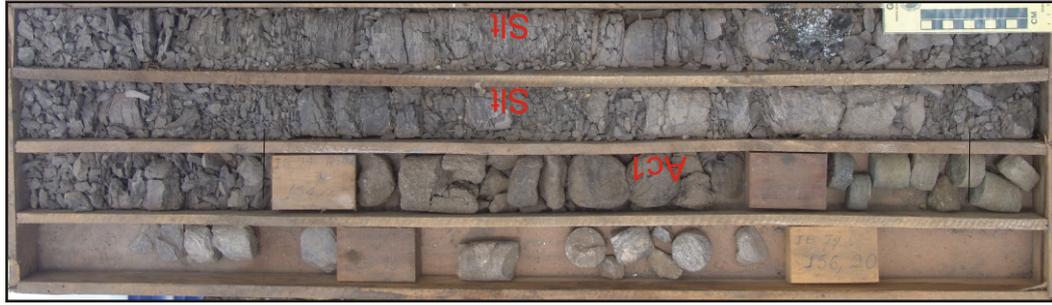
IB-74



CX-14



CX-13



CX-10

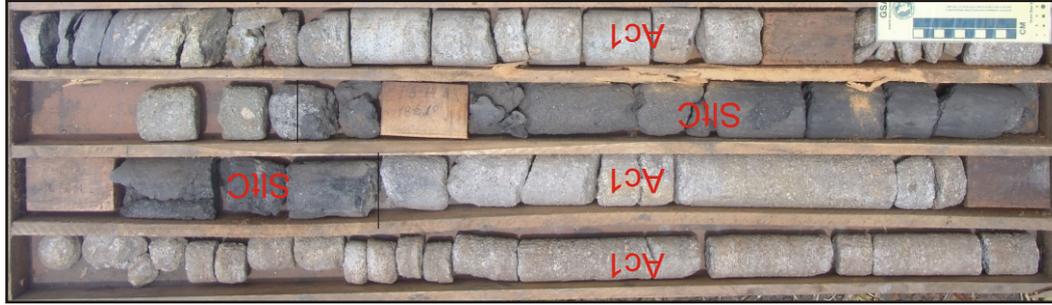


Figura 4.3 - Detalhe do poço IB-74, apresentando associação de fácies lagunares pantanosas (Slt e SltC) cortadas por depósitos arenosos de origem fluvial (litofácies Ac1e Ac2).

As litofácies carvão (Cv) e siltito carbonoso (SltC) associam-se a ambientes pantanosos. Conforme Elliott (1980) e McCabe (1984) os ambientes pantanosos associados a depósitos de carvão são caracterizados por águas estagnadas, deficientes em oxigênio e com abundância de vegetação, propiciando condições ideais para o crescimento de turfeiras. Para a acumulação da turfeira, o nível freático deve estar no nível ou acima da superfície sedimentar (McCabe 1984). O carvão corresponde a uma rocha que contém mais de 70% do seu volume composto por material carbonoso (matéria orgânica), formado a partir da compactação de matéria vegetal amalgamada (turfeiras) (Schopf 1956).

A correlação dos poços e dos perfis de raio gama indica duas situações distintas no modo como a litofácies Cv aparece no registro da jazida do Iruí Central. A primeira se relaciona à deposição de camadas finas e sem grande continuidade lateral, enquanto a segunda corresponde a uma camada espessa e com grande continuidade lateral (camada Iruí Superior). A primeira condição se refere a ambientes pantanosos laterais a sistemas fluviais (*low-lying swamps*) e/ou nas margens de lagoas (*floating swamps*), já a segunda se refere a ambientes pantanosos em regiões alagadas (*raised swamps*) associadas a grandes precipitações e/ou com dificuldades de escoamento superficial (McCabe 1984). Conforme McCabe (1984), as condições propícias para o desenvolvimento dos *raised swamps* indicam tendências distintas que refletem na mudança ecológica do ambiente deste sistema pantanoso.

Nos poços, as camadas de carvão mais delgadas estão localizadas nas porções mais basais, enquanto que as camadas mais espessas e contínuas se situam nas porções intermediárias. A camada mais espessa (Iruí superior) indica grande extensão areal, abrangendo praticamente toda a área de estudo. A maior espessura foi verificada no centro da área (centro da jazida), onde atinge até 5 m. Em sentido aos flancos, a camada carbonosa torna-se mais delgada.

A litofácies de siltito (Slt) associada lateralmente às fácies de barras fluviais, mais comum na base dos poços, pode compor a fácies de planície de inundação. Estes depósitos representam sedimentação de material fino por suspensão em corpos de águas calmas, laterais aos canais fluviais. Em alguns níveis ocorrem finas camadas de carvão que, conforme Elliott (1980), indicam a presença de pântanos de águas estagnadas com abundância de vegetação, propiciando o crescimento de turfeiras.

A litofácies de siltito (Slt) com maior continuidade lateral foi associada a ambiente lagunar. O termo laguna aqui utilizado se refere a corpos de águas rasas, dispostos de modo paralelo à linha de praia e conectados com o mar aberto através de um ou mais canais (*inlet*) (McCubbin 1982). Ressalta-se que em um litoral com variação importante na amplitude de maré, a região localizada atrás do sistema de barreiras é muito complexa, sendo difícil a diferenciação entre depósitos de planície de maré e lagunares *sensu* estrito (Phleger 1969, Reineck 1973).

Quando associadas lateralmente a depósitos de barras de maré, as litofácies siltito (Slt) e siltito carbonoso (SltC) podem representar fácies de planície de supramaré, representando sedimentação de material fino por suspensão quando do extravasamento dos canais e arroios de maré, nos períodos onde a maré atinge suas maiores amplitudes (Reading & Collinson 1996). Na fácies de planície de maré, a litofácies siltito carbonoso (SltC) apresenta a icnofábrica IF2.

Em alguns níveis, a litofácies Slt apresenta aspecto brechado (paleossolos) e/ou marca de raízes que revelam períodos de exumação do substrato.

De modo pontual, observam-se depósitos de marga (Mrg) associados às camadas carbonosas indicando, provavelmente, um maior ingresso de água salgada no interior do sistema pantanoso.

Conforme Piccoli *et al.* (1986), na época da formação da camada Iruí Superior, toda a área transformou-se em um grande pântano, que se estendeu em terras baixas, junto à costa, sofrendo esporádicas influências de marés.

4.2.2 Associação de fácies vinculadas à ação de maré

Dalrymple *et al.* (1992) definem o estuário como uma porção do oceano que invadiu sistemas de vales, recebendo sedimentos oriundos tanto da descarga fluvial quanto das correntes marinhas, contendo fácies influenciadas por marés, por ondas e por processos fluviais. O estuário se estende desde o limite das fácies de supramaré, no lado continental, até o limite das fácies litorâneas, na sua desembocadura. De forma idealizada e em função da localização e dos processos atuantes, esse sistema apresenta estrutura do tipo tripartida sendo: (i) porção marinha de maior energia, sob ação de ondas, marés e correntes oceânicas; (ii) porção central de baixa energia; e (iii) porção situada a montante da linha de praia, dominada pela ação fluvial, porém com alguma influência da maré (*bay-head* deltas). Entretanto, a

zonação tripartida nem sempre ocorre bem desenvolvida nos sistemas estuarinos, devido a fatores como suprimento sedimentar, gradiente da linha de praia e estágio evolutivo do estuário (Dalrymple *et al.* 1992).

Os estuários dominados por ondas apresentam essa zonação bem desenvolvida, onde a deriva litorânea fecha a região da desembocadura com material arenoso, formando uma barreira, que pode ser cortada por canais de maré. O sistema de barreiras isola a zona central, formando uma baía que é caracterizada por depósitos de finos. Na parte interna a progradação fluvial gera deltas bem desenvolvidos (*bay-head* delta) que podem ser influenciados por marés (**Figura 4.4**) (Dalrymple *et al.* 1992).

Em sistemas estuarinos dominados por marés esta zonação não é bem caracterizada. Os corpos arenosos marinhos ocorrem como barras alongadas em amplas planícies arenosas, perpendiculares à linha de praia. A porção central consiste em uma zona cortada por pequenos canais meandantes que, em sentido ao continente, passam para canais de baixa sinuosidade sob influência mista maré/fluvial (**Figura 4.5**) (Dalrymple *et al.* 1992).

Além das estruturas sedimentares primárias, os depósitos estuarinos podem apresentar associações de estruturas biogênicas indicativas desse tipo de ambiente. As icnofaunas estuarinas são caracterizadas por estruturas simples, com baixo grau de diversidade e de bioturbação, onde predominam escavações simples produzidas por organismos generalistas tróficos, que refletem a adaptação desses organismos para sobreviverem em águas salobras de ambiente estressante (Pemberton *et al.* 1982). Segundo Pemberton *et al.* (1997), um dos exemplos mais clássicos de icnofauna própria de depósitos salobros é o modelo misto de icnofácies *Skolithos* e *Cruziana*, esta última bastante empobrecida em sua icnodiversidade.

Na região do Iruí Central, as associações laterais e verticais das fácies demonstram a presença constante da maré como um agente importante. Seus depósitos são representados por fácies de baía estuarina e de canais e barras de maré, bem como planícies pelíticas nas regiões internas ao sistema de barreiras litorâneas (inclusos na associação de fácies de planície atrás da barreira).

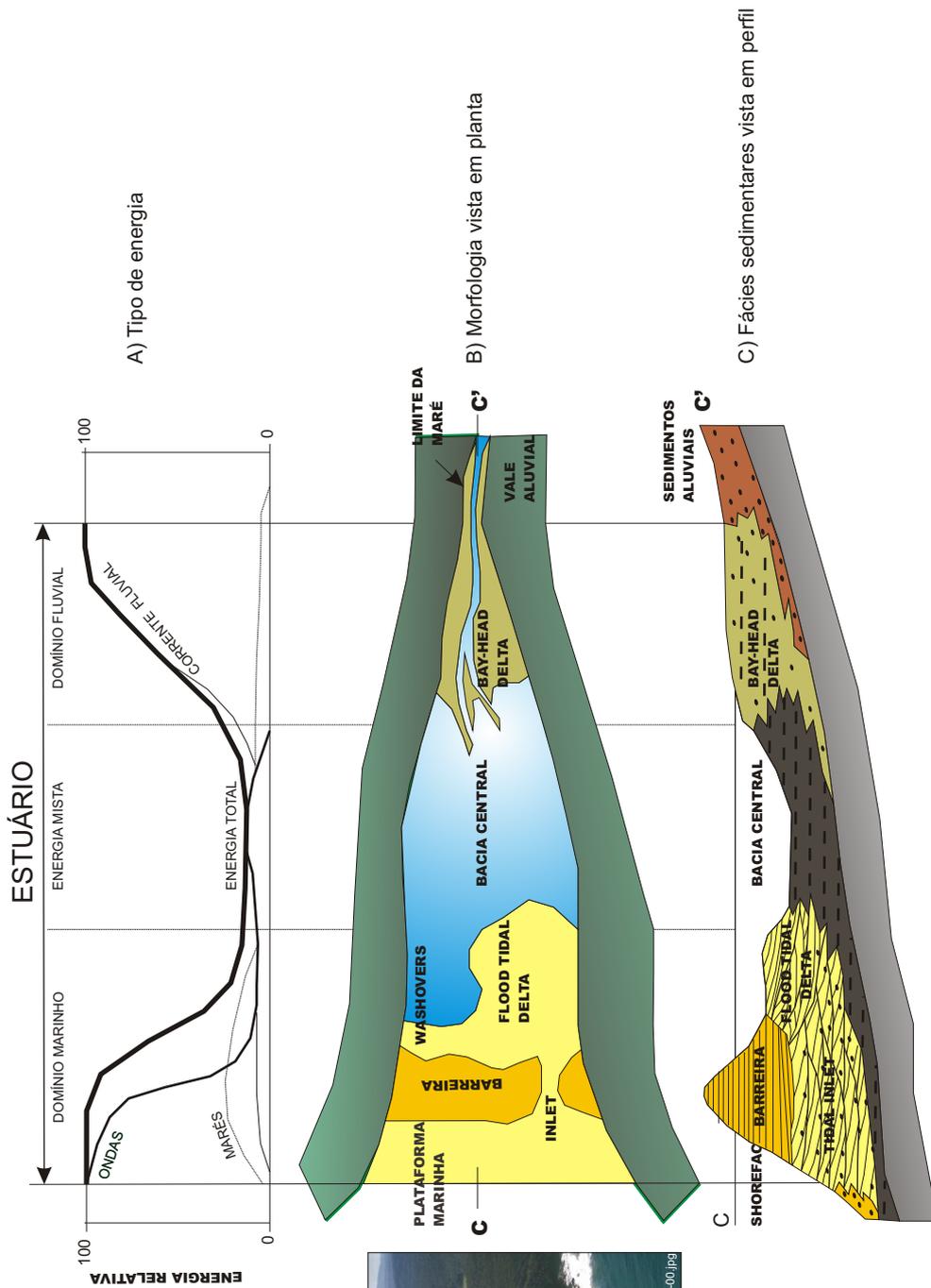


Figura 4.4 - Modelo de estuário dominado pela ação de ondas (Dalrymple *et al.* 1992).

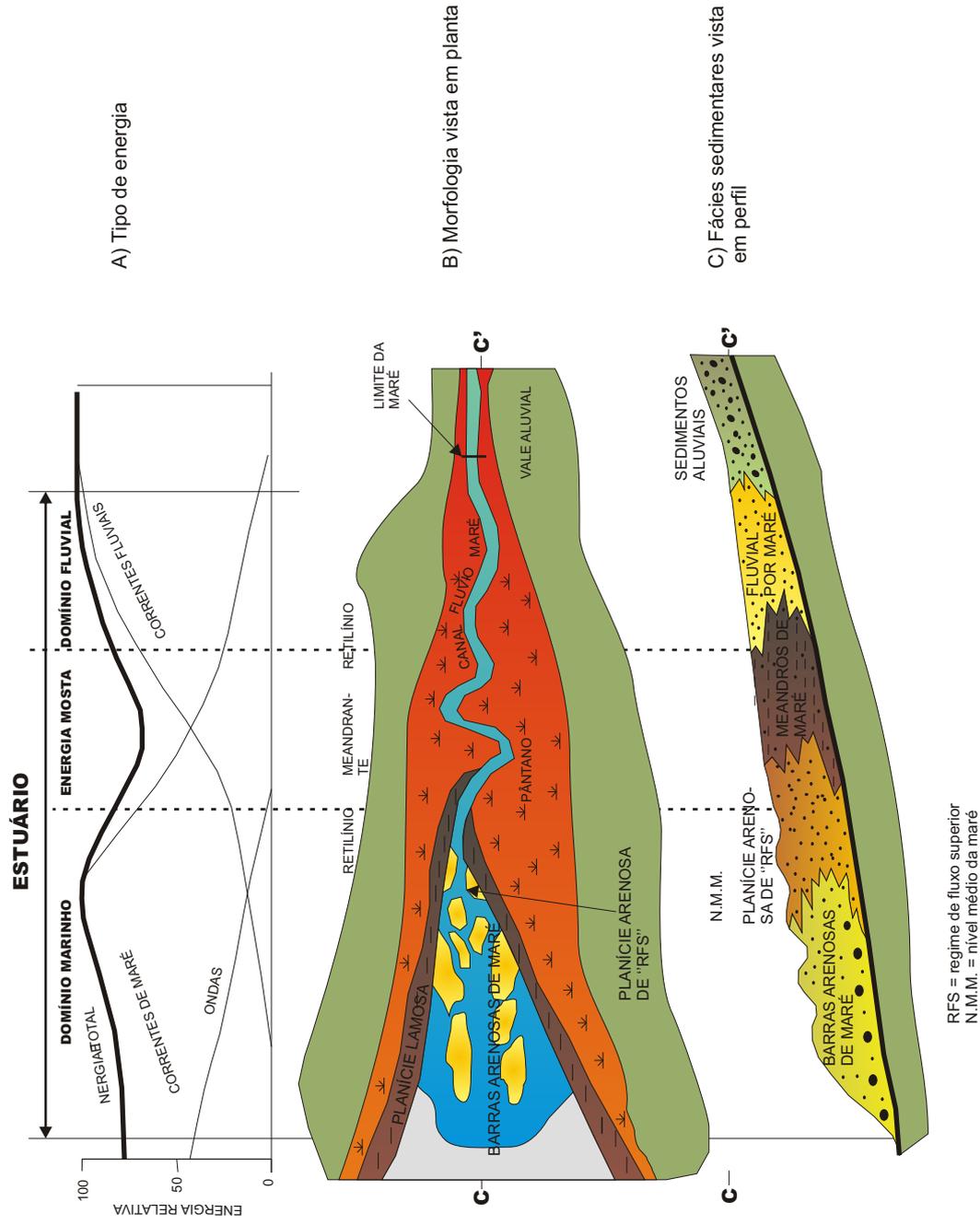


Figura 4.5 - Modelo de estuário dominado pela ação de marés (Dalrymple *et al.* 1992).

4.2.2.1. Fácies de barras de maré

Os depósitos de barras de maré da jazida do Iruí Central são compostos pela litofácies subarcóseo (SubAr) (**Figura 4.6**). Ocorrem preferencialmente nas porções intermediárias e superiores dos poços, muitas vezes associada à litofácies de heterolito (Ht) e quartzo-arenitos 1 e 2 (Qa1 e Qa2).

A litofácies de subarcóseo (SubAr) é caracterizada por arenitos médios e grossos, quartzosos e com feldspatos caulinizados, contendo intraclastos, fragmentos de carvão e restos vegetais. Apresenta estratificações cruzadas acanaladas de médio e grande porte (10 a 30 cm de altura), algumas vezes contendo lâminas de pelito (*drape*) no interior dos *foresets*. A presença das icnofábricas IF3, IF5 e IF6 de forma esparsa, apresentando indivíduos pequenos e com baixo índice de bioturbação e baixa icnodiversidade, sugere a ocorrência de flutuação da salinidade.

A presença de estratificação cruzada acanalada indica fluxos trativos unidirecionais associados à migração de dunas 3D (Maill 1977, Collinson 1996). As lâminas de pelito (*drape*) sugerem um tempo de parada do fluxo, propiciando a deposição de finos por suspensão. Estas características, associadas com a geometria lenticular/acanalada (interpretada nas seções estratigráficas) e com as icnofábricas indicativas de variação de salinidade, suportam a interpretação de barras associadas a canais de maré. Esta fácies será discutida com maior detalhe no item sobre a evolução estratigráfica.

De acordo com Lopes *et al.* (2003), arenitos de barras de maré do afloramento da Barrocada apresentam superfícies de reativação caracterizando uma construção por meio de múltiplos eventos de deposição e erosão por ação de correntes de maré.

Cabe destacar que, devido à dificuldade de caracterização da maré em testemunhos muito fragmentados, a separação destes depósitos dos de barras fluviais foi realizada principalmente pelas icnofábricas, indicadoras de salinidade, e também pelos níveis de lamelas (*drape*) no interior dos *foresets* das estratificações cruzadas.

4.2.2.2 Fácies de baía estuarina

A litofácies de heterolito (Ht) é composta por siltitos cinza escuros a cinza esverdeados intercalados com arenitos finos, quartzosos e esbranquiçados (**Figura 4.7**). Os siltitos apresentam laminação plano-paralela a ondulada e, eventualmente, gretas de sinerese.

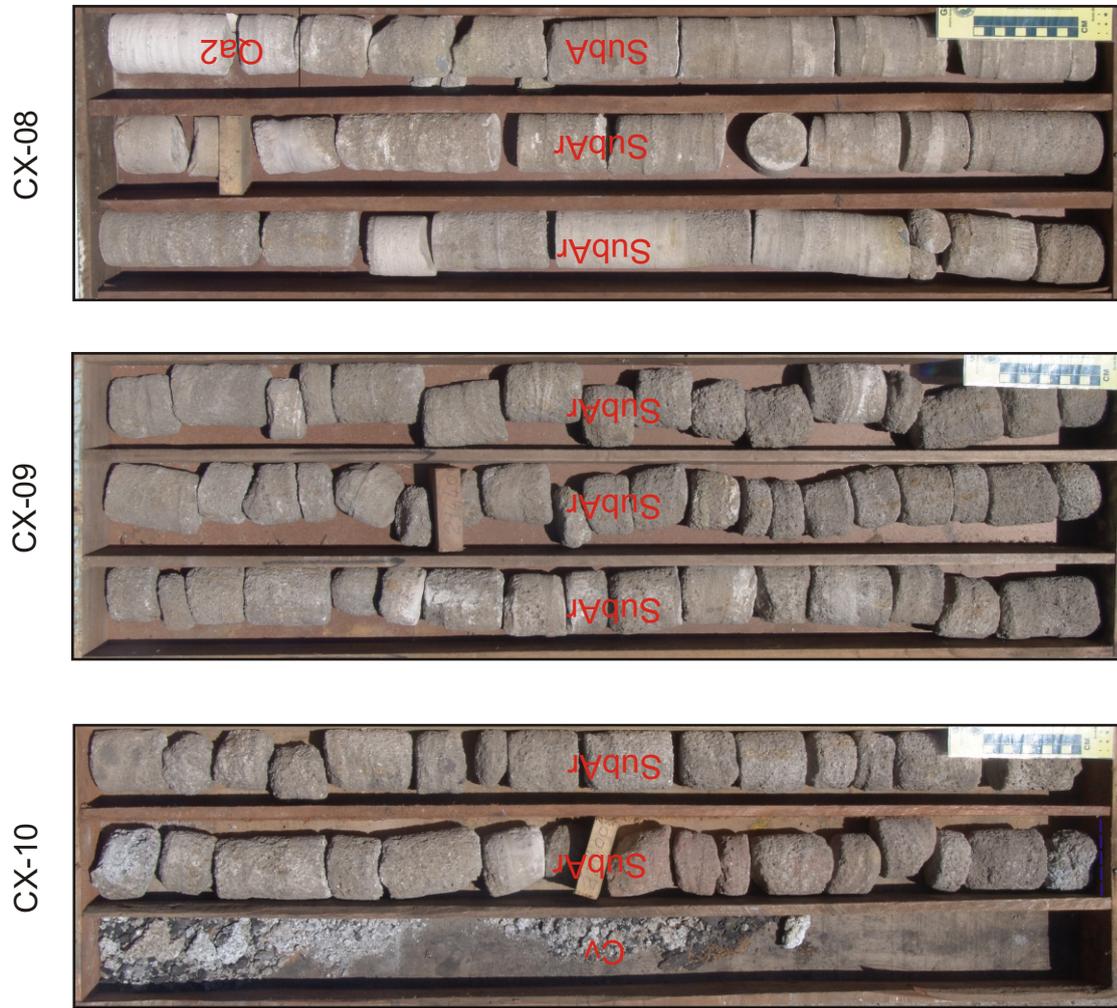
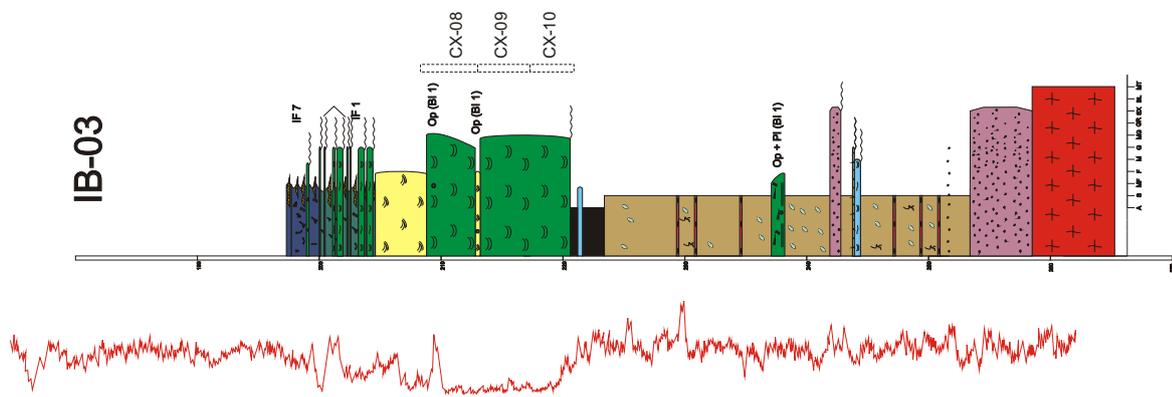


Figura 4.6 - Detalhe do poço IB-03, apresentando associação de fácies estuarinas relacionada a depósitos de barras de marés (litofácies SubAr), sobreposta por depósitos relacionados à migração de dunas subaquosas de *shoreface* superior (litofácies Qa2).

