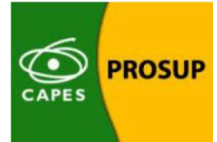




UNIVERSIDADE DO VALE DOS SINOS
Programa de Pós-Graduação em Geologia
Área de concentração em Geologia Sedimentar
Linha de pesquisa em Sensoriamento Remoto e Modelagem Geológica



Evolução de um sistema laguna-barreira da Formação Rio Bonito, no sul da
Bacia do Paraná

MARIANE CANDIDO

Dissertação de Mestrado

São Leopoldo

2016

Mariane Candido

Evolução de um sistema laguna-barreira da Formação Rio Bonito, no sul da
Bacia do Paraná

Dissertação de Mestrado apresentado à
Universidade do Vale dos Sinos, como requisito
parcial para a obtenção do título de Mestre em
Geologia.

Orientador: Dra. Joice Cagliari

Coorientador: Dr. Francisco Manoel Wohnrath
Tognoli

São Leopoldo

2016

C217e Candido, Mariane.
Evolução de um sistema laguna-barreira da Formação Rio Bonito, no sul da Bacia do Paraná / Mariane Candido. – 2016.
65 f. : il. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) – Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2016.
“Orientador: Dra. Joice Cagliari ; Coorientador: Dr. Francisco Manoel Wohnrath Tognoli.”

1. Sucessão do depósito carbonoso. 2. Modelagem estratigráfica. 3. Transgressão da barreira. I. Título.

CDU 55

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Bibliotecário: Flávio Nunes – CRB 10/1298)

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a meus pais pelo incentivo e apoio em todos os momentos, pois sem eles não seria possível a conclusão deste trabalho.

Ao meu namorado Cristiano Von Muhlen pelo incentivo e paciência, e que apesar da distância sempre esteve muito presente, me apoiando quando eu mais precisava.

À minha orientadora Dra. Joice Cagliari pelas ideias, discussões, correções e também pela paciência durante a concretização deste trabalho.

Ao meu co-orientador Dr. Francisco Manoel Wohnrath Tognoli por suas contribuições nas discussões e correções deste trabalho.

Ao Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) por disponibilizar os testemunhos de sondagens para realizar as descrições.

Ao apoio financeiro concedido pela CAPES/PROSUP para realização do mestrado.

E aos demais colegas e amigos que de alguma forma me ajudaram na conclusão desta dissertação.

Resumo

Este trabalho buscou construir e interpretar um modelo computacional para um sistema laguna-barreira específico da Formação Rio Bonito, na Bacia do Paraná, localizado na região carbonífera Iruí Central. Este estudo também apresenta uma revisão bibliográfica da geologia dos ambientes deposicionais de interesse, especialmente os sistemas laguna-barreira, e outros conceitos relevantes para a concepção do mesmo. O principal objetivo foi compreender a formação e a evolução deste sistema, na época da sua gênese, através da simulação da evolução deste sistema, considerando as variações relativas do nível do mar. Os dados foram obtidos através de 75 testemunhos de sondagem, sendo 19 testemunhos dispostos em duas seções geológicas, paralela e perpendicularmente à paleolinha de costa, a fim de caracterizar o sistema laguna-barreira, e os demais para dimensionar o leito de carvão principal depositado atrás da barreira. Através do software de modelagem estratigráfica tridimensional DIONISOS® (*Diffusive Oriented Normal and Inverse Simulation of Sedimentation*), foram estabelecidos os parâmetros básicos e simuladas diversas configurações dados. As fácies descritas foram interpretadas como pântano, lagoa, barreira de areia e depósitos de influência da maré. A evolução do sistema durante o trato transgressivo mostrou a migração da barreira em direção ao continente, e durante o trato de sistema de mar alto a migração ocorreu em direção ao mar. A subida relativa do nível do mar de cerca de 16 metros permitiu uma forte correlação com os dados exibidos pelas seções estratigráficas ao longo de 2 milhões de anos. As condições ambientais pretéritas reconstruídas através do modelo, tornaram possível o estabelecimento da curva relativa do nível do mar e os prováveis locais de abastecimento de sedimentos neste ambiente, permitindo uma melhor inferência sobre as etapas de evolução deste sistema constituinte da Formação Rio Bonito.

Palavras-chave: sucessão do depósito carbonoso; modelagem estratigráfica; transgressão da barreira.

Abstract

This study aimed to construct and interpret a computational model for a particular lagoon-barrier system of the Rio Bonito Formation in Paraná Basin, located in the coalfield Iruí Central. This paper also presents a literature review of the geological depositional environments of interest, especially the lagoon barrier systems, and other relevant concepts for the conception of it. The main goal of this research was to understand the formation and evolution of this system, considering the relative sea level variations. Data were obtained from 75 logged boreholes, with 19 cores distributed along two geological sections, parallel and perpendicular to the paleoshoreline in order to characterize the lagoon-barrier system, and the other to scale the main coal bed deposited behind the barrier. Through the 3D stratigraphic modeling DIONISOS® (*Diffusive Oriented Normal and Inverse Simulation of Sedimentation*) software, the basic parameters have been established and various data settings simulated. The described facies were interpreted as swamp, lagoon, sandy barrier and tide-influenced deposits. The evolution of this system during the transgressive system tract showed migration of the barrier landward, and during the highstand system tract the migration occurred seaward. A relative sea level rise of about 16 m allowed a strong correlation with data exhibited by the stratigraphic sections along 2 Myr. The past environmental conditions rebuilt through the model, made possible the establishment of the relative sea level curve and the likely locations of sediment supply in this environment, allowing better inferences about the evolution steps of this existing system in the Rio Bonito Formation.

Key-words: coal bearing succession; stratigraphic modeling; barrier transgression.

Índice

<i>Lista de figuras</i>	8
<i>Lista de figuras e tabelas do artigo</i>	9
1. Introdução	11
2. Objetivos	12
3. Contextualização	12
3.1. Bacia do Paraná e Formação Rio Bonito	12
3.2. Ambientes deposicionais	16
3.2.1. <i>Barreiras litorâneas</i>	16
3.2.2. <i>Sistemas laguna-barreira</i>	18
3.3. Aspectos sobre a modelagem geológica	25
4. Resultados	27
5. Considerações finais	58
6. Referências	58

Lista de figuras

- Figura 1:** Mapa de localização da área de estudo. A – Localização da Bacia do Paraná na América do Sul. B – Localização da área de estudo no Rio Grande do Sul, em relação à Bacia do Paraná e à distribuição das jazidas de carvão. C – Distribuição dos furos de sondagem na área de estudo e das seções 1 e 2, de direção NW-SE e NE-SW (modificado de Cagliari, 2014).....12
- Figura 2:** Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino (Milani, 2004).....13
- Figura 3:** Seção estratigráfica 1 da área da jazida Iruí, no Bloco Central, retirado de Cagliari *et al.* (em submissão). Destacado em vermelho a sequencia 10 (S-10), correspondente ao sistema laguna-barreira da Formação Rio Bonito.....15
- Figura 4:** Esquema de um sistema de ilha-barreira (Modificado de Reinson, 1992).....16
- Figura 5:** Sucessão de fácies de ilha-barreira associada aos regimes transgressivo e regressivo (Reinson, 1992).....17
- Figura 6:** Esquema da formação das lagunas costeiras de acordo com Gilbert (a) e Hoyt (b) (Pinet, 2008).....19
- Figura 7:** Interpretação sistemática da estratigrafia da laguna-barreira, com base em dados de sondagem, observações de campo e correlação com os mais conhecidos depósitos laguna-barreira adjacentes (Anthony e Blivi, 1998).....21
- Figura 8:** Estratigrafia e cronologia dos depósitos transgressivos com influência marinha associada com a fase inicial da evolução do estuário de barreira, região de Korrongulla Swamp (modificado de Sloss *et al.*, 2005).....22
- Figura 9:** As duas principais etapas que caracterizam o modelo evolutivo da barreira holocênica no Hermenegildo (esquemática): passo 1 - aumento do nível do mar controlando a transgressão da barreira (A-C); etapa 2 - balanço sedimentar negativo do sistema de praia controlando a transgressão da barreira (D-F) (Lima *et al.*, 2013).....23
- Figura 10:** Área de estudo no mar de Wadden, Dinamarca. Sistema de barreira costeira Skallingen–Langli (Fruergaard *et al.*, 2015).....23
- Figura 11:** Interpretação e cronologia da sequencia costeira holocênica. Seção cruzada a–a’ (SW–NE) intersectando o sistema de barreira costeira Skallingen–Langli (Fruergaard *et al.*, 2015).....24
- Figura 12:** Classificação de modelos matemáticos.....25