Os arenitos se intercalam com os siltitos como finas camadas contínuas ou descontínuas, apresentando acamadamentos *wavy* e *linsen*, indicando que foram gerados por ação de ondas durante a maré alta (Raaf *et al* 1977).

Na fácies de baía estuarina, a litofácies Ht é caracterizada por um domínio das litologias pelíticas sobre as arenosas e pela presença das icnofábrica IF1, composta por indivíduos pequenos e com baixo grau de bioturbação (BI 1-2), e IF2, monoespecífica para *Thalassinoides*. A IF1 corresponde uma suíte de Icnofácies *Cruziana* empobrecida (Pemberton *et al.* 1992, 2001) e é indicativa de ambientes estressantes devido à flutuação de salinidade, com domínios de águas mixohalinas (salobras). A IF2 representa momentos onde a baía estuarina sofria exposição subaérea, conferindo alguma coesão ao substrato, com a colonização caracterizada apenas por escavações com paredes abruptamente cortadas, sem revestimento e com preenchimento passivo (*Thalassinoides*). As gretas de sinerese também suportam essa interpretação, pois de acordo com Pemberton & Wightman (1992), a formação dessas estruturas indica um grande influxo de água salgada que causa a flutuação da salinidade.

Discretas camadas de arenito da litofácies Qa4 foram relacionadas com episódios de tempestades, jogando material da praia para o interior da baía (leques/deltas de *washover*).

4.2.3 Associação de fácies de praia-barreira (*nearshore*)

Ocorre no lado oceânico da bacia, vinculada a litorais dominados por ação de ondas. É composta por quatro subambientes (zonas), distribuídos em função da inclinação (mergulho) do perfil de praia, regime de ondas e correntes ao longo da costa (*longshore current*) (**Figura 4.8**) (Ingle 1966).

A zona de *backshore* corresponde à porção da praia localizada acima do nível da maré mais alta (supramaré), inundada apenas durante ressacas ou tempestades. O *foreshore* corresponde à porção da praia localizada entre o nível da maré baixa e o nível da maré alta. A separação entre o *backshore* e o *foreshore* ocorre em função de uma pequena crista (*berm*), porém, juntos, podem ser considerados como a porção superior da praia (Heward 1981, Elliot 1989).

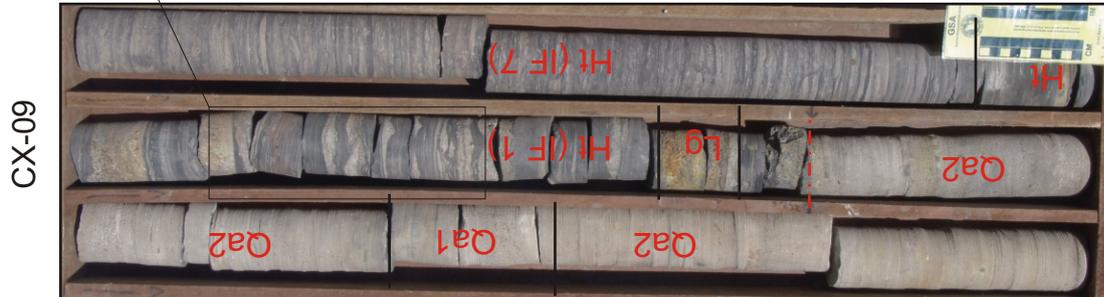
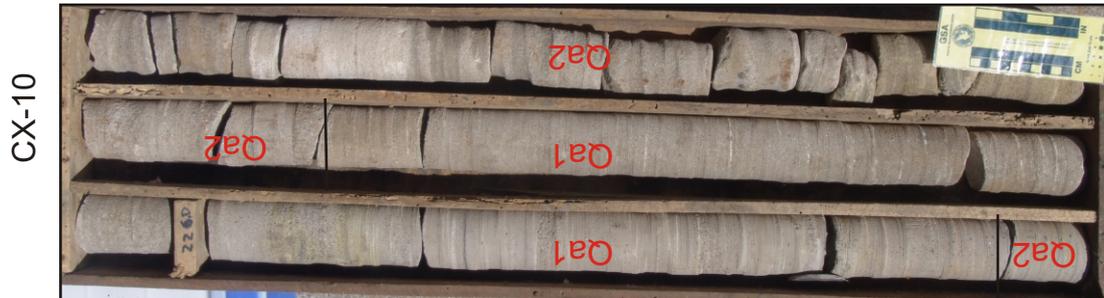
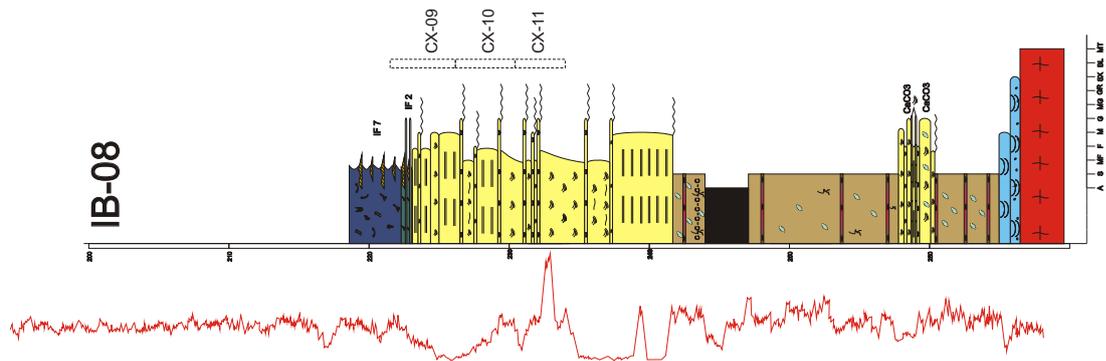


Figura 4.7 - Detalhe do poço IB-08, apresentando associação de fácies praias relacionadas a interdigitação de depósitos de *shoreface* (Qa2) com depósitos de *foreshore* (Qa1). Acima, observam-se depósitos de baía estuarina rasa (Ht / IF 1) sobrepostos por depósitos de costa a fora (Ht / IF 7).

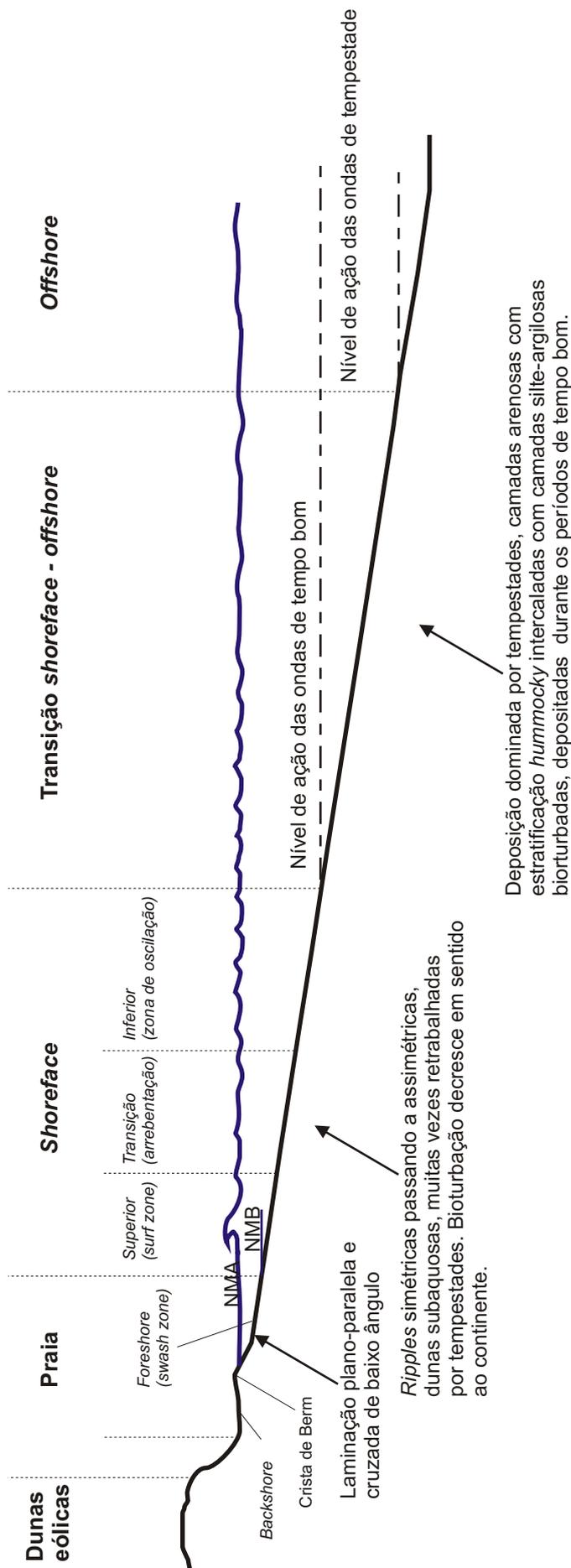


Figura 4.8 - Perfil da linha de costa dominada por ambientes marinho raso (orientação dip), espondendo os vários subambientes existentes em função do nível de maré alta (NMA), nível da maré baixa (NMB), nível de ação das ondas de tempo bom e nível de ação das ondas de tempestade (Elliot 1989, Reading & Collinson 1996).

A zona de *shoreface* se estende desde o nível da maré baixa até o nível de base de ação de ondas de bom tempo, sendo usualmente subdividida em *shoreface* superior (zona de surf) e *shoreface* inferior, separadas pela zona de arrebentação (*breaker zone*). As fácies de *shoreface* superior são predominantemente arenosas, com estratificações cruzadas uni e bidirecionais, resultado da migração da areia ao longo da costa em função da ação das ondas oceânicas. A interação onda-corrente na região do *shoreface* usualmente compõe um arranjo deposicional complexo e de muito difícil interpretação (McCubbin 1982). A zona de *shoreface* inferior apresenta arenitos finos com estratificação ou laminação cruzada bidirecional, associados a marcas onduladas simétricas e assimétricas e, eventualmente, estratificação cruzada *hummocky* (ondas de tempestade).

A zona de transição *shoreface* inferior - *offshore* (*offshore transition*) se estende desde o nível base de ação das ondas de tempo bom até o nível base de ação das ondas de tempestade. É composta por depósitos heterolíticos (intercalação de silte e areia fina), com acamadamentos *wavy* e *linsen*, caracterizando a alternância de condições de baixa a alta energia (Elliot, 1989).

Nas zonas de *foreshore* e de *shoreface* superior se estabelece a Icnofácies Skolithos, enquanto na zona de transição *shoreface* inferior ao *offshore*, a Icnofácies Cruziana, indicativa de energia hidrodinâmica moderada a baixa, é a mais comum (Netto 2001).

4.2.3.1. Fácies de *foreshore*

Composta pela litofácies quartzo-arenito 1 (Qa1), a qual é representada por arenitos quartzosos finos e médios, raramente grossos, bem selecionados, que apresentam grãos subarredondados a arredondados, laminação plano-paralela e, secundariamente, estratificação cruzada de baixo ângulo (estratificação cruzada de praia) (**Figura 4.7**). Embora não seja dominante, a litofácies Qa1 pode apresentar a icnofábrica IF5. Sua deposição ocorreu em ambientes de alta energia (regime de fluxo superior), indicando fluxos trativos laminar em regime superior (*sheet flow* - zona de *swash*) (Heward 1981, McCubbin 1982).

A fácies de *foreshore* ocorre preferencialmente no terço médio superior dos poços descritos, muitas vezes associada às litofácies quartzo-arenitos 2 e 3 (Qa2 e 3), heterolito (Ht), siltito (Slt) e siltito carbonoso (SltC). Sua maior expressão é observada nas seqüências depositadas acima da camada de carvão Iruí Superior, comumente interdigitada lateralmente com a fácies de *shoreface* e lagunares.

4.2.3.2 Fácies de *shoreface* superior

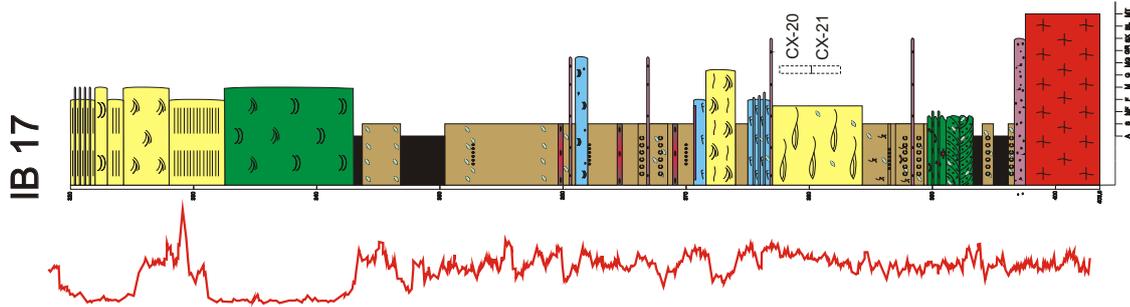
Composta pela litofácies quartzo-arenito 2 (Qa2), caracterizada por arenitos finos e médios, localmente grossos, quartzosos e bem selecionados (**Figura 4.7**). Os grãos apresentam bom arredondamento e boa esfericidade. Apresentam estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte, uni e bidirecionais, intercaladas com estratificações cruzadas de baixo ângulo. Nesta fácies é comum a ocorrência da icnofábrica IF5 (*Skolithos*). Sua deposição ocorreu em ambientes de energia alta a moderada (regime de fluxo inferior), acima do nível de ação das ondas de tempo bom. A abundância de estratificações cruzadas acanaladas sugere a migração de dunas 3D ao longo da praia em função das correntes da deriva litorânea (Raaf *et al.* 1977, McCubbin 1982). Ressalta-se ainda que a presença da Icnofácies *Skolithos* (IF5) é diagnóstica deste ambiente.

Sua ocorrência mais expressiva se dá no terço médio superior dos poços descritos, porém, são observadas delgadas intercalações desta litofácies em profundidades maiores. Encontra-se associada com as litofácies quartzo-arenitos 1 e 3 (Qa1 e 3), heterolito (Ht), siltito (Slt), siltito carbonoso (SltC) e carvão (Cv).

Na área do Iruí Central, a fácies de *Shoreface* apresenta maior expressão nas seqüências depositadas acima da camada de carvão Iruí Superior, comumente interdigitada lateralmente com a fácies de *foreshore* e também *shoreface* inferior com as associações de fácies de planície atrás da barreira, barras de maré e baía estuarina.

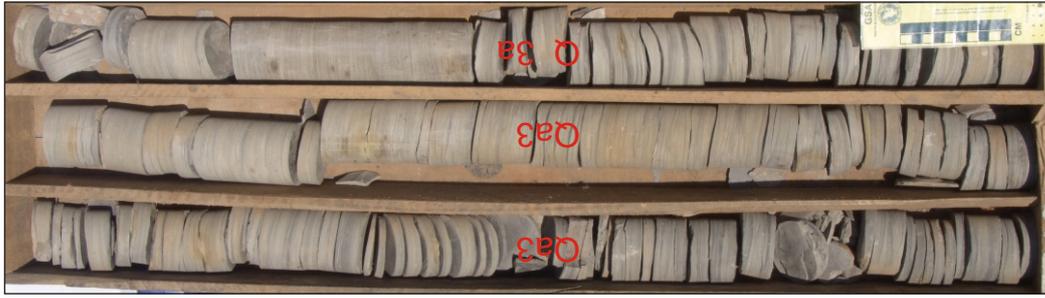
4.2.3.3 Fácies de *shoreface* inferior

Composta pela litofácies quartzo-arenito 3 (Qa3) (**Figura 4.9**). Presente nos terços médios inferiores e superiores, associados a litofácies quartzo-arenitos 1 e 2 (Qa1 e 2), subarcóseo 1 (SubAr1) e heterolito (Ht).



IB 17

CX-21



CX-20



Figura 4.9 - Detalhe do poço IB-17, destacando os arenitos muito finos com estratificação cruzada bidirecional de baixo ângulo e *hummocky* (Qa3), interpretados como depósitos de shoreface inferior.

A litofácies Qa3 é caracterizada por arenito muito fino intercalado com delgados níveis de siltito, associada com a incofábrica IF4. Apresenta laminação cruzada bidirecional (*wave ripple*) e estratificação cruzada *hummocky*. Internamente, as lâminas apresentam microgradação ascendente de arenito muito fino passando a siltito. Sua deposição ocorreu em sítios mais distais em relação ao *shoreface* superior, através de fluxos trativos turbulentos em regime inferior, com uma componente de oscilação importante decorrente da ação de ondas de tempestade (Kleinhans 2005, Van de Meene *et al.* 1996)

A presença de uma alternância de elementos das icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* (IF4) também é indicativa da variação de energia no meio, sendo a Icnofácies *Skolithos* representativa dos momentos de maior energia (durante tempestades) e a Icnofácies *Cruziana* os de menor energia (calmaria) (Netto 2001).

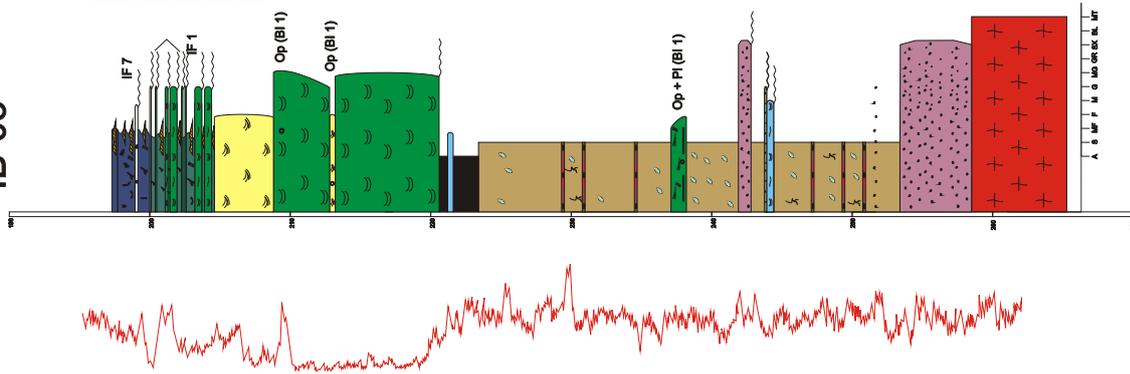
4.2.3.4. Associação de fácies de transição ao *offshore*

É composta pelas litofácies heterolito (Ht) e quartzo-arenito 4 (Qa4) (**Figura 4.10**). Ocorre na porção superior dos poços, geralmente sobrepondo fácies praias (Qa1, 2 e 3). A litofácies Ht é composta por siltitos cinza escuro a cinza esverdeado intercalados com arenitos finos, quartzosos e esbranquiçados. Os siltitos apresentam laminação plano-paralela a ondulada. As areias se intercalam com os siltitos como finas camadas lenticulares contínuas e descontínuas, apresentando acamadamentos *wavy* e *linsen*. Em sentido ao topo, aumenta a razão de pelito sobre areia e diminui a intensidade de bioturbação.

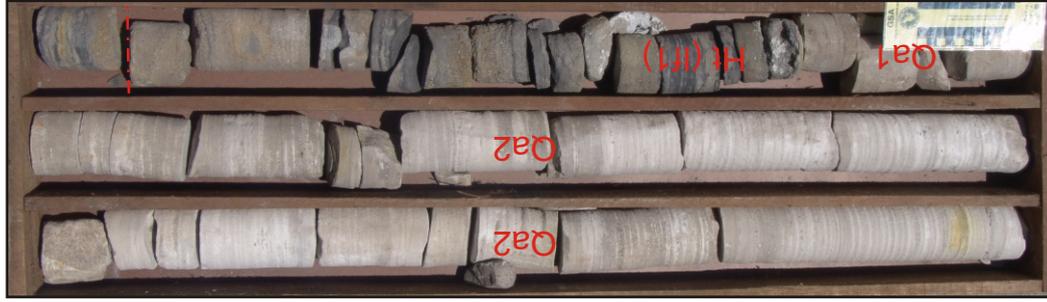
A litofácies Qa4 é caracterizada por arenito muito grosso a médio, quartzoso, com grãos angulosos a arredondados e esfericidade baixa a moderada. Ocorre de modo maciço ou com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (5-10 cm de altura) com intraclastos pelíticos e fragmentos de carvão.

Na zona de transição ao *offshore* ocorre uma marcada flutuação na energia do sistema, sendo as areias depositadas por tração devido à ação de ondas de tempestade e os finos depositados por suspensão nos momentos de bom tempo.

IB-03



CX-07



CX-06



CX-05

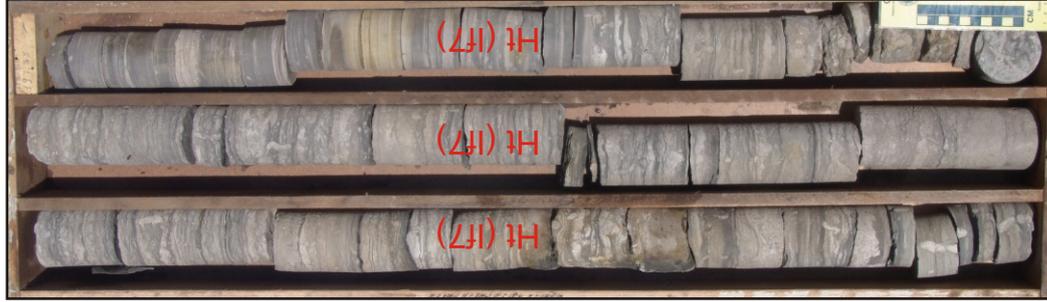


Figura 4.10 - Detalhe do poço IB-03, apresentando fácies de *shoreface* superior (litofácies Qa2) sobreposta por dedepósitos relacionados a ambientes de baía estuarina (Ht) contendo a icnofábrica IF1 (litofácies Ht) cortada por delgadas camadas arenosas (Aq4). Topo da seqüência já apresenta uma condição marinha mais equilibrada, com maior icnodiversidade (IF7) e ocorrência esporádica da litofácies Qa4.

Sua deposição ocorreu abaixo do nível de ação de ondas de tempo bom, ocasionando a decantação dos finos por suspensão. Momentos de energia moderada a alta, gerados por fluxos oscilatórios (ondas de tempestade), propiciaram a formação dos acamadamentos *wave* e *linsen* (tempitos distais; Dott & Bourgeois 1982).

A litofácies (Qa4) provavelmente também está relacionada a períodos de tempestades, que podem promover o aporte de material oriundo da praia a partir das correntes de retorno (*storm rip current*) (Johnson & Baldwin 2006).

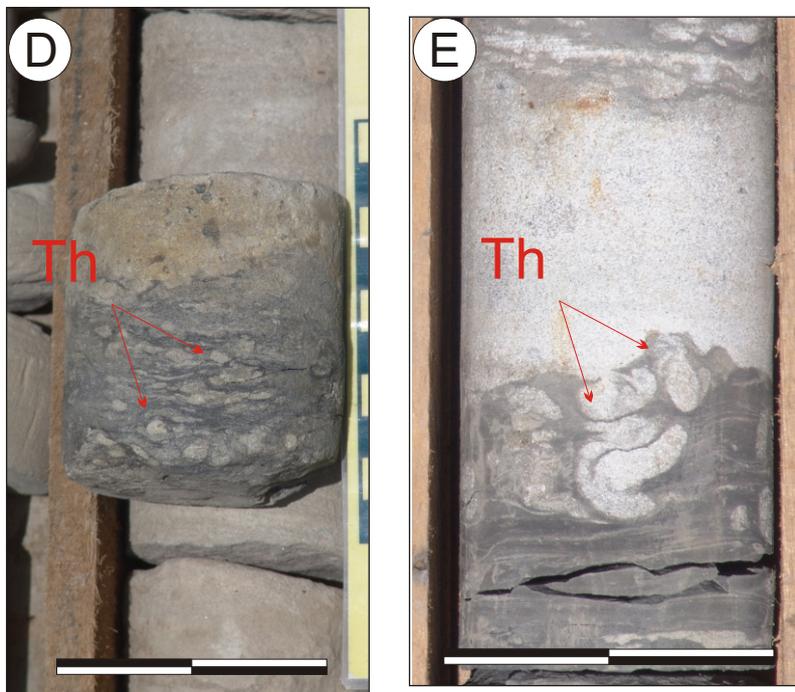
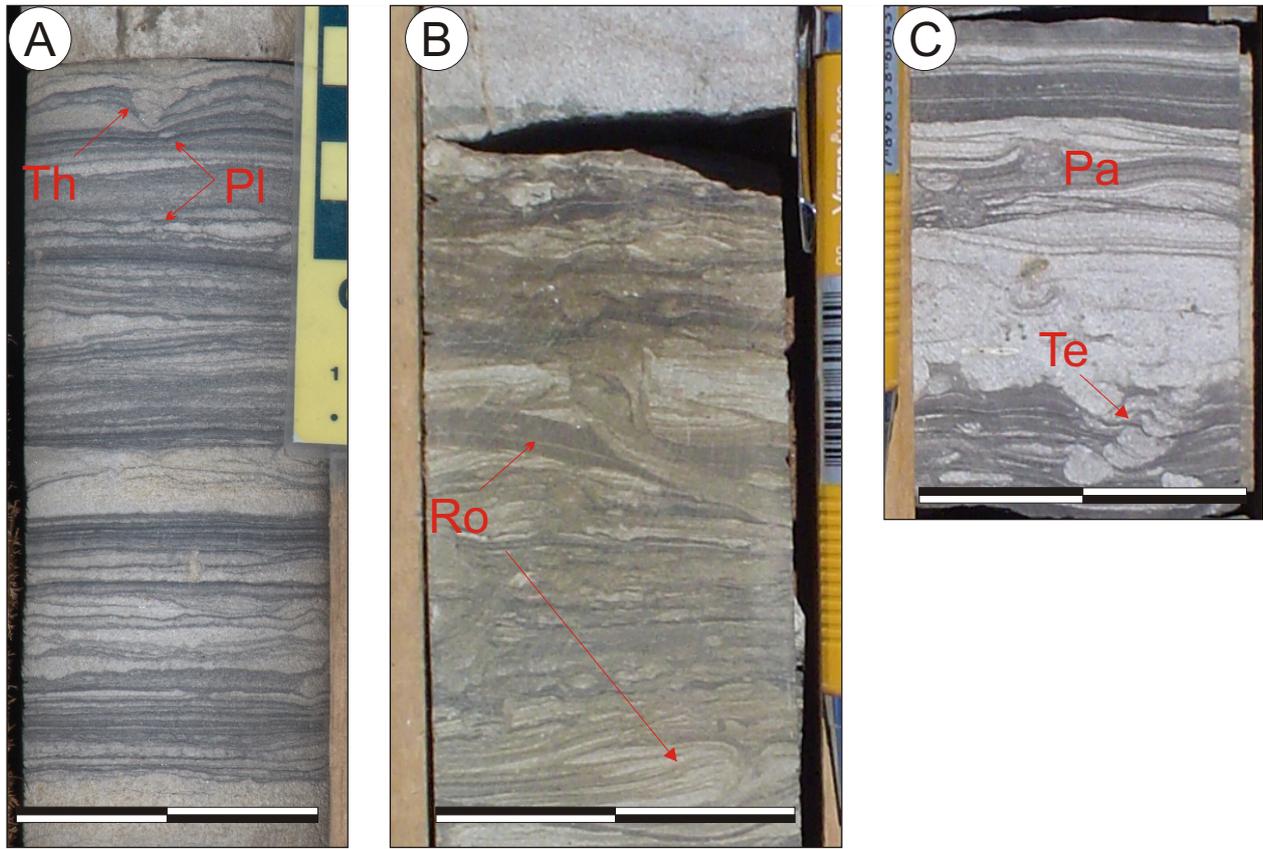
Litotologicamente, os heterolitos que compõem essa associação de fácies são semelhantes aos da baía estuarina, e sua separação se deu principalmente em função das icnofábricas descritas. A fácies de transição *shoreface* inferior-*offshore* é marcada pela icnofábrica IF7, que apresenta maior icnodiversidade, maior índice de bioturbação e indivíduos maiores, caracterizando a icnofácies Cruziana arquetípica (*sensu* Pemberton 2007). Tais características indicam um ambiente propício para o estabelecimento dessas comunidades, que sugerem não serem afetadas por flutuação de salinidade quando do momento da colonização.

4.3 ICNOFÁBRICAS

Os icnofósseis revelam algumas vantagens em relação aos fósseis corporais por serem representantes diretos de uma biocenose, uma vez que ocorrem *in situ*. Além disso, por se tratarem de estruturas físicas, também ocorrem em rochas onde não existe a conservação das partes duras dos fósseis corporais (Fernandes *et al.*, 2002).

Nas icnofábricas (IF) identificadas nos testemunhos de sondagem da região do Iruí Central, o grau de bioturbação e as litologias associadas são descritas a seguir.

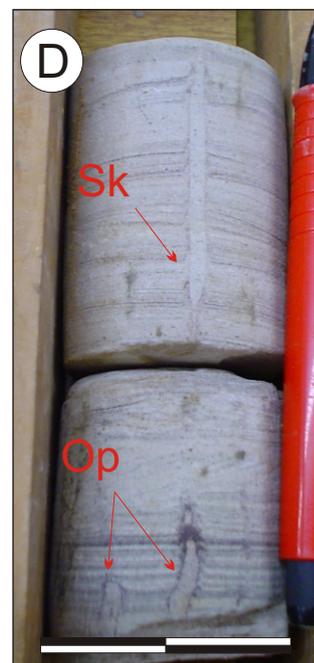
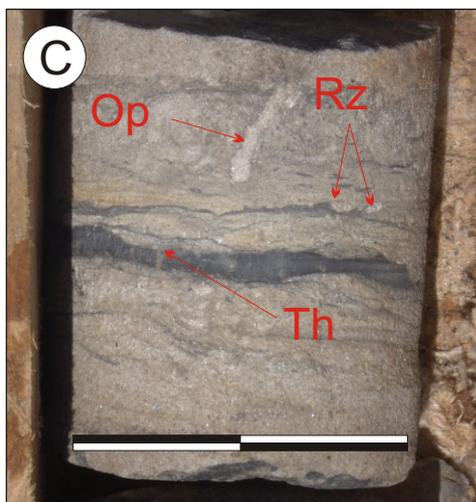
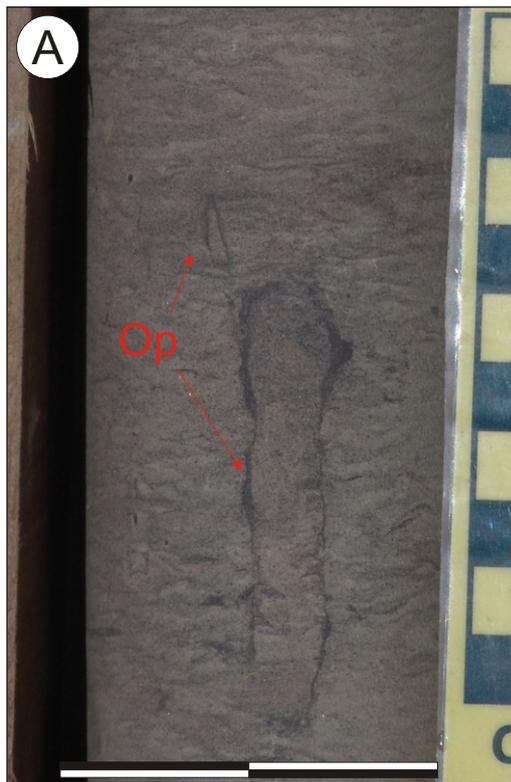
- IF1 – Composta por *Skolithos*, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Teichichnus*, *Rosselia*, *Thalassinoides* e *Chondrites* (BI 3-4), associada à fácies heterolíticas com acamadamento *wavy-linsen* (**Figura 4.11 A, B e C**).



— = 5 cm

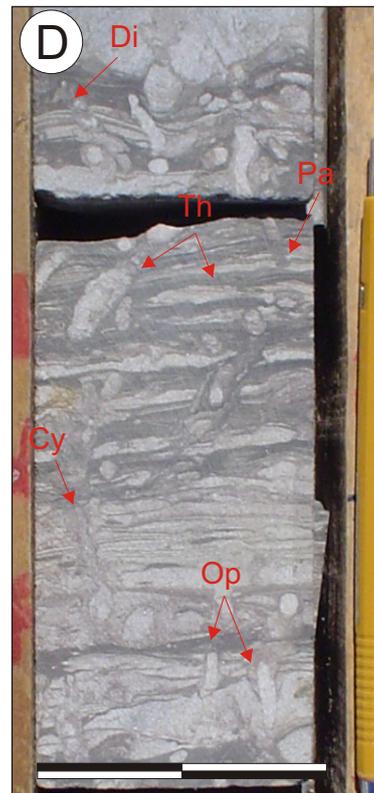
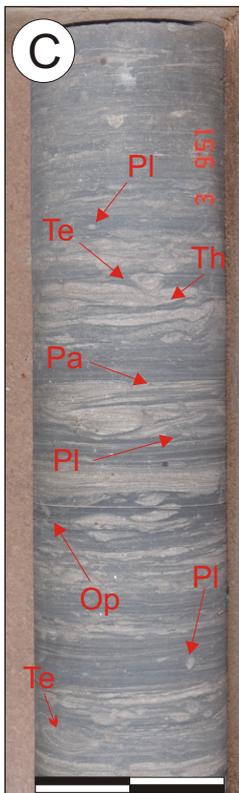
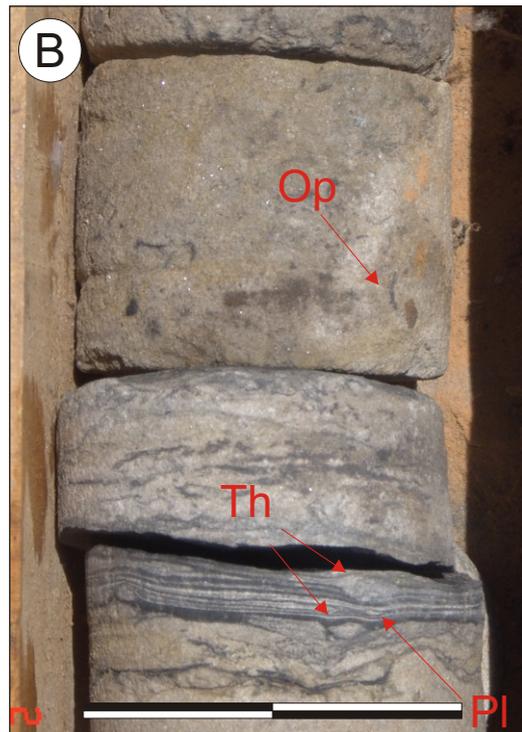
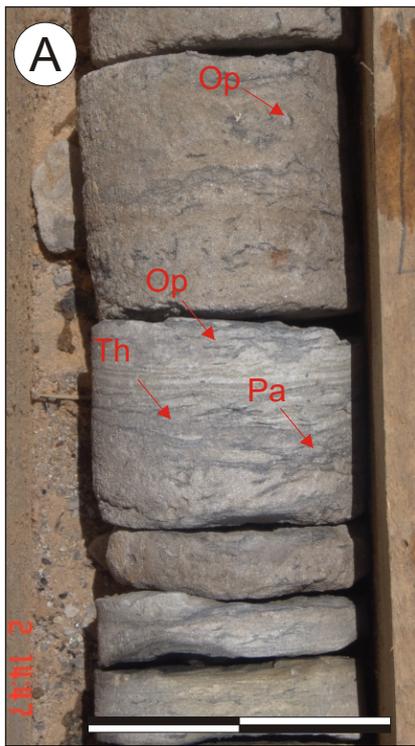
Figura 4.11 - A) Icnofábrica IF1 no poço IC-20; TH - *Thalassinoides* e Pl - *Planolites*. B e C) IF1 no poço IB-29; Ro - *Rosselia*, Pa - *Palaeophycus* e Te - *Teichichnus*. Icnofábrica IF2 indicativa da Icnofácies *Glossifungites* nos poços IB-15 (D) e IC-20 (E); Th - *Thalassinoides*.

- IF2 – Monoespecífica para *Thalassinoides*, em contexto de Icnofácies *Glossifungites*, associadas à fácies heterolíticas com acamadamento *wavy-linsen* (**Figura 4.11 D, E e F**).
- IF3 – Composta por *Planolites*, *Palaeophycus*, *Helmintopsis*, *Teichichnus* e *Thalassinoides* (BI4), associada a arenitos finos com estratificação cruzada de baixo ângulo. De modo palimpsesto, ocorrem as icnofábricas de *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Cylindrichnus* e *Rhizocorallium* (BI3). A primeira icnofábrica é caracterizada por indivíduos pequenos e achatados, com moderado índice de bioturbação (BI4). Já a segunda apresenta indivíduos maiores, menor índice de bioturbação e menor icnodiversidade. Ressalta-se que as duas apresentam baixa icnodiversidade (**Figura 4.12 A**).
- IF4 – Composta por *Ophiomorpha*, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Teichichnus*, *Thalassinoides*, *Diplocraterion*, *Rhizocorallium* e *Skolithos* (BI5), associadas a arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada de baixo ângulo e estratificação cruzada *hummocky* (**Figura 4.12 B e C**).
- IF5 – Composta por *Ophiomorpha* e *Skolithos* (BI2), associada a arenitos finos a médios, bem selecionados, que apresentam estratificação cruzada de baixo a médio ângulo, por vezes bidirecional. Ressalta-se ainda que nesses depósitos arenosos também podem ocorrer níveis oxidados (paleossolos?) e marcas de raízes, os quais correspondem a eventos posteriores à colonização (**Figura 4.12 D**).
- IF6 – Composta por *Chondrites*, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Paleophycus* e *Planolites* (BI2-3), associada à fácies de arenitos finos, mal selecionados, com estratificação cruzada bidirecional e *drapes* de lama (**Figura 4.13 A e B**).
- IF7 – Composta por *Palaeophycus*, *Planolites*, *Teichichnus*, *Thalassinoides*, *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Cylindrichnus*, *Diplocraterion*, *Lockeia* e *Bergaueria* (BI4-5), associada à fácies heterolíticas com acamadamento *wavy-linsen* (Fm. Palermo) (**Figura 4.13 C e D**).



— = 5 cm

Figura 4.12 - A) Icnofábrica IF3 no poço IB-15; Op - *Ophiomorpha* . B) Icnofábrica IF4 no poço IB-15; Pa - *Palaeophycus*, Rizo - Rizobioturbação. C) Icnofábrica IF4 no poço IC-20; Op - *Ophiomorpha*, Rz- *Rhizocoralium* e Th - *Thalassinoides*. D) Icnofábrica IF5 poço CB-48; SK - *Skolithos* e Op - *Ophiomorpha*.



— = 5 cm

Figura 4.13 - A e B) Icnofábrica IF6 no poço IB-15; Op - *Ophiomorpha*, Th - *Thalassinoides*, Pl - *Planolites* e PA - *Palaeophycus*. Icnofábrica IF7 no poço IB-08 (C) e IB-29 (D); Op - *Ophiomorpha*, Th - *Thalassinoides*, Pl - *Planolites*, PA - *Palaeophycus*, Cy - *Cylindrichnus*, Te - *Teichichnus*, Di - *Diplocrateriom*.

Nas camadas arenosas, além das icnofábricas identificadas, também é observada a presença de rizobioturbação (marca de raízes) associadas às suítes IF3 e IF5 e à fácies de *foreshore*.

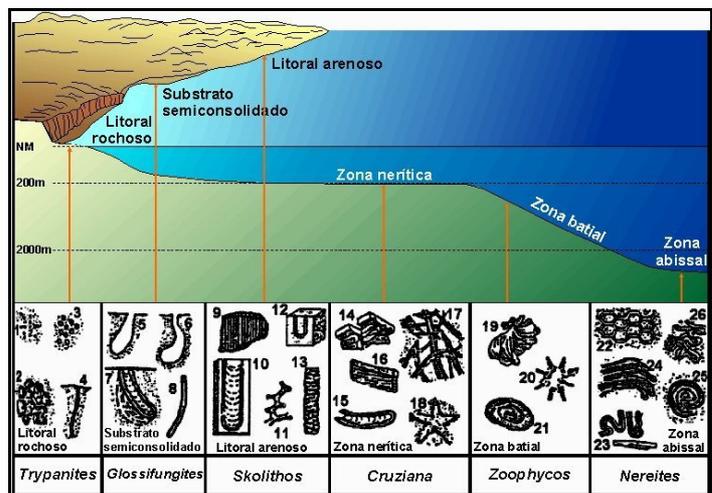
A **Tabela 4.2** apresenta as principais características individuais dos icnofósseis identificados nos testemunhos de sondagem da área de estudo. A **Figura 4.15** apresenta a distribuição espacial das icnofácies marinhas, conforme Frey & Pemberton (1985).

| TABELA 4.2 – CARACTERÍSTICAS INDIVIDUAIS DOS PRINCIPAIS ICNOFÓSSEIS IDENTIFICADOS | | | | |
|--|---|---|---|--|
| Icnogênero | Diagnose (a partir de Fernandes <i>et al.</i> 2002) | Classificação etológica | Possíveis organismos geradores | Icnofácies |
| <i>Bergaueria</i> | Escavações convexas hemisféricas ou cilíndricas onde, na base, podem ocorrer pequenas depressões centrais regulares, circundadas por uns poucos tubérculos ou saliências. Preenchimento essencialmente maciço | Estrutura de habitação ou de repouso | Organismos suspensívoros do tipo actiniários | <i>Skolithos</i> , <i>Cruziana</i> |
| <i>Chondrites</i> | Sistema de túneis regularmente ramificados apresentando um pequeno número de eixos principais que se abrem na superfície e se ramificam em profundidade formando uma rede dendrítica | Estrutura de alimentação | Organismos vermiformes quimiossymbiontes | <i>Cruziana</i> |
| <i>Cylindrichmus</i> | Escavação de forma subcônica, levemente encurvada, com seção transversal circular a oval, parede exterior composta por camadas concêntricas e orientação levemente horizontal a vertical | Escavação de habitação e alimentação | Organismos detritívoros e/ou suspensívoros. | <i>Skolithos</i> , <i>Cruziana</i> . |
| <i>Diplocraterion</i> | Escavação em forma de tubos de U apresentando <i>spreite</i> e orientada perpendicularmente a estratificação | Escavação de habitação e de equilíbrio. | Anelídeos poliquetos, artrópodes crustáceos ou outros tipos de organismos suspensívoros não determinados. | <i>Skolithos</i> , <i>Cruziana</i> . |
| <i>Helminthopsis</i> | Pistas ou escavações horizontais de preenchimento maciço, não ramificados, irregularmente meandantes ou sinuosos, sem inter cruzamentos entre si | Estrutura de pastagem | Anelídeos e hematódes. | <i>Cruziana</i> , <i>Zoophycos</i> , <i>Nereites</i> . |

TABELA 4.2 – CARACTERÍSTICAS INDIVIDUAIS DOS PRINCIPAIS ICNOFÓSSEIS IDENTIFICADOS

| Iconôgênero | Diagnose (a partir de Fernandes <i>et al.</i> 2002) | Classificação etológica | Possíveis organismos geradores | Iconofácies |
|-----------------------|---|---|---------------------------------------|--|
| <i>Planolites</i> | Escavações meandranteras de orientação horizontal a oblíqua em relação ao plano de estratificação, apresentando seção transversal circular a elíptica com preenchimento diferente da matriz | Escavação de alimentação | Anelídeos e vermiformes detritívoros | <i>Cruziana</i> |
| <i>Rhizocorallium</i> | Escavação em forma de tubo em U de orientação oblíqua ou horizontal em relação ao plano de estratificação, apresentando <i>spreite</i> tipicamente protusivo | Escavação de habitação e de alimentação | Provavelmente crustáceos | <i>Glossifungites</i> , <i>Cruziana</i> |
| <i>Rosselia</i> | Escavações verticais a inclinadas, retas a levemente encurvadas, apresentando estruturas internas cônicas concêntricas, afunilando-se acentuadamente em sentido a base | Escavação de habitação e de alimentação | Anelídeos | <i>Cruziana</i> , <i>Skolithos</i> - <i>Cruziana</i> |
| <i>Skolithos</i> | Escavações tubulares simples, cilíndricas, orientadas verticalmente em relação ao plano de estratificação, apresentando comprimento maior do que a largura | Escavação de habitação | Anelídeos poliquetas ou foronídeos | <i>Skolithos</i> |
| <i>Teichichnus</i> | Estruturas septadas horizontais ou oblíquas consistindo de uma pilha de lâminas côncavas, lembrando <i>spreiten</i> | Estrutura de alimentação | Provavelmente anelídeos e artrópodes | <i>Cruziana</i> |
| <i>Thalassinoides</i> | Escavações com ramificações em forma de Y ou em T, com arranjos horizontais, oblíquos ou verticais, e alargamentos nas junções entre certos ramos, apresentando paredes lisas | Escavação de habitação e de alimentação | Artrópodes crustáceos | <i>Glossifungites</i> , <i>Cruziana</i> |

Figura 4.14 – Distribuição das iconofácies conforme Frey & Pemberton (1985).
 Iconôgêneros: 1 *Caulostrepsis*; 2 *Entobia*; 3 perfurações de equinóides; 4 *Trypanites*; 5 *Teredolites*; 6 *Thalassinoides*; 7-8 *Gastrochaenolites*; 9 *Diplocraterion*; 10 *Skolithos*; 11-12 *Psilonichnus*; 13 *Macanopsis*; 14 *Skolithos*; 15 *Diplocraterion*; 16 *Arenicolites*; 17 *Ophiomorpha*; 18 *Phycodes*; 19 *Rhizocorallium*; 20 *Teichichnus*; 21 *Planolites*; 22 *Asteriacites*; 23 *Zoophycos*; 24 *Lorenzina*; 25 *Zoophycos*; 26 *Paleodictyon*; 27 *Taphrhelminthopsis*; 28 Helminthoidea; 29 *Cosmorhaphie*; 30 *Spirorhaphie*.



5. SEQÜÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO DO IRUÍ SUPERIOR

5.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS E SUPERFÍCIES CHAVES

A estratigrafia de seqüências consiste no reconhecimento e na correlação das mudanças de tendências deposicionais que ocorrem no registro geológico e que são controladas pela interação entre o suprimento sedimentar e variações no posicionamento do nível de base, reconhecidas por critérios sedimentológicos e relações geométricas (Embry, 2002; Embry *et al.*, 2007).

Conforme Embry (2002), os limites de seqüências estratigráficas são marcados pelas variações no padrão (*trend*) deposicional da bacia. Essas variações ocorrem em função da oscilação do nível de base, como a mudança de um padrão transgressivo (depósitos associados a ambientes mais profundos) para um padrão regressivo (depósitos associados a ambientes mais rasos). A variação do padrão deposicional, reconhecido por tipos de superfícies específicas (eg. inconformidades subaéreas que marcam a mudança de processos de sedimentação para processos de erosão; superfícies de inundação máxima como parte de mudança do padrão transgressivo para regressivo), é utilizada como limites de unidades de seqüências estratigráficas (seqüência e tratos de sistemas).

A distribuição vertical e em planta dos tratos de fácies interpretados na área de estudo ilustrou de forma bastante aproximada essas variações do *trend* deposicional, sugerindo momentos regressivos marcados por depósitos progradantes de origem costeira (sistemas de aluvião, fluvio-deltaico, planície atrás da barreira e estuarino) e momentos transgressivos marcados por depósitos de origem praial (*foreshore*, *shoreface* e transição ao *offshore*).

A sucessão sedimentar da Formação Rio Bonito e base da Formação Palermo foi analisada em termos das principais superfícies estratigráficas, levando em conta os princípios desenvolvidos pela escola da Exxon (Posamentier & Allen 1999) e dos Ciclos T-R (Embry 2002, Embry *et al.* 2007, Catuneanu 2002 e 2006).

Nas seções estratigráficas desenvolvidas foram delimitadas as principais superfícies que compõem o arcabouço estratigráfico da área de estudo (S1 a S7), as quais correspondem a:

- SU - Superfície de Inconformidade Subaérea – S1 e S4;
- Superfície Coplanar (RSME - Superfície Regressiva de Erosão Marinha + SRS - Superfície de Ravinamento da Linha de Praia) – S2, S3 e S6;
- SRS - Superfície de Ravinamento da Linha de Praia – S5 e S7;

De modo geral e levando em conta todas as ordens analisadas, essas superfícies marcam mudanças por vezes abruptas nos padrões deposicionais ao longo do tempo. Os tipos de superfícies mapeadas, suas expressões e seus posicionamentos na área de estudo são discutidos a seguir.

5.2. SEQÜÊNCIA DEPOSICIONAL IRUÍ CENTRAL

O padrão de empilhamento dos depósitos sedimentares presentes em subsuperfície na região do bloco central da Mina do Iruí apresenta, de modo geral, dois eventos bem marcados e distintos entre si. Esses registros revelam tendências regressivas e transgressivas de variações do nível de base, ligadas diretamente com a interação entre a taxa de suprimento sedimentar e a taxa de criação de espaço de acomodação.

Em termos de ordem de seqüências e considerando as hierarquias dos ciclos propostos por Vail *et al.* (1991), todo o intervalo estudado se insere como parte de uma seqüência deposicional de 2ª ordem (3-50 Ma), uma vez que o tempo de deposição do intervalo Rio Bonito é estimado em 7 Ma (Marques-Toigo, 1988). Desta forma, o sistema marginal marinho representado pela Formação Rio Bonito e porção basal da Formação Palermo, que exhibe tendência retrogradacional, pode ser relacionado, na menor ordem, a um grande trato de sistema transgressivo (*transgressive system tract*; e.g. Possamentier & Allen, 1999; Coe, 2003; Embry, 2002; Catuneanu, 2002 e 2006), onde a taxa de geração de espaço de acomodação era maior do que o aporte sedimentar.

Na área de estudo, esta seqüência deposicional de 2ª ordem foi subdividida em duas seqüências deposicionais de 3ª ordem (0,5-3 Ma), limitadas por uma superfície de inconformidade subaérea (S4) situada abaixo dos principais depósitos carbonosos (camada de carvão Iruí Superior).

A Seqüência 1, basal, corresponde ao início da sedimentação da Formação Rio Bonito. Apresenta limite inferior marcado por uma inconformidade subaérea (S1), onde depósitos costeiros (colúvios, barras fluviais e sedimentos finos pelíticos / carbonosos) sobrepõem o embasamento no quadrante nordeste e depósitos estuarinos e praias no quadrante noroeste. Tendo em vista que à época da deposição a área era caracterizada pela presença de um grande alto topográfico, a espessura do pacote sedimentar que compõe a Seqüência 1 pode ultrapassar 130 metros nas paleodepressões, e ser inferior a 30 metros quando recobre as porções mais elevadas do embasamento. Quando analisada em maior detalhe, essa seqüência pode ser subdividida em 3 seqüências de maior ordem, designadas da base para o topo, de seqüências A, B e C, que, de modo geral, apresentam padrão de empilhamento agradacional a retrogradacional.

A passagem da Seqüência 1 para a Seqüência 2 é caracterizada por uma mudança abrupta de associação de fácies, onde depósitos relacionados a trato de fácies praias e estuarinos, situados nos quadrantes oeste e norte-nordeste, e depósitos de planície atrás da barreira, no quadrante sul e leste-sudeste (Seqüência 1), são recobertos por expressivos depósitos carbonosos e litologias relacionadas, de origem lagunar pantanosa (base da Seqüência 2). Essa mudança no padrão deposicional da linha de praia, de caráter altamente regressivo, é marcada por uma superfície de inconformidade subaérea (S4).

A Seqüência 2, superior, foi subdividida em duas seqüências de maior ordem (seqüências D e E). A primeira é caracterizada na base por associação de fácies pantanosas e lacustres em praticamente toda a área, sobreposta por depósitos praias e de baía estuarina a partir de uma superfície transgressiva de ravinamento da linha de praia (S5). A Seqüência E, superior, é representada por depósitos essencialmente heterolíticos e se sobrepõe à Seqüência D a partir da superfície coplanar S6, associada a uma superfície substrato controlada, devido a presença marcante da Icnofácies *Glossifungites*. Quando analisadas em conjunto, as duas seqüências expõem um padrão de empilhamento regressivo na base passando para transgressivo no topo.

O empilhamento das duas seqüências de terceira ordem compõe a Seqüência Depositional Iruí Central, de segunda ordem.

5.2.1 SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

Foram confeccionadas cinco seções estratigráficas de modo a abranger toda a região do Bloco Central da Jazida do Iruí. As seções são apresentadas nos **Anexos 1 a 5**.

5.2.1.1. - Seção estratigráfica 1

A Seção 1 está localizada no flanco noroeste da área, seguindo uma direção aproximada de sudoeste-nordeste (*strike*), composta pelos poços IB-01, IC-10, IC-48, IB-06, IB-10, IB-15, CA-19 e CA-20 (**Anexo 1**). Em sua maior parte, contém apenas as seqüências de topo (C, D e E) posicionadas acima dos paleoaltos da região. As seqüências A e B, basais, ocorrem condicionadas as paleodepressões.

A **seqüência A** foi identificada apenas no extremo norte da seção (poço CA-20). Se assenta em discordância sobre o embasamento e depósitos glaciais do Grupo Itararé, apresentando espessura máxima de 25 m e afinando em sentido ao embasamento (sul). No topo é limitada pela superfície estratigráfica S2. É composta por sedimentação pelítica intercalada com depósitos de barras fluviais. Os depósitos pelíticos da planície atrás da barreira predominam frente à fácies fluvial, sendo que esta última apresenta camadas com espessuras de até 1,5 m sem continuidade vertical e lateral. A predominância dos sedimentos pelíticos frente aos arenosos pode estar relacionada a uma maior taxa de criação de espaço de acomodação.

A **seqüência B** sobrepõe a seqüência A a partir da superfície estratigráfica S2 e, no centro da área, seu limite inferior é marcado pelas rochas do embasamento (S1), sobre as quais se dispõe em *onlap*. As espessuras variam de 10 a 25 m.

No extremo norte, o padrão de empilhamento no poço CA-20 expõe depósitos de *shoreface* superior, na base, sobreposto por heterolitos de baía estuarina e, acima destes, camadas arenosas relacionadas a depósitos de barras de maré. Os depósitos de *shoreface* e de baía estuarina apresentam espessuras em torno de 7 m, enquanto que as fácies de barras de maré possuem cerca de 11 m de espessura. As barras de maré apresentam boa conectividade vertical, porém sem grande continuidade lateral sugerindo corpos canalizados com agradação.

Acima das porções mais elevadas do embasamento foram verificados depósitos de planície de inundação intercalados com depósitos de barras fluviais (poços CA-19 e IB-15).

Na porção mais a sul da seção, a seqüência B encontra-se condicionada a um paleovale, cujos limites são marcados pelos altos topográficos da base dos poços IB-06 (centro) e IB-01 (extremo sul). Seus depósitos foram identificados nos poços IC-48, IB-22 e IC-10, sobrepondo o embasamento a partir da superfície S1. No terço inferior (poço IB-10), ocorrem fácies de colúvios, planície de inundação, lagunar pantanosa e fluviais. O terço médio é composto por heterolitos de baía estuarina, sobrepostos por depósitos lagunar/pantanosos e de planície de inundação, com intercalações de delgadas camadas carbonosas, e depósitos de barras fluviais em sentido ao topo. Ressalta-se que por vezes os depósitos fluviais se relacionam lateralmente com níveis de paleossolos.

A **seqüência C** apresenta-se bem desenvolvida em toda seção. Seu limite inferior é marcado pela superfície estratigráfica S3 e o superior pela superfície S4. Apenas o centro da seção ainda se apóia sobre as rochas do embasamento (poço IB-06). Toda a base da seqüência apresenta depósitos praias e estuarinos. A porção norte da seção (poços CA-19 e CA-20) apresenta cordões litorâneos bem expressivos, com interdigitações de depósitos de *shoreface* inferior, *shoreface* superior e *foreshore* até o topo da seqüência (superfície S4). Nesta região, as camadas arenosas são caracterizadas por uma conectividade lateral e vertical bem desenvolvida. Na altura do poço IB-15 ocorre intercalação de barras de maré com os cordões litorâneos e na porção centro sul da seção (poços IB-10, IB-06, IC-48, IB-22, IC-10 e IB-01) fácies pelíticas são cortadas por depósitos arenosos de barras de maré. Esses depósitos arenosos de maré ocorrem como camadas com cerca de 2 m de espessura, lenticulares e sua correlação revela uma baixa conectividade lateral e vertical. Em sentido ao topo da seqüência, os depósitos de sistemas estuarinos são mais bem desenvolvidos. Como um todo, a seqüência C exhibe depósitos praias ao norte e uma interdigitação de fácies de barras de maré canalizadas (canais de maré) com fácies lagunares pantanosas ao sul. Fica demonstrado, deste modo, que as fácies influenciadas por maré desenvolveram-se na parte interna de um sistema de cordões litorâneos amalgamados, podendo ser caracterizado como um sistema barreira/laguna com influência de marés (e.g. McCubbin 1982).

A espessura máxima dos depósitos de barras de maré é de até 10 m, apresentando boa continuidade lateral e baixa conectividade vertical. Nesta fácies, além das estruturas primárias

e presença da icnofábrica IF5, também ocorrem níveis oxidados de paleossolos e rizobioturbação.

O estabelecimento da **seqüência D** é marcado por uma grande mudança no padrão deposicional, onde fácies marinhas e estuarinas do topo da seqüência C são sobrepassadas por fácies do sistema lagunar pantanoso a partir da superfície S4. Essa condição revela uma forte progradação da linha de praia, onde a superfície S4 está relacionada a um evento de regressão da linha de costa. Os depósitos de origem lagunar pantanosa ocorrem na base da seqüência, com destaque para a ocorrência de uma expressiva camada de carvão, denominada de Iruí Superior (segundo terminologia adotada pela CPRM), que apresenta grande continuidade lateral e espessura máxima de 5 m (poços IB-10, IB-06, IC-48 e IB-22). Apenas no extremo norte da seção não foram verificadas as fácies lagunares pantanosas da base da seqüência D, porém, nesta região, depósitos de *shoreface* inferior do topo da seqüência C são sobrepostos por fácies de *shoreface* superior a partir da S5. Na porção central e sul da seção, a superfície S5 limita o topo dos depósitos lagunares pantanosos, estando relacionada a uma superfície transgressiva de ravinamento da linha de praia (SRS). Vista na seção, a S5 é irregular, expondo seu caráter erosivo, e onde se assentam depósitos praias (fáceis de *shoreface* e *foreshore*) intercalados com canais de marés (depósitos estuarinos de barras de maré). Este nível estratigráfico é predominantemente arenoso, com espessuras de até 20 m, e caracterizado por uma boa conectividade lateral e vertical. No poço IB-06, quase no topo da seqüência, observa-se uma delgada camada de carvão que provavelmente associa-se a eventos de maior frequência, não detalhados no presente estudo. Associadas às fácies praias ocorre a icnofácies *Skolithos* (IF5), enquanto nas fácies estuarinas observa-se tanto a icnofácies *Skolithos* (IF5) quanto a icnofácies *Cruziana* (IF3 e IF6).

A **seqüência E** sobrepõe a seqüência D a partir da superfície S6. Diferentemente da SE2 e SE3, a SE6 é caracterizada por um comportamento altamente diácrono, apresentando erosões de até 15 m nos depósitos sotopostos (diferença entre os poços IB-01 e IB-22). Em toda a área, a S6 se comporta como uma superfície substrato-controlada, com a presença da icnofácies *Glossifungites*, composta principalmente pelo icnogênero *Thlassinoides* (**Figura 4.2. E e F**). Os depósitos que ocorrem na seqüência E são quase totalmente representados por heterolitos com acamadamentos *wavy* e *linsen*, porém, na base da seqüência e no nível onde a Icnofácies *Glossifungites* é mais representativa, observam-se delgadas camadas de arenitos grossos (litofácies Qa4) intercaladas com os heterolitos. Em sentido ao topo, esses arenitos

tendem a diminuir e a razão silito/arenito tende a aumentar. Essa passagem é marcada pela superfície estratigráfica S7.

Além da icnofácies *Glossifungites*, presente na base, a seqüência E também é caracterizada pela ocorrência das icnofábricas IF1 e IF7. Ambas representam a icnofácies *Cruziana*, porém a primeira é do tipo empobrecida (baixa icnodiversidade e baixo BI) e a segunda arquetípica (alta icnodiversidade e alto BI).

5.2.1.2 - Seção estratigráfica 2

A Seção 2 possui uma direção aproximada leste-oeste (*dip*) na porção central da área, sendo formada pelos poços CA-64, IC-48, IB-06, IB-07, IB-09 e IB-28 (**Anexo 2**). Todas as seqüências estão presentes, porém, as basais (A e B) ocorrem condicionadas aos paleovales existentes nos extremos leste e oeste, estando a porção central em posição mais elevada.

A **seqüência A** é melhor representada no extremo leste da seção (IB-28). Se assenta em discordância sobre o embasamento e no topo é limitada pela superfície estratigráfica S2, atingindo espessura máxima de 37 m. Da base para o topo, é composta por depósitos praias sobrepostos por fácies de planície de inundação e de barras fluviais. Nesta região, as fácies de barras fluviais são mais representativas do que as de planície, sendo caracterizadas por duas camadas arenosas com espessura de 12 m (base) e 8 m (topo) e boa conectividade vertical em função da espessura dos depósitos. Suas relações laterais não foram detalhadas pois o poço IB-28 situa-se no extremo leste da seção.

No extremo oeste da seção só foi verificado o topo da seqüência A, o qual apresenta apenas depósitos de sedimentos finos de planície atrás da barreira.

A **seqüência B** sobrepõe a seqüência A a partir da superfície estratigráfica S2. Nessa seção, seus depósitos também são condicionados aos paleovales, com espessuras variando entre 10 e 25 m. No extremo leste o padrão de empilhamento descrito no poço IB-28 expõe depósitos de *shoreface* superior na base, sobrepostos por depósitos lagunares pantanosos e barras de maré. Em sentido oeste (IB-09) os depósitos vão afinando e revelam fácies lagunares pantanosas intercaladas com fácies de barras fluviais e de colúvios, possivelmente em contato lateral com o embasamento. No extremo oeste, a seqüência B é menos espessa e só foi identificada no poço CA-64 e base do poço IC-48. Apresenta depósitos praias (*shoreface* superior e inferior) sobrepostos por heterolitos de baía estuarina (poço CA-64), variando lateralmente para depósitos lagunares e de barras fluviais (poço IC-48).

A **seqüência C** apresenta-se bem desenvolvida nos flancos leste (IB-09 e IB-28) e oeste (CA-64 e IC-48), sendo seu limite inferior marcado pela superfície S3. Na porção central só foram descritos os níveis superiores, que se assentam sobre os altos do embasamento (S1). O limite superior é feito com a superfície estratigráfica S4.

Tanto no flanco leste quanto no oeste a base da seqüência é caracterizada por depósitos praias (*shoreface* inferior e superior). No flanco leste os depósitos marinhos são mais expressivos no limite da seção (poço IB-28), onde as camadas arenosas apresentam cerca de 20 m de espessura, porém, sua expressão lateral diminui em sentido ao topo, quando são sobrepostos por depósitos de barras de maré e por fácies lagunares pantanosas. Na borda oeste (poço CA-64) os depósitos praias ocorrem em praticamente toda a seqüência, sendo lateralmente correlacionáveis a depósitos lagunares no terço médio e a depósitos de barras de maré no topo (poço IC-48). Na porção central da seção (poços IB-06, IB-07 e IB-08), predominam as fácies lagunares intercaladas com fácies de barras de maré. Os depósitos de barras de maré apresentam espessuras de 2 m, com baixa conectividade vertical e lateral. No topo da seqüência, a fácies de barras de maré são mais expressivas nos poços IC-48 e IB-06 se estendendo até a altura do poço IB-07. Para estes depósitos, também foram descritas as icnofábricas IF5 e IF3.

Na seção estratigráfica 2, os depósitos lagunares pantanosos da base da **seqüência D** estão preservados em toda a sua extensão. Se assentam sobre a seqüência C a partir da superfície S4, a qual marca um momento de rebaixamento do nível de base (regressão). A partir do poço IB-06 a camada de carvão Iruí Superior se estende em sentido leste para além dos limites da área, com espessura média em torno de 4 m. No limite leste, o topo dos depósitos lagunares pantanosos (IB-28) apresenta uma nova camada de carvão, a qual é interrompida pela superfície S5.

A superfície S5 limita o topo dos depósitos de lagunares pantanosos, sendo associada a uma superfície transgressiva de ravinamento da linha de praia (SRS). Diferentemente da Seção 1 (*strike*), os depósitos superiores da seqüência 2 (*dip*) expõem fácies praias intercaladas com depósitos de barras de maré do extremo oeste até a localidade do poço IB-08. No poço IB-09, depósitos heterolíticos de baía estuarina associam-se lateralmente às fácies praias do poço IB-08. No extremo leste da seção (poço IB-28) os depósitos heterolíticos se intercalam com barras de maré. Desta forma, fácies praias da porção centro-

oeste podem corresponder a sistemas de barreiras litorâneas e os depósitos de baía e barras de maré representam o sistema estuarino posicionado atrás da barreira.

A **seqüência E** sobrepõe a seqüência D a partir da superfície S6. Na Seção 2, a S6 ocorre como uma superfície suavemente ondulada, sem evidenciar grandes erosões. Entretanto, assim como na Seção 1, a S6 se comporta como uma superfície substrato-controlada, com a presença da icnofácies *Glossifungites* composta principalmente pelo icnogênero *Thlassinoides*. Os depósitos que ocorrem na seqüência E são representados principalmente por heterolitos com acamadamentos *wavy* e *linsen*. Na base da seqüência e no nível onde a icnofácies *Glossifungites* é mais representativa, observam-se delgadas camadas arenosas (litofácies Qa4) intercaladas com os heterolitos. Em sentido ao topo, acima da superfície transgressiva S7, esses pulsos arenosos tendem a diminuir e a razão silito/arenito tende a aumentar.

Tal como na seção estratigráfica 1, a seqüência E apresenta a icnofácies *Glossifungites* na base, e é também caracterizada pela ocorrência das icnofábricas IF1 (empobrecida) e IF7 (arquetípica). Ambas representam a icnofácies Cruziana, porém a primeira com baixa icnodiversidade e baixo BI e a segunda com alta icnodiversidade e alto BI.

5.2.1.3 - Seção estratigráfica 3

A Seção 3 foi confeccionada segundo uma direção aproximada noroeste-sudeste (*dip*). É composta pelos poços CA-74, IB-138, IB-06, IC-12, IB-04, IC-21, IC-36, IC-32 e IB-74 (**Anexo 3**). Nesta seção foram reconhecidas as três seqüências de topo (C, D e E) e porção superior da seqüência B. A seqüência mais basal (A) não foi reconhecida.

A **seqüência B** se assenta em discordância sobre o embasamento, com cerca de 30 m de espessura, sendo limitada, no topo, pela superfície estratigráfica S3. A correlação lateral das associações de fácies revela um predomínio de sedimentos pelíticos recortados por depósitos lenticulares relacionados a delgados canais fluviais. Os depósitos de colúvios mais importantes estão encaixados nas principais depressões (IB-04 e IC-36). Delgadas camadas carbonosas e uma camada de carvão e delgadas camadas arenosas de barras fluviais ocorrem a porção sudeste. Já na porção noroeste (CA-74) observa-se um empilhamento de camadas arenosas de barras fluviais, interrompido por uma camada de carvão no terço inferior. Os sistemas fluviais da porção sudeste possuem baixa conectividade vertical e lateral, já as

camadas arenosas do quadrante noroeste apresentam boa conectividade vertical, porém sua extensão areal não pode ser quantificada, pois situa-se na borda da área estudada.

A **seqüência C** ocorre bem desenvolvida em toda a seção, com espessura média de 35 m, tendo seu limite inferior marcado pela superfície S3 e superior pela S4. Apenas na região do poço CA-74 seu limite superior é feito pela superimposição das superfícies rstratigráficas S4 e S5. Nesta seção, na região sudeste, a porção inferior da seqüência C expõe predominantemente fácies pelíticas de sistema lagunar pantanoso e de planície de inundação, caracterizadas por abundantes marcas de raízes e níveis brechados de paelossolos, até a altura do poço IB-06. Os sedimentos finos são cortados por depósitos fluviais e de colúvios (poço IC-32). A parte superior da seqüência C, nas porções central e sudeste, é caracterizada por depósitos lagunares pantanosos, com intercalações lenticulares de barras de maré. Na porção noroeste da seção, a partir do IB-06, fácies estuarinas (baía estuarina e canais e barras de maré (IB-138)) associam-se lateralmente com depósitos praias de *shoreface* e transição *shoreface-offshore* (CA-74).