Figuras

Figure 1: Stratigraphic chart of the Gondwana I Supersequence of the Paraná Basin (Milani, 2004), with the Carboniferous-Permian transition at the base of Rio Bonito Formation according Cagliari et al. (2016).....32

Figure 2: Location map of the study area. A) The study area inside Paraná Basin within South America. B) The study area seen in detail. Note that the area is close to the border of the Riograndense Shield. C) Detailed map showing Iruí Coal Mine, the stratigraphic sections NE-SW and NW-SE crossing one another and the logged and cored boreholes.....33

Figure 3: Core photographs of the sedimentary facies. A) Laminated siltstone interpreted as lagoon sediment (IC-045-RS). B) Massive siltstone interpreted as lagoon sediment (IC-036-RS). C) Fine- to medium-grained quartz sandstone with parallel to subhorizontal lamination, interpreted as foreshore deposits (IB-004-RS). D) Fine- to medium-grained quartz sandstone with trough cross-bedding interpreted as shoreface superior deposits (IC-036-RS). E) Fine-grained sandstone with laminae of siltstone with hummocky cross-stratification interpreted as lower shoreface under storm conditions (IC-045-RS). F) Fine- to very coarse-grained arkosic sandstone with trough cross-bedding interpreted as fluvial channel bar tidal-influenced (IB-012-RS).....36

Figure 4: Topographic map for the studied area before sedimentation. The trend NE-SW is parallel to the paleoshoreline and arrows indicate the orientation of wave action. The red to yellow areas in the map represent a depressed region surrounded by subaerial sediment deposits (green to blue colors).....37

Figure 5: Isopach map of the Upper Iruí Coal Bed considering the database of 94 logged and cored boreholes. Note that the maximum thicknesses are surrounded by low thicknesses of coal which indicates a depressed area susceptible to greater deposition through time. The thickness is expressed in meters.....38

Figure 6: Stratigraphic sections showing the barrier-lagoon depositional sequence. Section 1 (NE-SW) is parallel to the paleocoast line and Section 2 (NW-SE) is perpendicular.....40

Figure 7: a) Sediment supply during the simulation (Q_{sed} , in km^3/Myr) and time (in Myr). Between $t=0$ and $t=0.5$ Ma the organic matter was produced and accumulated in situ, thus without fluvial or marine sediment supply. b) Relative sea level change during the simulation.....43

Figure 8: Simulation result of peat accumulation during 500 kyr which shows the spatially distribution of peat-forming environment with the greater length parallel to the paleoshoreline located toward the northwest. Although the Upper Iruí coal bed has elevated ash content the simulation considered no external sources of sediment supply. Legend colors represent relative content of coal (or peat).....44

Figure 9: Simulation result of the lagoon deposition at 700 kyr expressed in terms of silt relative proportion. Red arrows indicates the silt main source position, the fluvial located in the southwest and the marine located northeast, and the blue arrow represent the sediment transport direction by longshore currents which simulates the sandy barrier development.....45