Os depósitos de canais e barras de fluviais e de canais e barras de maré apresentam espessuras que variam de 0,5 m a até 10 m, com baixas a moderadas conectividades verticais e pequena continuidade lateral.

A **seqüência D**, na seção 3, se comporta de um modo muito parecido com o descrito na Seção 2. A base da seqüência é composta por depósitos lagunares pantanosos que estão preservados em praticamente toda a seção (poços IB-138, IB-06, IC-12, IB-04, IC-21, IC-36, IC-32 e IB-74), e que contém a camada de carvão Iruí Superior.

A superfície S5 (superfície de ravinamento da linha de praia) limita o topo dos depósitos lagunares pantanosos. Assim como na seção 2, os depósitos superiores da seqüência 3 apresentam fácies praias intercaladas com depósitos de barras de maré na porção noroeste até o poço IC-21, quando passa a associar-se lateralmente a depósitos de baía estuarina e barras de maré (IC-36, IC-32 e IB-74). Assim, as fácies praias da porção centro-noroeste correspondem a sistemas de barreiras litorâneas e os depósitos de baía e barras de maré representam o sistema estuarino situado atrás da barreira.

A **seqüência E** sobrepõe a seqüência D a partir da superfície S6. Na Seção 3, ocorre como uma superfície irregular, com evidências de erosões da ordem de 10 m. Assim como nas demais seções, a S6 se comporta como uma superfície substrato-controlada (exposição subaérea), com a presença da icnofácies *Glossifungites*, composta principalmente pelo

icnogênero *Thlassinoides*. De modo geral, os depósitos que ocorrem na seqüência E são quase totalmente representados por heterolitos com acamadamentos *wavy* e *linsen*, com delgadas intercalações de arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky* (poços IB-138 e CA-74). Cabe destacar que no poço IB-138, a parte inferior da seqüência E é composta exclusivamente por fácies praias de *foreshore*, indicando a presença de uma barreira litorânea que separou a baía estuarina (a sudeste) do “mar aberto” (a noroeste) (**Anexo 3**). Em sentido ao topo da seqüência E e acima da S7, os pulsos arenosos tendem a diminuir e a razão siltito/areia tende a aumentar.

5.2.1.4 - Seção estratigráfica 4

A Seção 4 apresenta uma direção aproximada noroeste-sudeste (*dip*), praticamente paralela à seção 3, composta pelos poços CA-74, CA-65, IC-48, IC-20, IB-03, IC-04, IC-32 e IB-74 (**Anexo 4**). Assim como na seção 3, a seção 4 intercepta as três seqüências de topo (C, D e E) e a porção superior da seqüência B.

A **seqüência B** apresenta 10 a 20 m de espessura, assenta em discordância sobre o embasamento, sendo limitada, no topo, pela superfície estratigráfica S3. Na porção sudeste, a correlação lateral das associações de fácies revela o predomínio de finos relacionados a depósitos lagunares pantanosos e de planície de inundação. Delgadas camadas carbonosas de sistemas pantanosos e delgadas camadas arenosas de barras fluviais ocorrem na porção sudeste, associadas à sedimentação fina (IB-74). Já na porção noroeste (CA-74 e CA-65) observa-se um empilhamento de fácies fluviais, intercaladas com camadas de carvão no terço inferior. No poço CA-65 fácies de *foreshore* ocorrem no topo da seqüência B. Os sistemas fluviais do quadrante noroeste apresentam boa conectividade vertical, porém sem continuidade lateral.

A **seqüência C** ocorre bem desenvolvida em toda a seção, com espessura média de 35 m, sendo o seu limite inferior marcado pela superfície S3, nos bordos, e S1 na porção central. O limite superior corresponde a S4 na porção central e sudeste e S4+S5 na parte noroeste. De modo geral, a seqüência C apresenta predominantemente fácies lagunares pantanosas e de planície de inundação até a altura do poço IC-48, cortadas por depósitos de barras de fluviais no terço inferior e barras de maré no terço superior. Os sedimentos finos são caracterizados por abundantes marcas de raízes e níveis brechados de paleossolos. Delgadas camadas de carvão também ocorrem (IB-74 e IC-48). Os depósitos de barras de canais fluviais e de maré

apresentam espessuras que variam de 0,5 a 10 m, conectividade vertical baixa a moderada e pequena continuidade lateral. Como elemento importante, a porção noroeste é caracterizada por depósitos praias de *shoreface* superior intercalados com depósitos de barras de maré (CA-65), que separam os pelitos lagunares pantanosos (centro e sudeste) do “mar aberto” (fácies de transição *shoreface* inferior/*offshore*) a noroeste.

A **seqüência D** se comporta de um modo muito semelhante às seções 2 e 3 (*dip*). Os depósitos lagunares pantanosos da base da seqüência que contém a camada de carvão Iruí Superior estão preservados em praticamente toda seção (poços IC-48, IC-20, IB-03, IC-04, IC-32 e IB-74), sendo interrompidos apenas na porção noroeste (CA-74 e CA-65) pela superimposição das superfícies estratigráficas S4 mais S5.

Assim como nas seções de orientação *dip*, os depósitos superiores da seqüência 3 apresentam fácies praias intercaladas vertical e lateralmente com barras de maré na porção noroeste e central (até o poço IC-04) e se associam lateralmente com fácies de baía estuarina e barras de maré (IC-32 e IB-74) na porção sudeste da seção. Como já descrito, as fácies praias da porção centro-noroeste correspondem a sistemas de barreiras litorâneas que separam a baía estuarina a sudeste.

A **seqüência E** sobrepõe a seqüência D a partir da superfície S6. Na Seção 4, a S6 é quase plana, sem grandes evidências de erosões, e se comporta como uma superfície substrato-controlada (exposição subaérea - icnofácies *Glossifungites*). Seus depósitos são representados principalmente por heterolitos com acamadamentos *wavy* e *linsen* e com intercalações de arenitos com estratificação cruzada *hummocky* (poço CA-74). Na seção 4, assim como na seção 3, verifica-se a existência de uma barreira litorânea (fácies de *shoreface* superior do poço CA-65) que separa a baía estuarina (a sudeste) do “mar aberto” (a noroeste) (**Anexo 4**).

5.2.1.5 - Seção estratigráfica 5

A Seção 5 foi confeccionada segundo uma direção aproximada de sudoeste-nordeste (*strike*), na porção central da área, sendo formada pelos poços IB-01, IB-21, IB-02, IC-20, IB-04, IB-08, IC-45, IB-12, IB-17 e IB-29 (**Anexo 5**). Contém principalmente as seqüências de topo (C, D e E) uma vez que intercepta principalmente os depósitos sobrepostos aos paleoaltos que caracterizam a porção central da região. As seqüências A e B, basais, ocorrem condicionadas às paleodepressões do embasamento.

A **seqüência A** foi identificada apenas no extremo nordeste da seção (IB-29), com espessura de 20 m. Assenta-se em discordância sobre o embasamento e no topo é limitada pela superfície estratigráfica S2. A seqüência é composta por discretos depósitos de colúvios e barras fluviais, na base, e por sedimentos finos lagunares pantanosos e de planície de inundação, contendo uma delgada camada de carvão e, também, delgadas camadas de barras fluviais e de maré. Os depósitos lagunares pantanosos predominam frente aos demais.

A **seqüência B** assenta-se em discordância sobre o embasamento, com exceção do extremo nordeste, onde se sobrepõe a seqüência A a partir da superfície estratigráfica S2 (poço IB-29). De modo geral, expõe espessura de 23 m.

Na seqüência B, a porção centro-sudoeste contém diamictitos (colúvios) condicionados aos paleovales e que são sobrepassados por depósitos lagunares pantanosos (IB-04) e por depósitos fluviais intercalados com sedimentos de finos da planície de inundação (IB-02). Os depósitos de colúvios apresentam espessura de até 7 m, enquanto que as camadas arenosas de barras fluviais possuem espessuras que variam de 1 a 5 m, com baixa conectividade vertical e lateral. Os sedimentos finos são marcados por níveis carbonosos e níveis de paleossolos.

A porção centro-nordeste é caracterizada por depósitos fluviais mais espessos e raras barras de maré intercaladas com os pelitos lagunares pantanosos contendo duas camadas de carvão. No poço IB-17, quase no topo da seqüência B, ocorre um nível com 8 m de arenito de shoreface inferior (arenitos finos com estratificações cruzadas *hummocky*), que não apresenta continuidade lateral na seção. As camadas de barras fluviais possuem boa conectividade vertical no poço IB-29, com espessura de cerca de 12 m. Os demais depósitos arenosos de origem fluvial e estuarina apresentam camadas com espessuras variando de 2 a 4 m, com baixa conectividade lateral e vertical. Os depósitos de shoreface inferior ocorrem de modo pontual, com espessura de 7 m e, aparentemente, sem grande continuidade lateral.

A **seqüência C** ocorre bem desenvolvida em toda seção. Seu limite inferior é marcado pela superfície estratigráfica S3 e o superior pela superfície S4. Apenas no centro da seção seu limite inferior ainda é marcado pelas rochas do embasamento (IC-20 e IB-08). Toda a base da seqüência é marcada por finos depósitos de origem praial. Entretanto, nesta seção a seqüência C é caracterizada pelo amplo predomínio de sedimentos finos lagunares pantanosos frente às camadas arenosas de origem fluvial, estuarina e praial. Na metade nordeste ocorrem as fácies fluviais mais desenvolvidas da seqüência C nesta seção. Na metade sudeste, ao contrário, as fácies praias são mais proeminentes.

As camadas fluviais possuem espessuras de até 5 m, com baixa conectividade vertical e lateral. Já as fácies praias e estuarinas possuem conectividade lateral média e pequena conectividade vertical, pois ocorrem intercaladas com sedimentos finos.

A **seqüência D** apresenta espessura média de 30 m, sendo limitada na base pela S4 e no topo pela S6. A base da seqüência é marcada por depósitos lagunares pantanosos, com destaque para a ocorrência da camada de carvão Iruí Superior, presente em todos os poços que compõem a seção 5 e com espessura máxima de 5 m.

O topo dos depósitos lagunares pantanosos é interrompido pela superfície transgressiva S5 que, assim como na seção 1, é irregular e erosiva, e sobre a qual se assentam fácies praias de *shoreface* e *foreshore* intercaladas com depósitos de barras de maré. Em alguns locais, intercalados com os depósitos praias, também foram verificados heterolitos relacionados a pequenas baías estuarinas.

A parte superior da seqüência D é predominantemente arenosa, com espessura de até 30 m, e caracterizada por uma boa conectividade lateral e vertical. Associada com as fácies praias ocorre a icnofácies *Skolithos* (IF5); já nas fácies de baía estuarina observa-se a icnofácies *Cruziana* (IF1).

A **seqüência E** sobrepõe a seqüência D a partir da superfície S6. Na seção 5, a S6 ocorre de modo irregular, apresentando evidências de erosões da ordem de 8 m – relação entre a posição da base da seqüência E no poço IB-01 com a posição da base da seqüência E no poço IC-20. Assim como em todas as seções já descritas, a S6 se comporta como uma superfície substrato-controlada (Icnofácies *Glossifungites*).

Também nesta seção, a seqüência E é quase totalmente representada por heterolitos com acamadamentos *wavy* e *linsen*, sendo que abaixo da superfície transgressiva S7 os heterolitos com icnofábrica IF1 são caracterizados por uma razão arenito/pelito maior do que os heterolitos com icnofábrica IF7 que ocorrem acima da S7.

5.4. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

O intervalo que compreende as formações Rio Bonito e Palermo na região do Iruí Central apresenta uma complexa arquitetura faciológica e estratigráfica, fruto da evolução de um sistema marginal marinho dominado pela ação de ondas (*strandplain*) e por processos costeiros associados a planícies atrás de barreira (lagunas, pântanos, turfeiras, planície de inundação e planície de maré), colúvios, sistemas fluviais e estuarinos, desenvolvidos na parte interna em relação aos cordões litorâneos.

As seções e os mapas de distribuição de associações de fácies indicam que o sistema litorâneo costeiro do tempo da Fm Rio Bonito e base da Fm Palermo, aqui denominado de Seqüência Depositional Iruí Central, corresponde a uma seqüência de segunda ordem (de acordo com a idade proposta por Marques-Toigo, 1988). Esta seqüência constitui, como um todo, um grande evento transgressivo, marcado pelo progressivo deslocamento da linha de praia para posições sempre mais altas, em *onlap* com relação ao embasamento (sul) e pela conseqüente migração das fácies praias para sul, propiciando, devido a alta taxa de acomodação, o desenvolvimento de grandes corpos lagunares pantanosos sempre ancorados no embasamento.

Na quarta ordem, a Seqüência Depositional Iruí Central foi construída através de pulsos transgressivos seguidos de pulsos regressivos. De modo geral, as seqüências e os ciclos de maior freqüência que compõem o arcabouço estratigráfico da região demonstram que, em um primeiro momento, a linha de praia se deslocava em sentido ao continente e, posteriormente, se deslocava em sentido à bacia. Ou seja, cada evento de elevação do nível de base, que criava espaço de acomodação e tendência deposicional retrogradante, era seguido por uma fase onde a taxa de suprimento sedimentar ultrapassava a taxa de geração de espaço de acomodação, havendo então regressão da linha de praia.

O modelo geral para as seqüências basais (seqüência A, B e C) sugere deslocamentos transgressivos da linha de praia que estabelecem uma relação de *onlap* com o embasamento. Essa relação de *onlap* é verificada desde o preenchimento inicial dos paleovales até o recobrimento das porções mais elevadas do embasamento.

Após o total recobrimento do embasamento, ocorrido na porção mediana da Seqüência C, a linha de praia se dispõe segundo uma direção NE-SW, estando a bacia situada no quadrante N-NW e o continente no quadrante S-SE.

Quando analisada na quarta ordem, a **seqüência A** representa o início da sedimentação na área, com o estabelecimento de fácies praias na principal paleodepressão, que se localiza no extremo leste (poço IB-28 – **Anexo 3**) (**Figura 5.1**), evoluindo para um sistema representado por depósitos lagunares pantanosos e de planície de inundação cortada por canais fluviais que ocupam o quadrante nordeste da área (poços IB-28 e IB-29) (**Figura 5.2**). O restante da área era composto apenas por rochas do embasamento (paleoaltos). A seqüência A, no topo, é limitada pela superfície S2, interpretada como uma superfície coplanar (superfície regressiva sobreposta por superfície transgressiva). A tendência progradacional destes depósitos permite relacionar a parte inferior (praia e barras fluviais) da seqüência A com um trato de sistema de nível baixo tardio (*sensu* Posamentier & Allen, 1999) seguido pelo trato de sistema transgressivo (lagunas e pântanos costeiros) ou ao trato transgressivo *sensu* Ciclos T-R (Embry 2002, Catuneanu 2002, 2006), onde a taxa de criação de espaço de acomodação ultrapassava o *imput* sedimentar.

A distribuição em planta das associações de fácies que compõe a **Seqüência B**, a partir de um corte na base da seqüência, demonstra um novo pulso transgressivo, com o estabelecimento de depósitos pelíticos lagunares pantanosos ocupando a região mais rebaixada nos quadrantes noroeste (poços CA-64, CA-65 e IB-177) e nordeste (poços IB-63, IB-28, CA-76, IB-29 e IB-30) (**Figura 5.3**). O embasamento ainda se comportava como um grande alto ocupando toda a porção sul e grande parte da região central. Com a evolução da sedimentação, a região elevada do embasamento começa a ser sobreposta por *onlap* dos depósitos pelíticos no quadrante leste e dos depósitos praias no quadrante noroeste (**Figura 5.4**).

A visualização das **figuras 5.3 e 5.4**, assim como das demais até a **Figura 5.7** (topo da seqüência C), mostra a existência de um alto do embasamento no quadrante noroeste, cujas implicações paleogeográficas não puderam ser mais detalhadas por falta de informação a norte e oeste (falta de poços nessas regiões). Porém, sugere que a paleogeografia da jazida do Iruí Central pode ser bastante mais complexa que a aqui delineada.

O topo da seqüência B é marcado pela superfície S3, a qual também evidencia um comportamento coplanar. O padrão de empilhamento retrogradacional dos depósitos associa a Seqüência B com o trato de sistema transgressivo, onde a taxa de criação de espaço de acomodação superou a do aporte sedimentar.

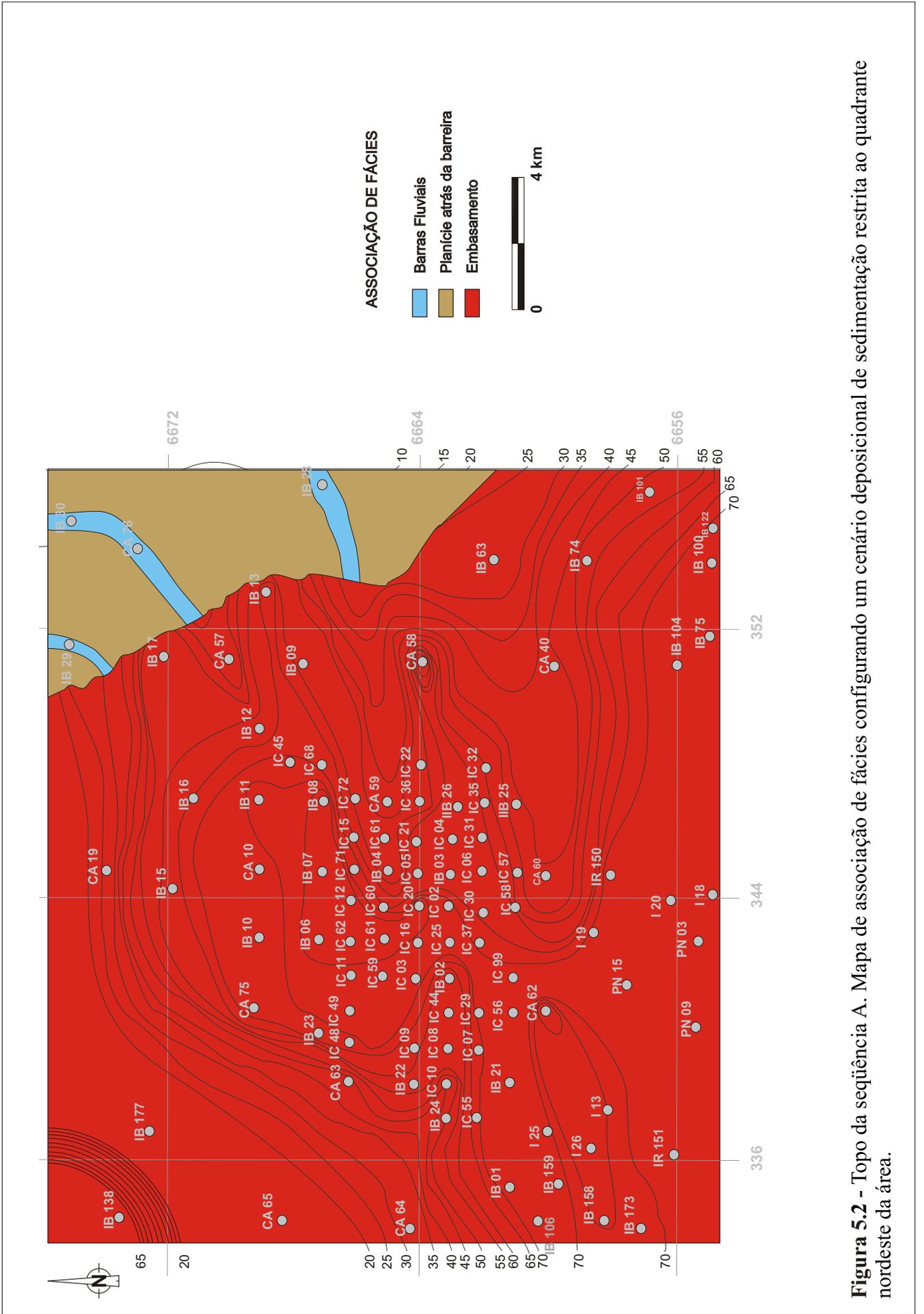


Figura 5.2 - Topo da seqüência A. Mapa de associação de fácies configurando um cenário deposicional de sedimentação restrita ao quadrante nordeste da área.

A base da **Seqüência C** é caracterizada por um novo pulso transgressivo, com o estabelecimento de depósitos praias ocupando praticamente todo o quadrante norte. Neste tempo, os depósitos lagunares ocorriam apenas na porção sudeste da área. No centro da área e em toda a porção sul ainda afloravam as rochas do embasamento (**Figura 5.5**). O recobrimento do embasamento deu-se na parte média da seqüência C, porém, sem um significativo deslocamento da linha de praia (agradiação) (**Figura 5.6 e Figura 5.7**). A partir de então a linha de praia apresenta uma direção bem estabelecida segundo a orientação NE-SW, compatível com os dados paleogeográficos que indicam que a ingressão nesta região do Estado deu-se de NW para SE (Lopes & Lavina 1991). A distribuição em planta das fácies de barras fluviais e de maré cortando depósitos pelíticos indica uma intrincada arquitetura deposicional, pois a planície atrás da barreira comportava-se, num primeiro momento, logo após um evento de geração de espaço de acomodação, como uma laguna mais ou menos aberta (**Figura 5.8 A**). Em seguida, em uma fase de nível de base estável, arroios e pequenos rios rapidamente a assoreavam. Além disso, em um contexto de mesomarés a fase final de colmatagem do espaço poderia estar relacionada apenas com a atuação da maré (canais e planícies) (**Figura 5.8 B**). A **Figura 5.8 C** constitui-se em uma tentativa de visualização das várias possibilidades de arranjo entre elementos morfológicos aparentemente conflitantes. Após a geração de espaço de acomodação em uma costa dominada pela dinâmica das ondas oceânicas (*swell*), a deriva litorânea constrói rapidamente um cordão litorâneo que, dependendo da morfologia da costa, pode encapsular reentrâncias do litoral (baías e enseadas). Em períodos de estabilidade relativa do nível de base e de grande aporte sedimentar da área, a deriva litorânea constrói, pela amalgamação de cordões de praia, complexas planícies (*stran plain*) (**Figura 5.8 C**). Em litorais com mesomarés, a região atrás da barreira (laguna aberta) sofre ação de correntes de maré enchente, gerando barras arenosas e planícies pelíticas, mesmo em locais onde a alimentação fluvial é inexistente ou sem importância volumétrica. Conforme o cordão litorâneo se desenvolve, a laguna vai progressivamente sendo colmatada, até o total preenchimento do espaço de acomodação (**Figura 5.8 B-C**). Esta interpretação se aplica a situações em que uma barreira separa um corpo de águas calmas do mar aberto (**Figuras 5.2 a 5.7**)

De acordo com o descrito acima, o intervalo que vai da base da Seqüência C até o nível que recobre as porções elevadas do embasamento pode ser correlacionado com o trato de sistema transgressivo, onde o espaço de acomodação supera a taxa de suprimento sedimentar.