Figure 10: Isopach map of the laminated and massive siltstone facies. The siltstone distribution occurs as an elongated geometry in the SW-NE direction, a similar distribution as seen in the coal facies (see Fig. 9) and becomes wider toward northwest, which suggest one of the sediment sources. The cores in the highlighted areas have sandstone (or even conglomerates) directly overlying the Upper Iruí coal mine which indicates a fluvial source sediment in the southwest.....45

Figure 11: Simulation result in time 1.05 Myr showing the barrier transgression over the lagoon. Sediments deposition is in terms of sand relative proportion. Blue arrows represent the continental (southeast) and marine (northwest) sediment sources.....46

Figure 12: Simulation result showing the Sandy barrier transgression over the continental deposits in time 2.0 Myr. Sediments deposition is in terms of sand relative proportion. Blue arrows represent the continental (southeast) and marine (northwest) sediment source.....47

Figure 13: Comparison between the geologic and the simulated stratigraphic model. (a) Simplified stratigraphic section 1, SW-NE parallel to the paleocoast line (complete section in Figure 6). (b) Forward stratigraphic section 1, W-E.....48

Figure 14: Comparison between the geologic and the simulated stratigraphic model. (a) Simplified stratigraphic section 2, NW-SE, perpendicular to the paleocoast line (complete section in Figure 6). (b) Forward stratigraphic section 2, N-S.....49

Figure 15: Comparison between the sedimentary record and the simulated succession of the IB-004-RS core. Simulated laminated/massive siltstone facies is thicker than the sedimentary record generated by the absence of erosion process during the coastline transgression.....50

Tabelas

Table 1: Description and interpretation of the Rio Bonito Formation sedimentary facies comprehended in the analyzed depositional sequences.....35

Table 2: Input data summary in the forward stratigraphic simulation.....42

1. Introdução

Os sistemas laguna-barreira são sistemas costeiros altamente dinâmicos, de alta complexidade, que requerem estudos detalhados da sua geologia e geomorfologia para a compreensão de sua gênese. Estes ambientes podem ser reconhecidos nos registros sedimentares da Formação Rio Bonito, na Bacia do Paraná, através de assinaturas estratigráficas características dos elementos que compõem estes sistemas (Lavina e Lopes, 1987). A complexidade dos ambientes deposicionais existentes no passado somada aos poucos dados obtidos através dos registros sedimentares antigos e às alterações posteriores dos mesmos, compõem uma problemática para a reconstrução desses depósitos.

A fim de interpretar e compreender a sequência de eventos que ocorreram durante o Permiano, a modelagem geológica atua como uma ferramenta de extrema importância. O sistema laguna-barreira tem sido o modelo deposicional atribuído à formação de importantes jazidas de carvão da Formação Rio Bonito no Rio Grande do Sul, sendo este bem detalhado na literatura e aceito pela comunidade científica (Lavina e Lopes, 1987; Lopes e Lavina, 2001; Kern, 2008; Cagliari, 2014). Entretanto, a formação das barras arenosas que separam a laguna ou área pantanosa do mar ainda não é bem explicada, uma vez que resulta da interação de processos complexos como a ação das ondas e correntes de maré. Estudos sedimentológicos e estratigráficos mostram que as barreiras arenosas seriam formadas por arenitos finos a grossos, quartzosos, com grãos bem arredondados, e constituídas por fácies de *shoreface* e *foreshore* (Lavina & Lopes, 1987; Lopes & Lavina, 2001; Kern, 2008; Cagliari, 2014). As barreiras apresentam direção aproximadamente SW-NE e isolam corpos lagunares/pantanosos do mar aberto, sendo geradas neste contexto laguna-barreira as principais camadas de carvão da Formação Rio Bonito.