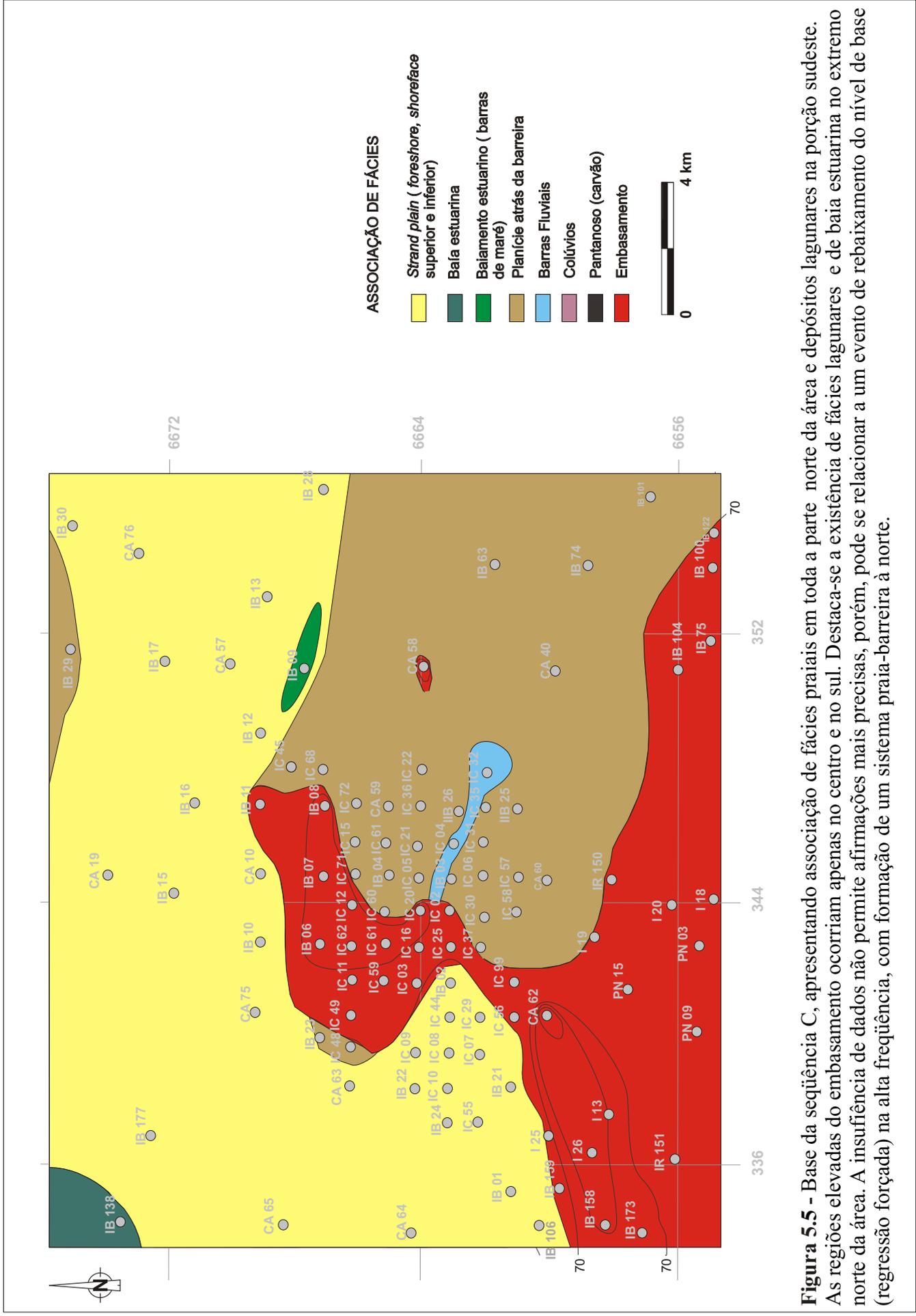
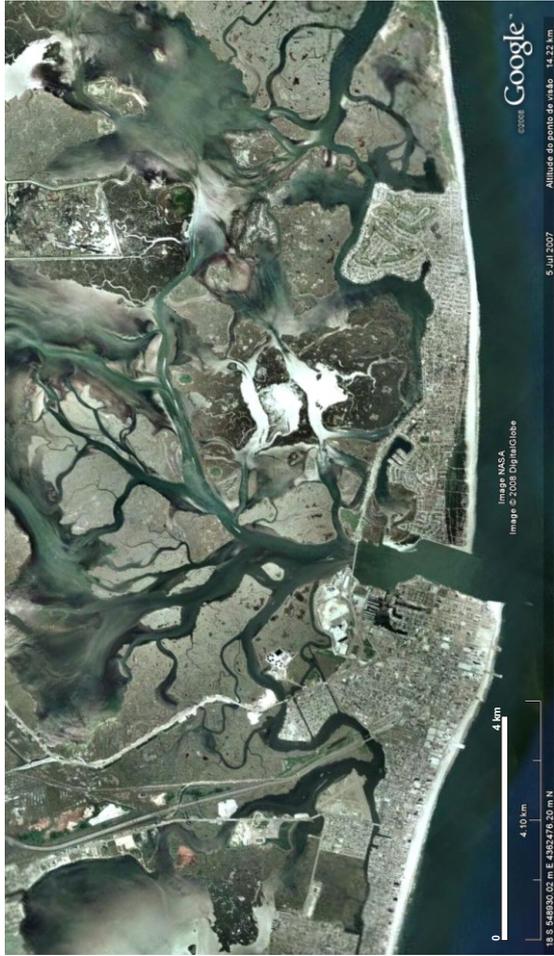


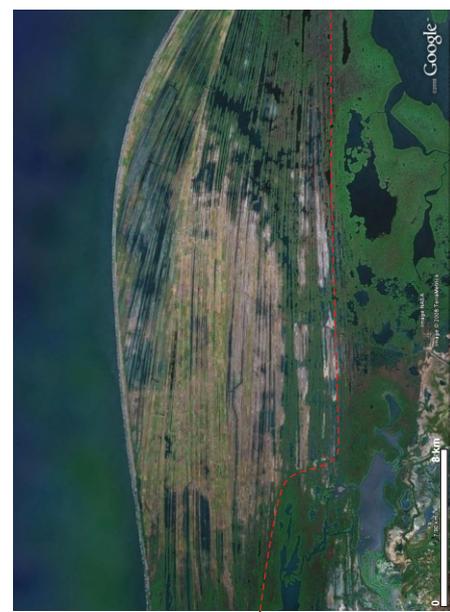
Figura 5.5 - Base da seqüência C, apresentando associação de fácies praias em toda a parte norte da área e depósitos lagunares na porção sudeste. As regiões elevadas do embasamento ocorriam apenas no centro e no sul. Destaca-se a existência de fácies lagunares e de baía estuarina no extremo norte da área. A insuficiência de dados não permite afirmações mais precisas, porém, pode-se relacionar a um evento de rebaixamento do nível de base (regressão forçada) na alta freqüência, com formação de um sistema praia-barreira à norte.



A)



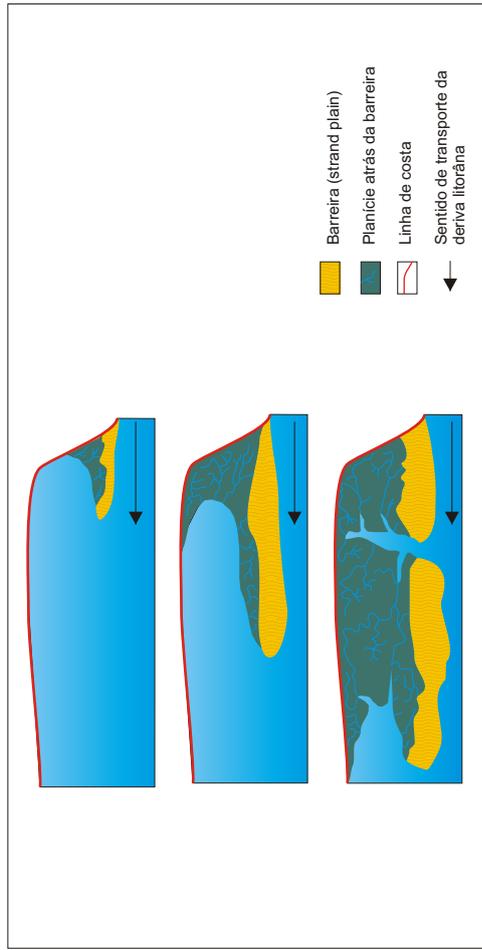
B)



C)

Barreira
(strand plain)

Planície atrás da
barreira



D)

Figura 5.8 - Construção da linha de costa formada por um sistema laguna-barreira. A - fase da laguna semi-aberta, apresentando um corpo com lâmina d'água rasa e calma; B - fase de assoreamento da laguna, a partir de arroios e canais de maré; C - momento onde o sistema lagunar-estuarino é barrado pela construção do *strand plain*; D - esquema simplificado demonstrando a evolução do sistema laguna-barreira, onde o desenvolvimento *strand plain* ocorre no sentido das correntes da deriva litorânea.

Já os depósitos mais de topo relacionam-se com a transição para o trato de sistema de nível de base alto, ocorrendo um equilíbrio entre a taxa de suprimento sedimentar e a taxa de criação de espaço de acomodação. A seqüência C é interrompida, no topo, pela superfície S4 na porção centro sul e pela superfície S5 nos extremos norte, oeste e leste da região estudada (seções estratigráficas 1 e 3). A superfície estratigráfica S4 representa um ponto de ruptura na arquitetura de fácies da área, apresentando uma relação de contato plano onde os depósitos praias e de planície atrás da barreira da Seqüência C são recobertos e sobre a qual assenta-se a camada de carvão Iruí Superior e a sedimentação pelítica relacionada (base da seqüência D; **Figura 5.9**). A superfície S4 pode ser explicada como representando um deslocamento abrupto da linha de praia em sentido ao oceano (superfície de icnoformidade subaérea). Imediatamente acima do intervalo pelítico carbonoso que contém a camada de carvão Iruí Superior, ocorre a superfície estratigráfica 5 (S5), sobre a qual se instalam depósitos praias e estuarinos (barras de maré e baía estuarina). Esta superfície corresponde, portanto, à superfície transgressiva de ravinamento da linha de praia (SRS). Nos extremos norte (poço CA-19) e noroeste (poços CA-65 e CA-74), a S5 se torna coplanar com a S4. Deste modo, estando posicionado imediatamente acima da S4 e sendo truncado pela S5, o intervalo que contém a camada de carvão Iruí Superior deve corresponder, necessariamente, a um episódio agradacional relacionado ao desenvolvimento do trato transgressivo (segundo Catuneanu 2002, 2006).

A distribuição em planta das associações de fácies da parte superior da seqüência D revela a presença de depósitos praias na porção noroeste, constituindo um sistema de praia-barreira, e depósitos heterolíticos de baía estuarina no quadrante sudeste, com a linha de praia orientada a direção NE-SW. Depósitos de barras de maré também ocorrem intercalados lateralmente com as fácies praias e de baía estuarina, dispostos, aparentemente, de modo paralelo à linha de praia (**Figura 5.10**). Neste intervalo, a associação de fácies praias é representada por depósitos de *foreshore*, *shoreface* superior e inferior, com presença da Icnofácies *Skolithos* (IF5). A fácies de baía estuarina é composta por heterolitos com acamadamentos *wavy* e *linsen* e presença da Icnofácies Cruziana (IF1). Os depósitos de barras e canais de maré encontram-se associados principalmente às fácies praias. Seu posicionamento paralelo à paleolinha de praia evidencia a magnitude da corrente ao longo da costa, sendo esta capaz de modelar a linha de praia de acordo com a principal direção de transporte de sedimentos (NE-SW). Neste modelo de alta energia de ondas, mesmo em um

ambiente de mesomaré, somente as regiões internas aos cordões litorâneos eram retrabalhadas pelas correntes de maré, produzindo sistemas de barras e canais dispostos de modo paralelo à linha de praia, na forma de baiamentos. Esses sistemas de canais e barras de maré podem conter tanto a Icnofácies *Skolithos* (IF5) quanto a Icnofácies *Cruziana* (IF3 e IF6).

Uma análise dos sistemas litorâneos que ocorrem hoje em várias regiões fornece indícios para a existência de depósitos de barras de maré associadas com depósitos praias sem a necessidade da presença de drenagem fluvial associada. Como exemplo são citadas regiões da costa noroeste da Ilha de Madagascar e da costa leste dos EUA (**Figura 5.11**). Nestes sistemas inexistente *input* fluvial local e todo o sedimento é transportado pela deriva litorânea, gerando um litoral composto por intercalações de cordões litorâneos e baiamentos “estuarinos” dispostos paralelamente à linha de praia e distribuídos segundo o fluxo preferencial da deriva litorânea. Neste contexto, a amplitude da maré enchente é capaz de gerar fortes correntes que produzem sistemas de barras e canais nas regiões internas aos cordões litorâneos, motivo pelo qual fácies praias e fácies estuarinas se associam lateralmente no desenvolvimento da planície costeira, acompanhando a construção da barreira (**Figura 5.11 C**).

A análise de detalhe dos cordões litorâneos amalgamados do topo da seqüência D permitiu identificar três ciclos de alta freqüência (**Figuras 5.12 e 5.13**).

O modelo apresentado na **Figura 5.13** expõe a relação entre as feições progradacionais do sistema praias (*strandplain*) e o sentido de migração dos baiamentos. Neste cenário, o *input* fluvial (localizado em outra região) é retrabalhado pelas ondas e direcionado pela deriva litorânea, que deposita o material ao longo da costa sem o desenvolvimento de sistemas deltaicos ou sistemas estuarinos clássicos descritos na literatura (e.g. Van Wagoner *et al.* 1990, Dalrymple *et al.* 1992). O modelo também retrata de modo ilustrativo a relação das assinaturas icnológicas com os depósitos, com o desenvolvimento da Icnofácies *Skolithos* (icnogêneros *Skolithos* e *Ophiomorpha* – IF5) na região do *shoreface* e barras de maré ativas e instalação de uma suíte substrato-controlada do tipo *Glossifungites* (*Thalassinoides* – IF2) nos depósitos já estabelecidos.

A **Seqüência E**, de topo, se desenvolve a partir da superfície coplanar S6 (superfície regressiva sobreposta por superfície transgressiva), que se comporta como uma superfície substrato-controlada (Suíte de *Glossifungites* – IF2) em praticamente toda a área do bloco central da jazida do Iruí. A base da seqüência é caracterizada pelo estabelecimento de um

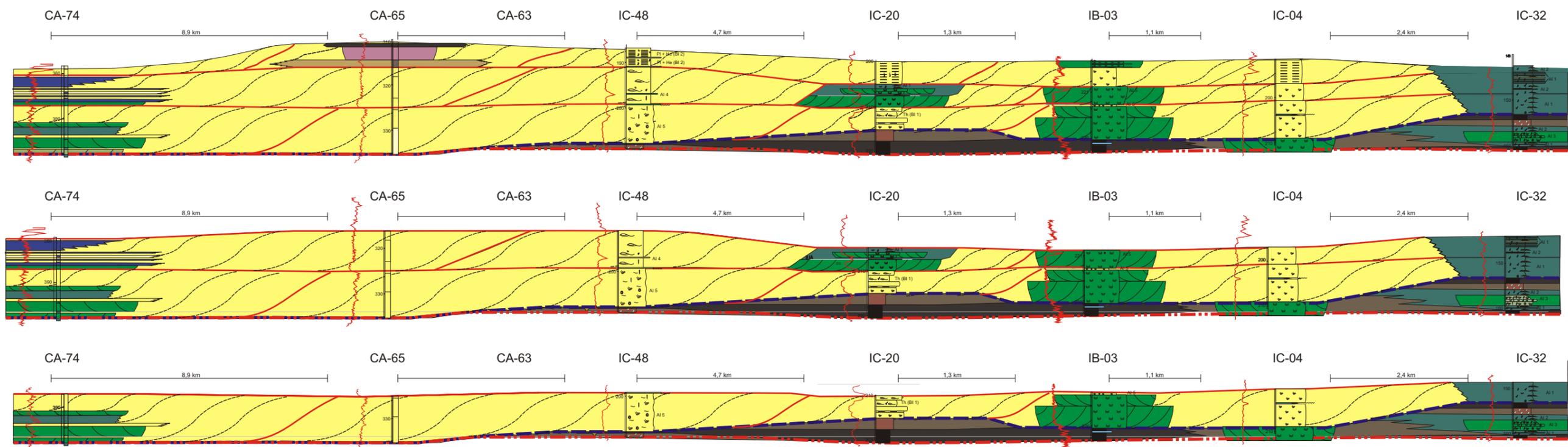


Figura 5.11 - Baiamentos estuarinos. A) costa noroeste da ilha de Madacascar mostrando a intercalação de cristas de praia (branca nas fotos) com barras e canais de maré. Ressalta-se que o canal ativo atual é interno e paralelo ao cordão litorâneo. B) detalhe das barras “estuarinas”, em tudo semelhante a barras fluviais.

C)



Figura 5.11 (continuação) - C) enseada de Barnstable, baía de Cape Cod, Massachusetts. A construção do cordão litorâneo nos últimos 3000 anos permitiu o desenvolvimento de um baiamento no lado interno, sujeito a ação das correntes de maré. Planícies de maré lamosa e arenosa ocorrem no topo das barras, parte mais distal em relação ao inlet. Destaca-se que toda a areia das barras provém da deriva litorânea e é conduzida para o interior do baiamento pela corrente de maré enchente (Oldate 1992, Wood *et al.* 1999).



LEGENDA

- | | | | |
|--|----------------------------|--|---|
| Transição ao <i>offshore</i> | Planície atrás da barreira | Representação da progradação do <i>strand plain</i> | Superfície de regressão dentro do padrão de fácies (WNRS) |
| <i>Strand plain</i> (foreshore, shoreface superior e inferior) | Barras Fluviais | Estratificação cruzada acanalada (depósitos de barras de maré) | Superfície de ravinamento da linha de praia (SRS) |
| Baía estuarina | Pantanoso (carvão) | Limite lateral de fácies | Superfície de inconformidade subaérea (SU) |
| Baiamento estuarino (barras de maré) | | | |

Figura 5.12 - Decomposi

fácies (WNRS).

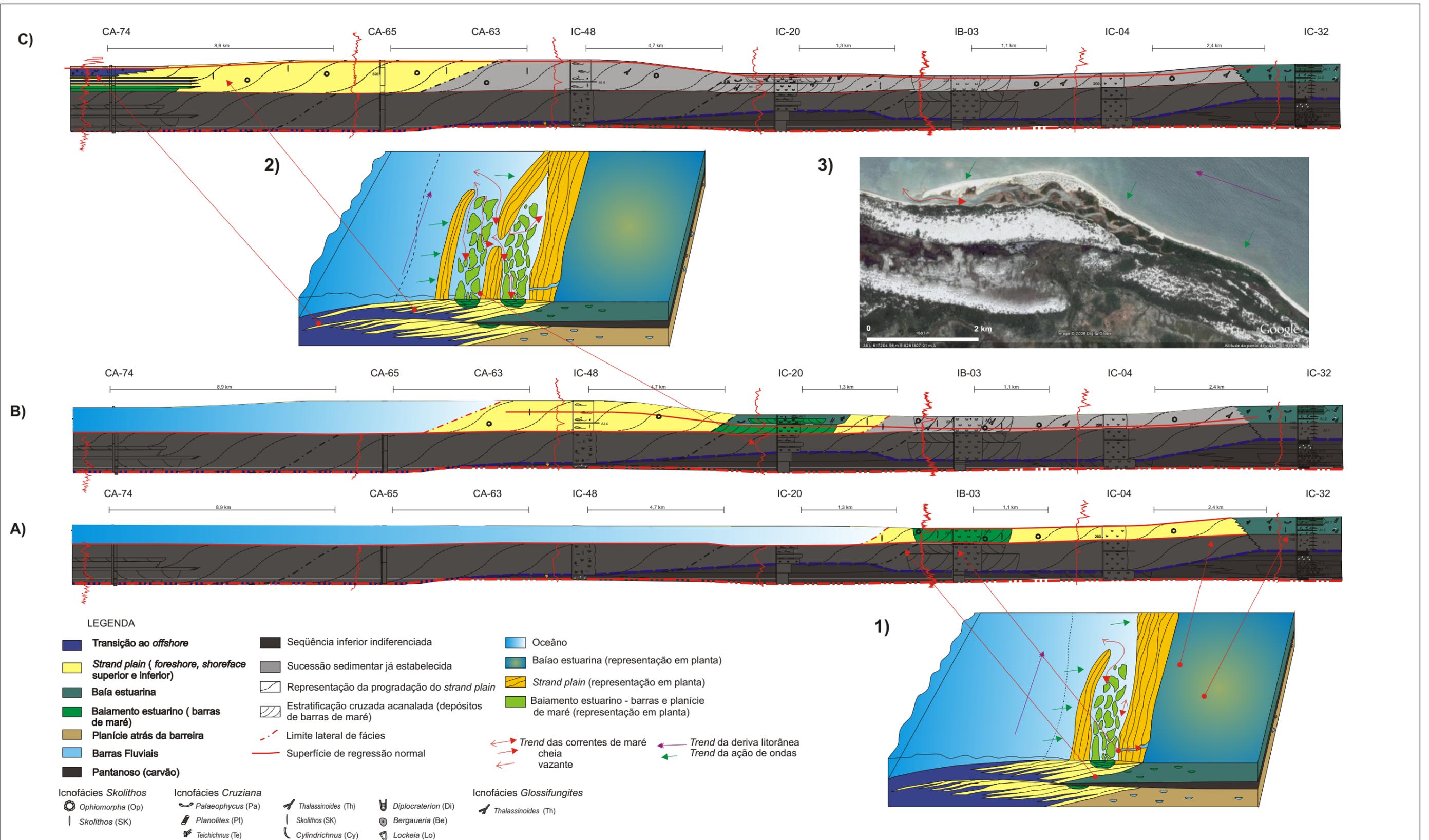
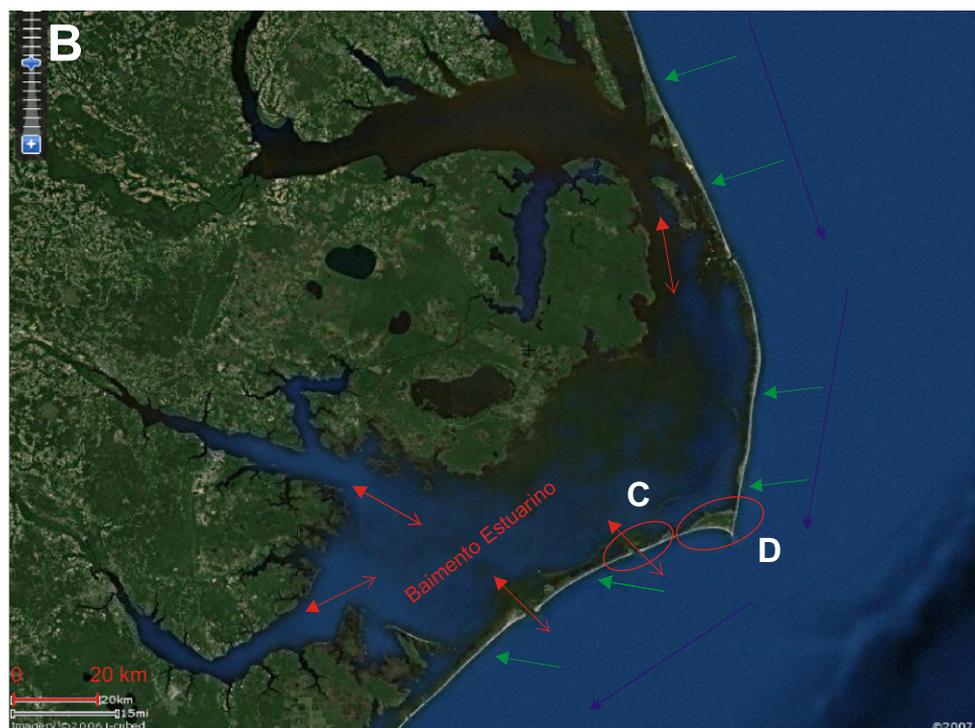
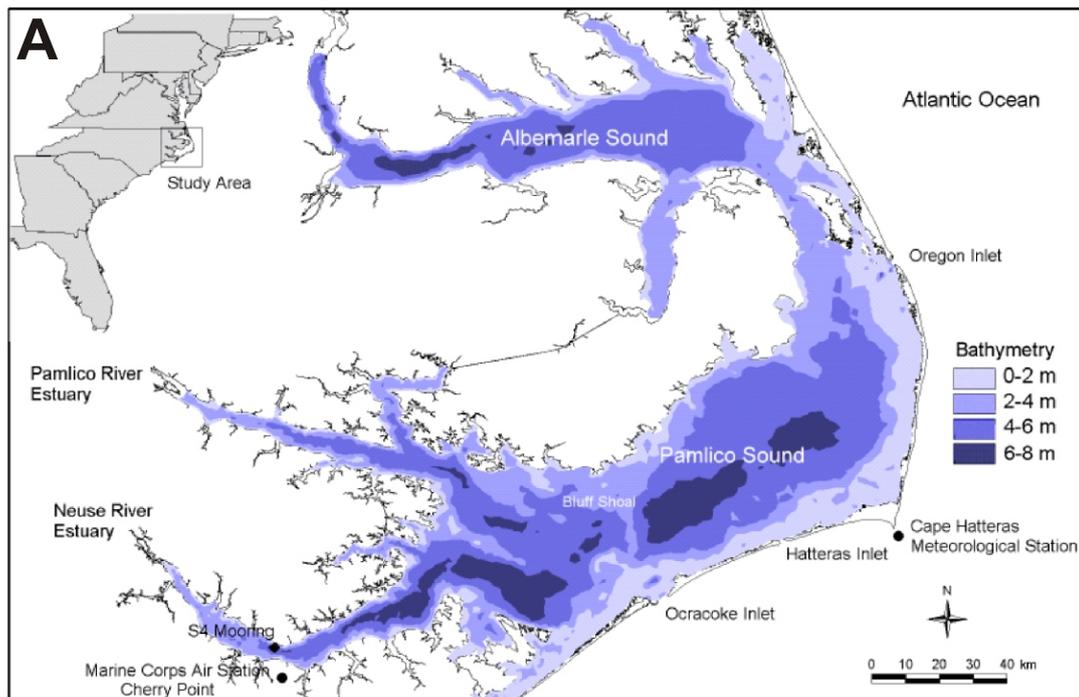


Figura 5.13 - Modelo sedimentológico e estratigráfico para a construção do *strand plain* que caracteriza o topo da Sequência D: **A, B e C)** desenvolvimento da linha de costa no espaço e tempo no intermediário de maior frequência (Seção 4). Observar a relação entre as fácies de *shoreface* e de baiamentos estuarinos evoluindo em sentido ao oceano, juntamente com o estabelecimento das iconofácies sin-depositivas (*Skolithos* e *Cruziana*) e pós-depositivas (*Glossifungites*); **1 e 2)** modelo esquemático de desenvolvimento da linha de praia, associando os ambientes com os descritos na seção; **3)** análogo atual localizado na costa oeste da ilha de Madagascar, África, com a área interna aos cordões litorâneos.

sistema de baía estuarina, porém com expressão maior do que o verificado na seqüência inferior. A fácies de baía estuarina é caracterizada por depósitos de heterolitos com acamadamentos *wavy* e *linsen*, contendo Icnofácies *Cruziana*, composta pela icnofábrica IF1. Esta icnofábrica sugere condições de estresse ecológico (variação de salinidade) no interior da baía. Cabe destacar a presença, no quadrante noroeste, de uma associação de fácies praias que separa a baía estuarina, de circulação restrita, do mar aberto, caracterizada pela icnofábrica IF7 que é indicadora de estabilidade do sistema (baixo estresse ecológico), conforme apresentado na seção 3 (**Anexo 3**) e seção 4 (**Anexo 4**) e no mapa de associação de fácies da Figura 5.14. Neste tempo, a paleolinha de costa já se encontrava bastante avançada em sentido ao continente, a sul, razão pela qual o aporte sedimentar era menor do que da seqüência sotoposta, e as barras menos desenvolvidas. Também é provável que existisse, a norte, uma comunicação entre o mar e a baía estuarina.

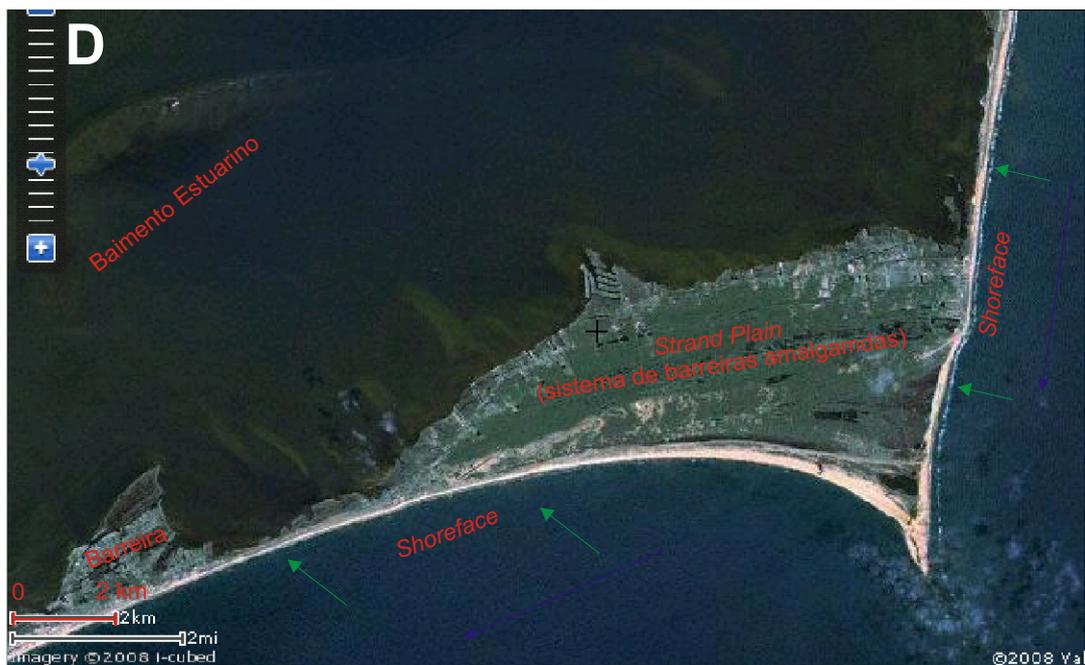
Em sentido ao topo esse sistema de baía estuarina é afogado. Este afogamento é revelado pelo aumento da relação pelito/arenito e pela presença da icnofácies *Cruziana* IF7, indicativa de condições ambientais menos estressantes, sendo a transição marcada pela superfície transgressiva S7. Tomadas em conjunto, estas evidências sugerem o contínuo aumento do nível de base e baixa taxa de suprimento sedimentar. A Seqüência E no intervalo estudado corresponde à base de um trato transgressivo, onde a taxa de geração de espaço de acomodação superava a taxa de suprimento sedimentar.

Situações fisiográficas modernas análogas à descrita para a base da Seqüência E podem ser verificadas nas baías de Pamlico Sound e Albemarle Sound, situadas na costa leste da Carolina do Norte, EUA (**Figura 5.15**). Naquele local ocorre um sistema lagunar-estuarino em regime de micro a mesomárés, de profundidade rasa (menor de 10 m) e com grandes variações de salinidade. O sistema lagunar-estuarino é limitado por uma barreira (cordão litorâneo) na porção externa, e apresentando desenvolvimento de pântanos salinos (*salt marshes*), lagoas e canais flúvio-estuarinos na porção proximal ao continente. Na comparação, a região do Iruí Central, neste tempo, estaria situada mais próxima ao sistema de barreira do que do continente (**Figura 5.15 C**).



- Trend da deriva litorânea
- Trend da ação de ondas
- Trend das correntes de maré
- cheia
- vazante

Figura 5.15 - Imagem de sateélite do sistema lagunar-estuarino da Carolina do Norte, EUA. A e B) vista geral do baiamento, limitado por uma barreira (cordão litorâneo) na porção externa e com desenvolvimento de salt marshes, lagoas e canais flúvio-estuarinos na porção proximal ao continente. A vista geral mostra que a barreira que faz limite norte do baiamento de Cape Ratteras apresenta direção aproximada N-S e a barreira que faz limite sul do baiamento apresenta uma direção aproximada de NE-SW, o ponto de inflexão é marcado pela construção de um strand plain na forma de pontal, denominado de Cape Ratteras.



- | | | | |
|--|---------------------------|--|-----------------------------|
| | Trend da deriva litorânea | | Trend das correntes de maré |
| | Trend da ação de ondas | | cheia |
| | | | vazante |

Figura 5.15 (continuação) - C) em detalhe, a presença de *inlets* criados por ação de grandes tempestades (*hurricanes*) que cortaram a barreira, os quais associam-se a deltas de maré enchente bem desenvolvidos. D) detalhe de Cape Ratteras, sendo construído no ponto de inflexão da barreira, composto por cristas de praias amalgamadas (*strand plain*) e pequenas lagoas. As drenagens fluviais associadas (Pamlico e Albemarle) transportam para bacia central apenas finos em suspensão, não existindo deltas de cabeceira (*bay head deltas*). O preenchimento terrígeno da baía é realizado por sedimentos provenientes da região dos *inlets*, carregados para o interior do baiamento devido a ação das correntes da maré enchente.

Com relação à área fonte, a grande expressão dos depósitos relacionados à planície atrás da barreira, aliada à imaturidade da composição e ao baixo retrabalhamento dos grãos que compõem as fácies de barras fluviais, indica uma fonte de suprimento sedimentar relativamente próxima para as seqüências basais (A, B e C). Após a deposição da camada Iruí superior observa-se uma mudança considerável na composição das camadas arenosas, as quais podem ser compostas predominantemente por grãos de quartzo, sugerindo elevado retrabalhamento (bom arredondamento e esfericidade) (Seqüências D e E). Em nosso modelo, estes arenitos quartzosos refletem um longo transporte associado à deriva litorânea. Essas observações corroboram a interpretação de Elias (1999), a qual associa uma fonte inicial mais próxima (Bacia do Camaquã e do Alto de Caçapava) e, posteriormente, uma fonte mais regional que reflete uma maior maturidade na sedimentação.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da caracterização do arcabouço estratigráfico referente ao intervalo que compreende a Formação Rio Bonito e base da Formação Palermo, na região do Bloco Central da Jazida do Iruí, pode-se fazer as seguintes considerações:

Embasamento

- Anterior a instalação dos sistemas deposicionais, o embasamento que compunha a região do Iruí Central apresentava uma fisiografia caracterizada por regiões mais elevadas na porção sul-sudoeste (continente), se estendendo como uma faixa alongada na direção N-NE na porção central da área. Também foram identificadas três depressões na forma de grandes vales de direção W-E, sendo duas situadas na porção leste e uma a oeste. Essas depressões serviram como caminhos preferências para a sedimentação.

Litofácies, icnofábricas e associações de fácies deposicionais

- A litofácies diamictitos (Dm) corresponde a depósitos de fluxo de detritos (depósitos colúviais). As litofácies arcóseo 1 (Ac1) e ortoconglomerado (Ort) correspondem à depósitos de barras fluviais, enquanto a litofácies arcóseo 2 (Ac 2) representa pequenos deltas lagunares e depósitos de rompimento de diques marginais.

- As litofácies carvão (Cv) e siltito carbonoso (SlcC) se relacionam a ambientes pantanosos com desenvolvimento de turfeiras. A litofácies siltito (Slc), quando associada lateralmente com fácies de barras fluviais, corresponde a depósitos de planície de inundação. Quando a litofácies siltito (Slc) apresenta grande continuidade lateral e se intercala com fácies associadas a ação de ondas e maré, representa depósitos lagunares. Quando se associa lateralmente a depósitos de barras de maré e contém a icnofábrica IF2, corresponde à depósitos de planície de supramaré.

- A litofácies subarcóseo (SubAr) apresenta as icnofábricas IF3, IF5 e IF6 e se relaciona à depósitos de barras de maré. A litofácies Ht, que apresenta a icnofábrica IF1 e eventualmente IF2, se relaciona a depósitos de baía estuarina.
- A litofácies quartzo-arenito 1 (Qa1) corresponde a depósitos de *foreshore* e a litofácies quartzo-arenito 2 (Qa2) associa-se a depósitos de *shoreface* superior, e ambas podem conter a icnofábrica IF5. A litofácies Qa3 se relaciona a depósitos de *shoreface* inferior.
- A litofácies heterolito (Ht), que apresenta a icnofábrica IF7, corresponde à fácies de transição ao *offshore*.
- A litofácies quartzo-arenito 4 (Qa4) relaciona-se a episódios de tempestades, tanto nos depósitos de baía estuarina (com maior frequência) quanto nos de *offshore*.

Seqüências estratigráficas e trato de sistemas

- Como um todo, a Formação Rio Bonito e base da Formação Palermo correspondem a um grande evento transgressivo de segunda ordem, marcado pelo progressivo deslocamento da linha de costa para posições sempre mais altas, em *onlap* com relação ao embasamento (sul). Esta seqüência de segunda ordem foi denominada de Seqüência Depositional Iruí Central.
- A Seqüência Depositional Iruí Central foi segmentada em duas seqüências deposicionais de 3ª ordem (seqüências 1 e 2), separadas por uma superfície basal de regressão forçada (S4). Quando analisada em maior detalhe, a seqüência 1 foi subdividida em três seqüências de 4ª ordem (A, B e C) e a seqüência 2 subdividida em duas seqüências de 4ª ordem (D e E).
- A seqüência A se assenta em discordância sobre o embasamento e é limitada ao topo pela superfície S2 (superfície regressiva sobreposta por superfície transgressiva). Representa o início da sedimentação, restrita ao quadrante nordeste da região. Os depósitos basais (praias e barras fluviais) se relacionam ao trato de sistema de nível baixo tardio e os superiores (lagunas e pântanos costeiros) ao trato de sistema transgressivo.

- A seqüência B é limitada na base pela S2 e no topo pela S3 (ambas consideradas superfícies regressivas sobrepostas por superfícies transgressivas). O padrão de empilhamento retrogradacional dos depósitos associam esta seqüência com o trato de sistema transgressivo.

- A seqüência C é limitada na base pela superfície S3 e, no topo, interrompida pela superfície S4 na porção centro sul e pela superfície S5 nos extremos norte, oeste e leste da área. O intervalo que vai da base da Seqüência C até o nível que recobre as porções elevadas do embasamento foi correlacionado com o trato de sistema transgressivo, enquanto os depósitos de topo relacionam-se com a transição para o trato de sistema de nível de base alto.

- A superfície estratigráfica S4 representa um ponto de ruptura na arquitetura de fácies da área, onde os depósitos praias e de planície atrás da barreira do topo da Seqüência C são recobertos pela camada de carvão Iruí Superior e sedimentação pelítica relacionada (base da seqüência D). Este contraste faciológico permitiu relacionar a S4 como uma superfície de inconformidade subaérea.

- A base da seqüência D é caracterizada pela camada de carvão Iruí Superior e litologias pelíticas relacionadas. Aqui sugere-se que a gênese deste nível de carvão se deu a partir de um amplo sistema de turfeiras que ocupava toda a área (e.g. *raised swamps*, McCabe 1984). Este intervalo que contém a camada de carvão Iruí Superior é interrompido no topo pela superfície estratigráfica 5 (S5), relacionada à superfície transgressiva de ravinamento da linha de praia. Acima da S5, assentam-se depósitos de praia-barreira, intercalados lateralmente com baiamentos estuarinos na porção noroeste, e depósitos de baía estuarina no quadrante sudeste, estando a linha de praia orientada segundo a direção NE-SW. O intervalo de base da seqüência D corresponde a um episódio agradacional relacionado ao desenvolvimento do trato transgressivo e o de topo relaciona-se à passagem da fase final do trato de sistema transgressivo para o trato de mar alto.

- A seqüência E, de topo, se desenvolve a partir da superfície coplanar S6 (superfície regressiva sobreposta por superfície transgressiva) do tipo substrato-controlada (Suíte de *Glossifungites* – IF2). A base da seqüência é caracterizada por depósitos de baía estuarina contendo a icnofábrica IF1, passando para depósitos de *offshore* que apresentam a icnofábrica

IF7, a partir da superfície transgressiva S7. Essa seqüência corresponde à base de um trato de sistema transgressivo, onde a taxa de geração de espaço de acomodação superava a taxa de suprimento sedimentar.

Modelos análogos

- A evolução dos depósitos da planície atrás da barreira se relaciona ao desenvolvimento de cordões litorâneos (barreiras), construídos pela deriva litorânea, que fecham as regiões de enseadas e baías, formando sistemas lagunares. Em uma fase de nível de base estável associada a um maior aporte sedimentar, o assoreamento da laguna se dá tanto pela ação fluvial, tanto pela corrente de maré enchente que carrega sedimentos do *inlet* para o interior da laguna. Conforme o cordão litorâneo se desenvolve, a laguna vai progressivamente sendo colmatada, até o total preenchimento do espaço de acomodação.

- Na região da barreira propriamente dita (*strandplain*), os sedimentos são retrabalhados pelas ondas e direcionados pela deriva litorânea, que deposita os materiais ao longo da costa. Neste cenário, a amplitude da maré gera, a partir do *inlet*, fortes correntes (maré enchente) que produzem sistemas de barras e canais nas regiões internas aos cordões litorâneos. Fácies praias e fácies estuarinas se associam lateralmente no desenvolvimento da planície costeira, acompanhando o sentido preferencial da deriva litorânea (construção da barreira).

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Assine, M. A.; Perinnoto, J. A. J., 2002. Estratigrafia de Sequências em Sistemas Depositionais Siliciclásticos Costeiros e Marinhos. *In: H.J.P.S. Ribeiro (ed.) Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e aplicações*, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, pp.: 305-339.
- Bhattacharya, J.P. & Walker, R.G., 1992. Deltas. *In Facies Models: Response to Sea Level Change* (R.G. Walker & N.P. James, Eds.), pp. 157-178. Geological Association of Canada, GeoText 1.
- Brown Jr., L.F., Fisher, W.L., 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. *In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 213–248.
- Bradley, T.L. & Pemberton, S.G., 1992. Examples of Assemblages in the Lower Cretaceous Wabiskaw Member and the Clearwater Formation of the Marten Hills Gas Field, North-Central Alberta, Canada. *In: Pemberton, S.G. (org./ed.) Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Calgary, SEPM, (SEPM Core Workshop No 17.
- Buatois, L.A., Netto, R.G. and Mángano, M.G. 2007. Ichnology of Permian Marginal- to Shallow-Marine Coal-Bearing Successions: Rio Bonito and Palermo Formations, Parana Basin, Brazil. *Palios*; **20**: 321-347.
- Catuneanu, O., 2002, Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*; **35**: 1-43.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, New York, 375 pp.
- Christie-Blick, N., 1991. Onlap, offlap, and the origin of unconformitybounded depositional sequences. *Marine Geology* 97, 35–56.
- Cross, T.A., Lessenger, M.A., 1997. Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. *In: Gradstein, F.M., Sandvik, K.O., Milton, N.J. (Eds.), Sequence Stratigraphy—Concepts and Applications*, vol. 8 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 171–195.
- Coe, A.L. 2002. The Sedimentary Record of Sea Level Change, Cambridge University Press 288 pp.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments. *In: Reading, H.G. (ed.) Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. 3 ed. Oxford, Blackwell Scientific. 688p.
- Curry, J.R., 1964. Transgressions and regressions. *In: Miller, R.L. (ed.) Papers in Marine Geology*. Macmillan, New York, pp. 175–203.

- Dahle, K., Flesja, K., Talbot, M., and Dreyer, T. 1997. Correlation of fluvial deposits by the use of Sm-Nd isotope analysis and mapping of sedimentary architecture in the Escarilla Formation (Ainsa basin, Spain and the Statfjord Formation (Norwegian North Sea). Sixth international Conference on Fluvial Sedimentology, Cape Town, p.47.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. & Boyd, R. 1992. Estuarine, facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1130-1146.
- Dalrymple, R., Zaitlin, B., and Boyd, R. (eds.), 1994. Incised valley Systems: Origin and sedimentary sequences. SEPM, Spec. Pub. 51, 391 pp.
- Della Fávera, J. C. 2001. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Editora da UERJ. Rio de Janeiro, 263 p.
- Elias, A.R.D. 1999. *Estratigrafia de Seqüências e Proveniência das Rochas Eopermianas da Bacia do Paraná na Região Centro-Oeste do Rio Grande do Sul, Brasil*. São Leopoldo. 182p. (Dissertação de Mestrado. Centro de Ciências Tecnológicas e Científicas da Universidade do Vale do Rio dos Sinos).
- Embry, A. & Johannessen, E.P. 1992, T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada, In: Vorren, T., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E. and Lund, T.B., (eds.), Arctic Geology and Petroleum Potential: NPF Special Publication 2, p. 121-146.
- Embry, A., 2002. Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. In: Armentrout, J and Rosen, N., (eds.) *Sequence stratigraphic models for exploration and production: Gulf Coast*. SEPM Conference Proceedings, Houston, p.151-172.
- Embry, A.; Johannessen, E.; Owen, D.; Beauchamp, B.; Gianolla, P., 2007. *Sequence Stratigraphy as a "Concrete" Stratigraphic Discipline*. Report of the ISSC Task Group on Sequence Stratigraphy. 104p.
- Emery, D. and Myers, K. 1997. Sequence Stratigraphy. Blackwell, London, 297 p.
- Faccini, U.F. & Paim, P.S.G. 2001. Estratigrafia de Seqüências em Depósitos Continentais. In: H.J.P.S. Ribeiro (ed.) *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e aplicações*, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, pp.:341-389.
- Faccini, U.F.; Giardin, A. & Machado, J.L.F. 2003. Heterogeneidades Litofaciológicas e Hidroestratigrafia do Sistema Aquífero Guarani na Região Central do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. In: P.S.G. Paim, U.F. Faccini & R.G. Netto (eds.) *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – Estudo de Caso*, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, pp.:147-173.
- Fernandes, A.C.S.; Borgui, L.; Carvalho, I.S.; Abreu, C.J. 2002. *Guia dos Icnofósseis Invertebrados do Brasil*, Editora Interferência, Rio de Janeiro, 206p.