A área de estudo do presente trabalho envolve os depósitos da Formação Rio Bonito localizados na região central do Estado do Rio Grande do Sul, correspondentes à área da jazida carbonosa Iruí, Bloco Central. Os testemunhos recuperados da área em questão estão dispostos em uma seção NW-SE, a qual é perpendicular à paleolinha de costa, e em uma seção SW-NE, paralela à antiga linha de costa (Fig. 1). A fim de estimar o paleoambiente lagunar e posterior conexão com o ambiente marinho, também foram usados todos os testemunhos que continham a camada de carvão Iruí Superior, representante do ambiente pantanoso no sistema costeiro, e o siltito subsequente, que sugere a conexão desse ambiente com o ambiente marinho.

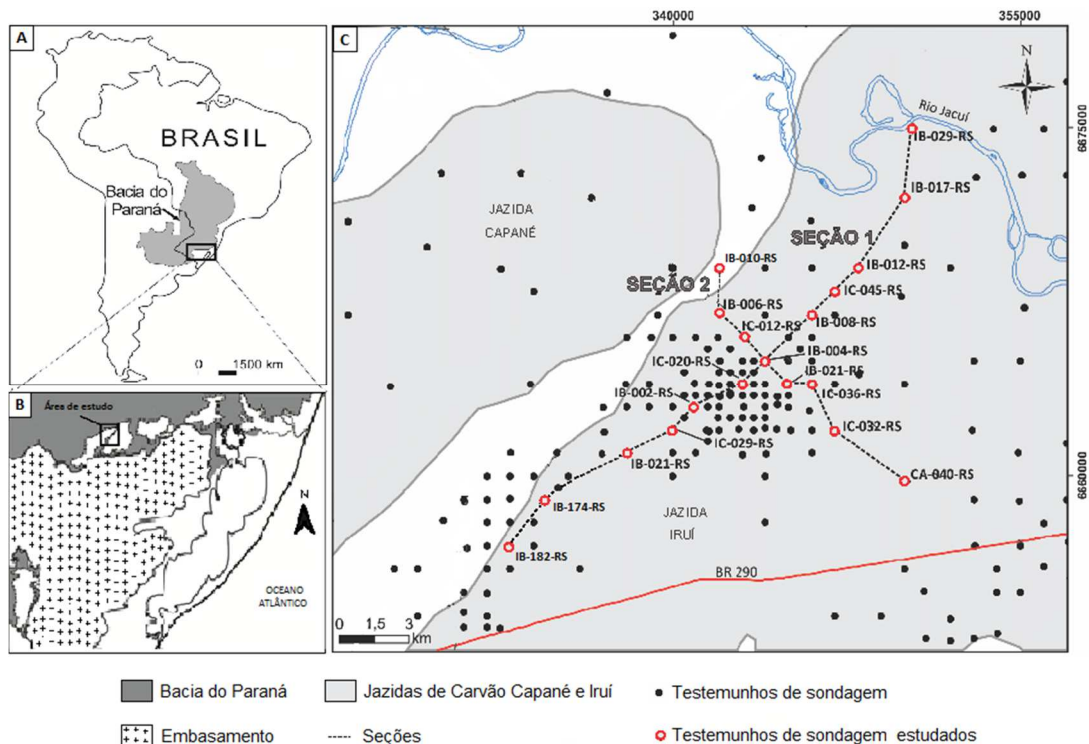


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo. A – Localização da Bacia do Paraná na América do Sul. B – Localização da área de estudo no Rio Grande do Sul, em relação à Bacia do Paraná e à distribuição das jazidas de carvão. C – Distribuição dos furos de sondagem na área de estudo e das seções 1 e 2, de direção NW-SE e NE-SW (modificado de Cagliari, 2014).