- Frazier, D., 1974, Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Geological Circular 74-1, 26p.
- Frey, R.W. & Pemberton, S.G., 1985. Trace Fossil Facies Models. In: Walker, R.G. (ed.) *Facies Models*. Toronto, Geological Association of Canada, p. 189-207.
- Galloway, W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73, 125–142.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1166.
- Hayes, M. O. 1979. Barrier-island morphology as a function of tidal and wave regime. In: Leatherman, S.L. (ed.) *Barrier islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. New York, Academic Press, 1-27.
- Helland-Hansen, W. & Gjelberg, J., 1994, Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sedimentary Geology*, v. 92, p. 1-52.
- Helland-Hansen W. & Martinsen, O.J., 1996, Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 670-688.
- Heward, A. P., 1981. A review of wave-dominated clastic shoreline deposits. *Earth Science Ver.*, **17**: 223-276.
- Holz, M., 2003, Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system – an example from the Lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil: *Sedimentary Geology*, v. 162, p. 305-331.
- Hunt, D. and Tucker, M., 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sedimentary Geology*, v. 81, p. 1-9.
- Hunt, D., Tucker, M.E., 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall—reply. *Sedimentary Geology* 95, 147–160.
- Jervey, M. T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wiglus, 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 Integrate Aproch*. Tulsa, SEPM, 4-69, (SEPM Sp. Pb. No 42).
- Johnson, H.D. 1980. Shallow siliciclastic seas. In: Reading, H.G. (ed.). *Sedimentary enviroments and facies*. London, Black-well Scientific Publications, p. 207-58
- Klein, G.D. 1971. A sedimentary model for determining paleotidel range. *Geological Society America Bulletin*, No 82: 2585-2592.

- Lavina, E.L.C.; Nowatzki, C.H.; Santos, M.A.A. dos; Leão, H.Z. 1885. Ambientes de Sedimentação do Super-Grupo Tubarão na Região de Cachoeira do Sul, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 9(21): 5-75.
- Lavina, E. L. C. & Lopes, R. C. 1987. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. *Paula-Coutina*, 1: 51-103.
- Lopes, R. C. 1995. *Arcabouço Aloestratigráfico para o Intervalo “Rio Bonito-Palermo” (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul*. São Leopoldo. 245 p. (Dissertação de Mestrado. Centro de Ciências Tecnológicas e Científicas da Universidade do Vale do Rio dos Sinos).
- LOPES, R. & LAVINA, E. L. Paleogeografia da borda leste da Bacia do Paraná no tempo de formação das principais jazidas de carvão do Permiano (Formações Rio Bonito e Palermo). *Ciencia e Natura*, Santa Maria, v. 12, p. 47-52, 1990.
- Lopes, R. C. & Lavina, E. L. 2001. Estratigrafia de seqüências nas formações Rio Bonito e Palermo (Bacia do Paraná), na região carbonífera do Jacuí, Rio Grande do Sul. In: H.J.P.S. Ribeiro (ed) *ESTRATIGRAFIA DE SEQUENCIAS: fundamentos e aplicações*, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS. 391-419.
- Lopes, R. C.; Lavina, E. L.; Paim, P. S. G.; Goldberg, K. 2003. Controle Estratigráfico e Depositional na Gênese dos Carvões da Região do Rio Jacuí (RS). In: P.S.G. Paim, U.F. Faccini & R.G. Netto (eds.) *Geometria, arquitetura e heterogeneidade de corpos sedimentares – Estudos de Casos*, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS. 187-206.
- MacEachern, J.A.; Raychaudhuri, I.; Pemberton, S.G. 1992. Stratigraphic application of the Glossifungites Ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. In: Pemberton, S.G. (org./ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Calgary, SEPM, p. 169-198 (SEPM Core Workshop No 17).
- Mancini, E.A. & Puckett, T.M. 2005. Jurassic and Cretaceous Transgressive-Regressive (T-R) Cycles, Northern Gulf of Mexico. *Stratigraphy*, vol. 2, no 1. pp. 31-48.
- Marques-Toigo, M. 1988. *Palinologia, Bioestratigrafia e Paleoecologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasil*. CPGeo, UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 241p.
- Medeiros, J.A. 1998. Fácies Sedimentares, Estratigrafia de Seqüências e Paleogeografia dos depósitos carbonosos da mina do Iruí, Município de Cachoeira do sul. São Leopoldo. 82p. (Dissertação de Mestrado. Centro de Ciências Tecnológicas e Científicas da Universidade do Vale do Rio dos Sinos).
- Milani, E. J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Porto Alegre – RS. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS. 2 v, 255p.

- Milani, E.J.; Faccini, U. F.; Scherer, C. M.; Araújo, L. M.; Cupertino, J. A. 1998. Sequence and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG USP (Série Científica)*, **29**: 125-173.
- Netto, R.G. 1994. A paleoicnologia como ferramenta de trabalho na seqüência sedimentar Rio Bonito/Palermo. Tese de Doutorado, Cursos de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2 vol., 271p.
- Netto, R.G. 1998. Padrão de icnofábricas da seqüência sedimentar Rio Bonito/Palermo e seu valor na diagnose paleoambiental. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, 21(46/47):209-225.
- Netto, R. G., 2001. Icnologia e Estratigrafia de Seqüências. In: H.J.P.S. Ribeiro (ed.) *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e aplicações*, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS. P.219-259.
- Nummedal, D.; Riley; G.W.; Templet, P.L. 1993. High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, vol. 18. International Association of Sedimentologists Special Publication, pp. 55–68.
- Payton, C. E. (ed.). 1977. *Sismic Stratigraphy – application to hydrocarbon exploration*. Tulsa. AAPG, Memoir 26, 516p.
- Pemberton, S. G. & Wightman, D. M. 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: Pemberton, S.G. (ed) *Applications of ichnology to petroleum exploration - A core workshop*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 17, p. 141-167.
- Pemberton, S. G.; Frey, R. W.; Ranger, M. J.; MacEachern, J. A., 1992, The conceptual framework of ichnology. In: Pemberton, S.G. (ed) *Applications of ichnology to petroleum exploration - A core workshop*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 17, p. 1-32.
- Piccoli, A.E.M.; Lopes, R.C.; Camozzato, E. 1986. Análise Paleoambiental das Jazidas de Carvão do Estado do Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, 22(10):35-54.
- Plint, A.G. & Nummedal, D. 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D. & Gawthorpe, R.L. (Eds.) *Sedimentary Response to Forced Regression*, vol. 172. Geol. Soc. London Speci. Publ, pp. 1–17.
- 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.St.C.;

- Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (Eds.). *Sea Level Changes – An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 125–154.
- 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.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (Eds.). Sea Level Changes – An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 110–124.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology no. 7, 210 pp.
- Raaf, J.F.M.; Boersma, J.R.; Van Gelder, A. 1977. Wave-generated structures and sequence from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **24**:451-483.
- Reading, H.G. & Collinson, J.D. 1996. Clastic coast. *In: Reading, H.G. (ed) Sedimentary Process, Facies and Stratigraphy*. E ed. Oxford, Blackwell Scientific. P.155-231.
- Reading, H.G. & Levell, B.K. 1996. Controls on the sedimentary rock record. *In: Reading, H.G. (ed) Sedimentary Process, Facies and Stratigraphy*. E ed. Oxford, Blackwell Scientific. P. 5-35.
- Rocha Campos, A. C. 1970. Moluscos Permianos da Formação Rio Bonito (Supergrupo Guatá) S
- Scherer, M.S.S.; Faccini, U.F.; Lavina, E.L. 2000. Arcabouço Estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. *In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000.
- Schlager, W. 1992. Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. Continuing Education Course Note Series n^o 34, American Association of Petroleum Geologists, p.71.
- Silva F^o; B.C. & Solani Jr., E. 1987. Origem e Evolução dos Gnaisses Cambai: Exemplo de Estudo Integrado de Análise Estrutural, Petroquímica e Geocronologia. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 3, Curitiba, 1987. Anais...Curitiba, SBG. V.1, p.127-146.
- Sloss, L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *GSA Bulletin*: v. 74, p. 93-113.
- Vail, P.R.; Audemard, F.; Bowman, S.A.; Eisner, P.N.; Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. *In: Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, A. (Eds.) Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 617–659.
- Vail, P.R. & Mitchum Jr., R.M., 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1*. *In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*, Tulsa. AAPG, Memoir 26, 51–52.

- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988, *An overview of sequence stratigraphy and key definitions*. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 39–45.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990, *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, 55 pp.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Astolei, 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. In: Leighton, M.W.; Kolata, D.R.; Oltz, D.F.; Eidel, J.J. (eds) Interior cratonic basin. Oklahoma, AAPG. P.681-708. (Memoir 51).



UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS – UNISINOS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA – PPGeo
MESTRADO EM GEOLOGIA

Arquitetura Estratigráfica de Corpos Arenosos Gerados Por Ondas e Marés no Bloco Central da Mina do Iruí (Formação Rio Bonito, eopermiano da Bacia do Paraná, RS)

Henrique Parisi Kern

Orientador: Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina

Co-orientadora: Prof. Dra. Renata Guimarães Netto

Comissão Examinadora: Prof. Dr. Ubiratan F. Faccini (UNISINOS)

Prof. Dr. Renato Paes de Almeida (USP)

ANEXOS

ANEXO 1 – Seção Estratigráfica 1

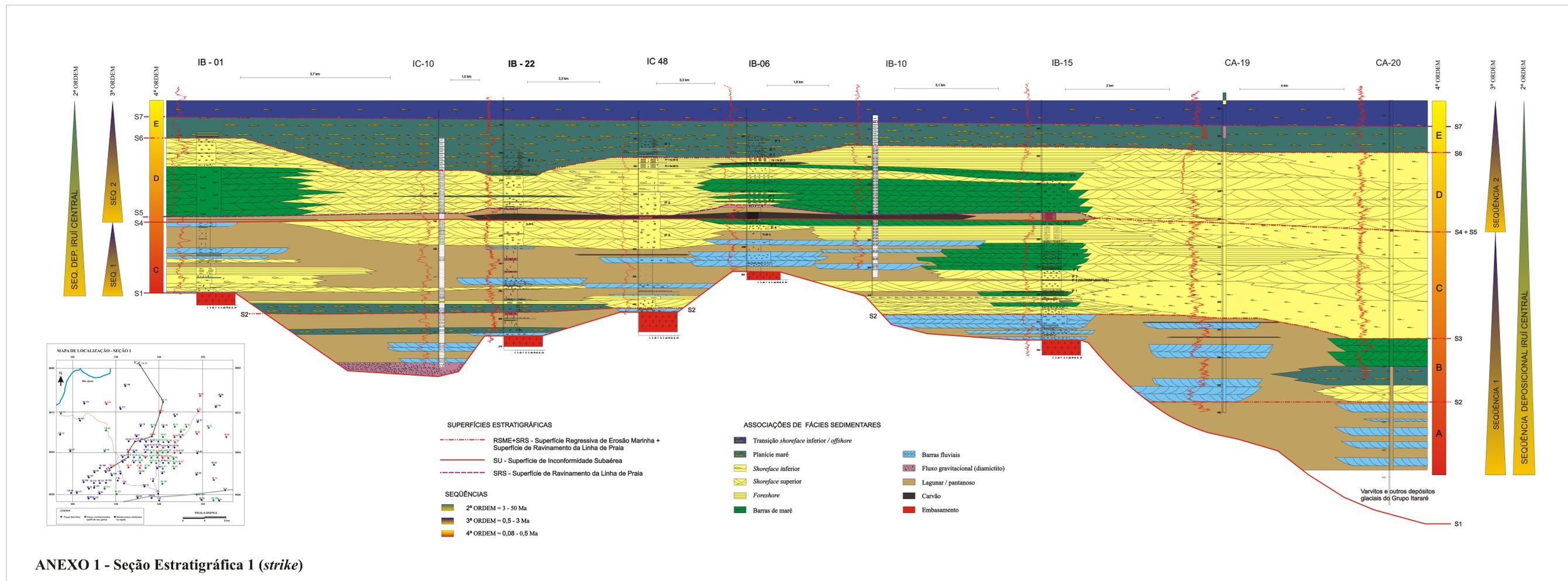
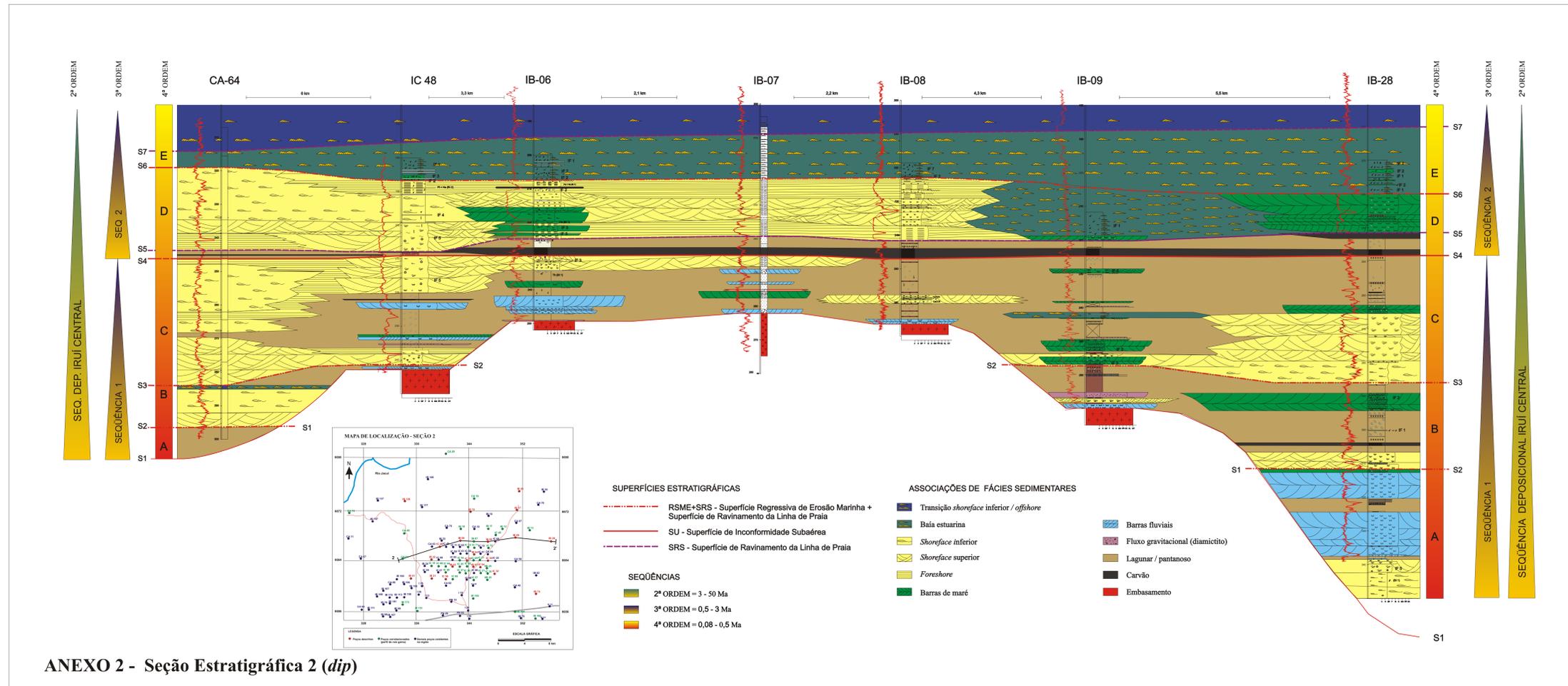
ANEXO 2 – Seção Estratigráfica 2

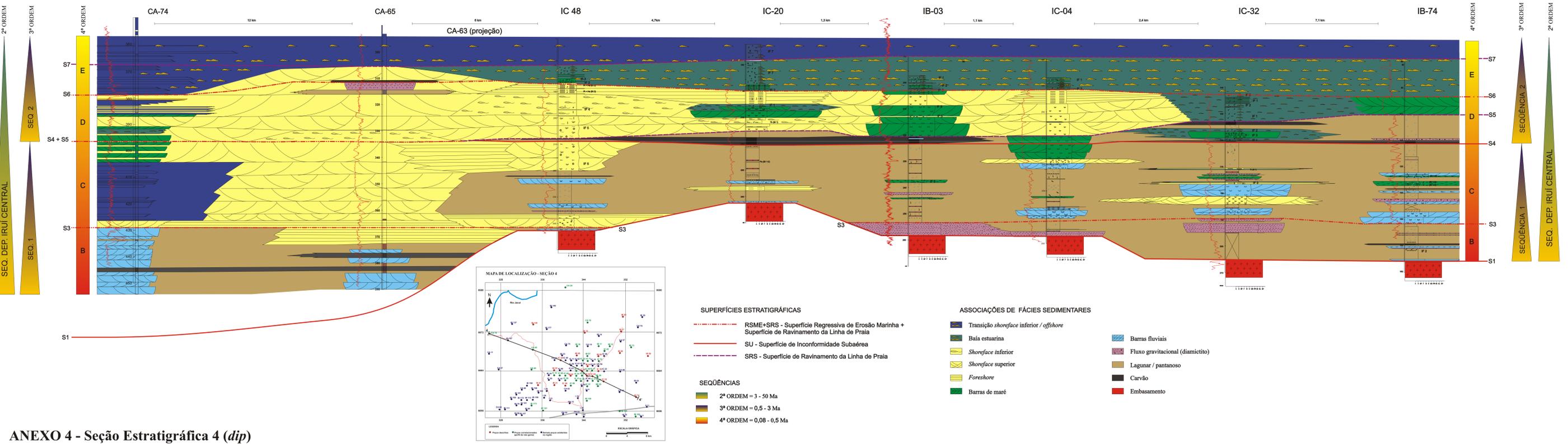
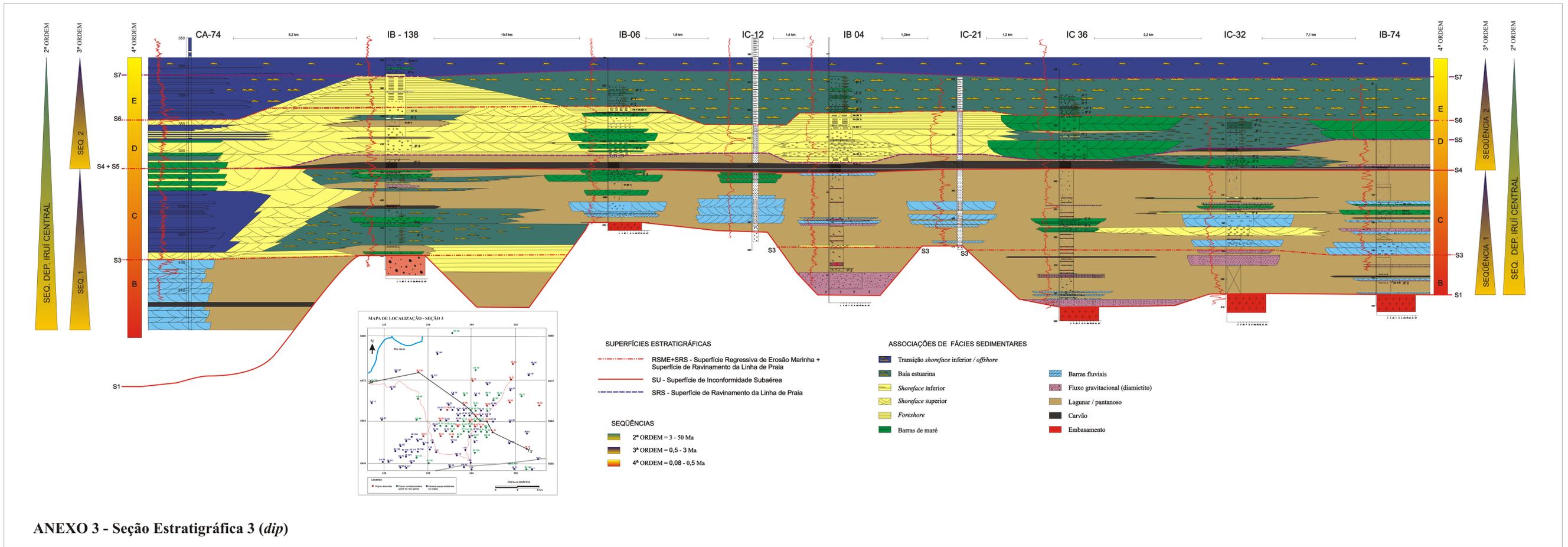
ANEXO 3 – Seção Estratigráfica 3

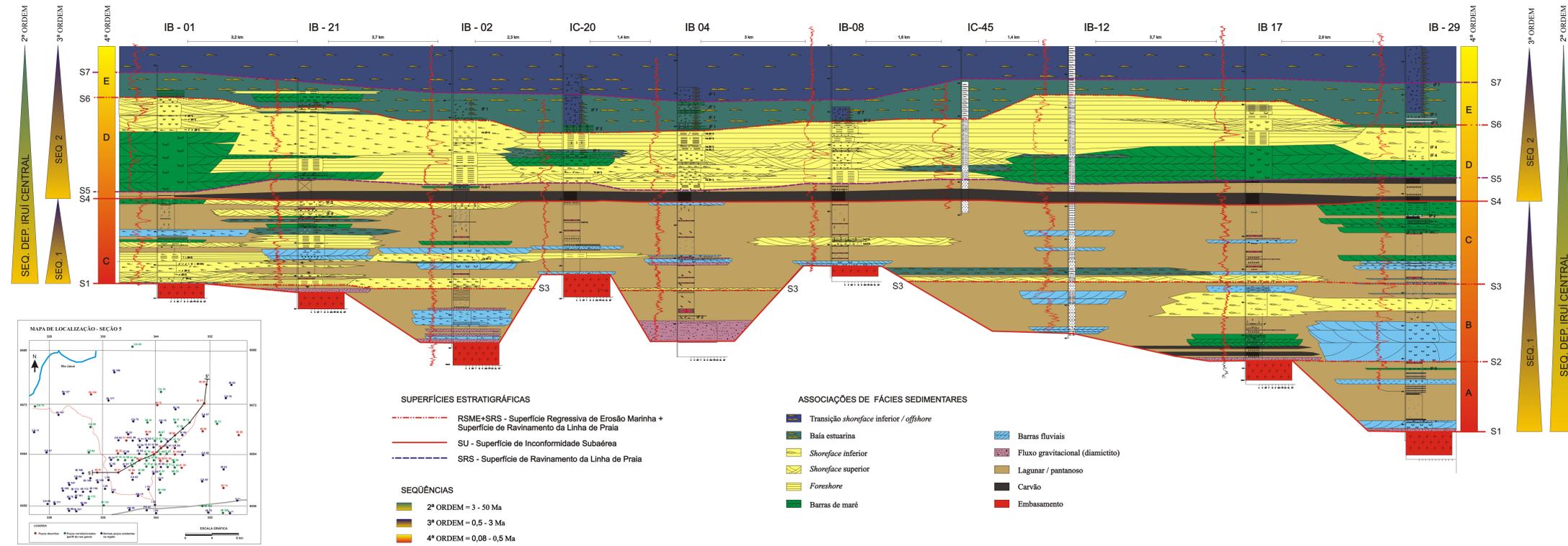
ANEXO 4 – Seção Estratigráfica 4

ANEXO 5 – Seção Estratigráfica 5

São Leopoldo, 2008.







ANEXO 5 - Seção Estratigráfica 5 (strike)