2. Objetivos

O objetivo geral deste estudo foi compreender a formação e a evolução do sistema laguna-barreira registrado na Formação Rio Bonito na região da jazida carbonífera Iruí Central. Desta forma, através do presente trabalho, pretendeu-se: caracterizar as fácies do sistema laguna-barreira da Formação Rio Bonito na região da jazida carbonífera Iruí Central; mensurar os depósitos; testar os modelos laguna-barreira propostos na literatura para a área de estudo; e simular os processos geológicos que controlaram a deposição neste sistema costeiro através da utilização de um *software* de modelagem geológica, o qual tem como base os princípios da difusão.

3. Contextualização

3.1. Bacia do Paraná e Formação Rio Bonito

A Bacia do Paraná, que está localizada na porção centro-sul da América do Sul, compreende uma área com cerca de 1.600.000 km², abrangendo as áreas da região sul, sudeste e centro-oeste do Brasil, e estendendo-se à Argentina, Uruguai e Paraguai. Esta bacia é classificada

como intracratônica, estando totalmente contida na placa sulamericana, sem nenhuma relação direta com as margens desta placa. Segundo Milani (2004), o formato atual da bacia é reflexo de fenômenos póspaleozóicos do continente sul-americano, os quais reduziram significativas áreas do contexto deposicional original (Fig. 2).

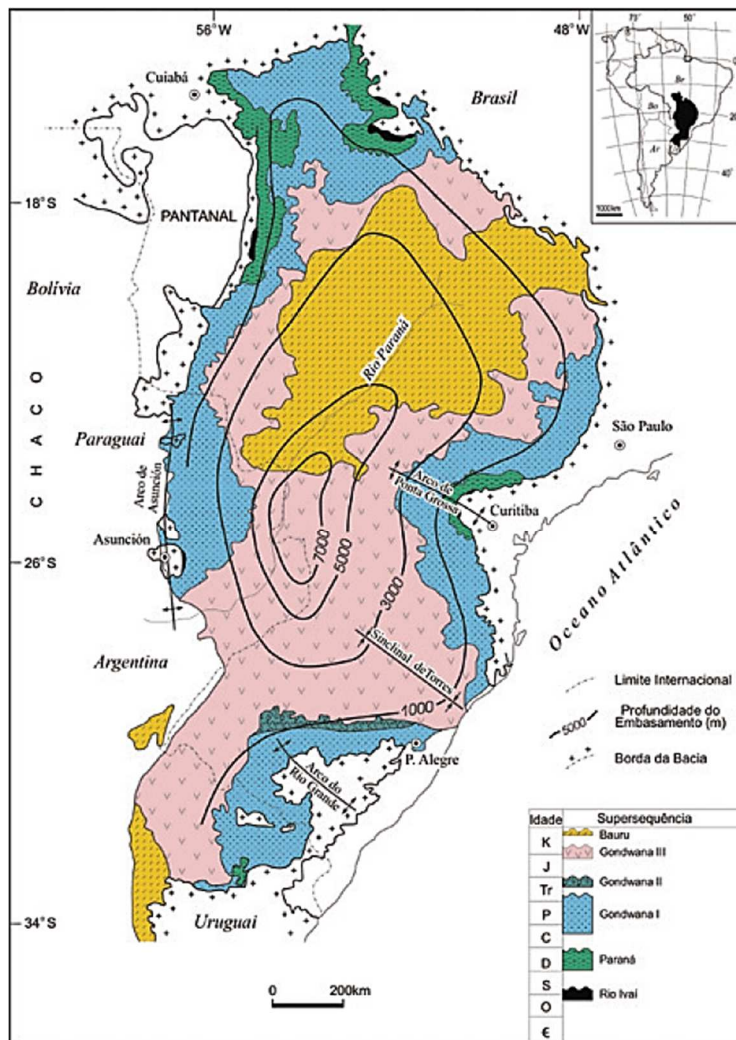


Figura 2: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino (Milani, 2004).

As idades que caracterizam a Bacia do Paraná estão compreendidas entre 465 Ma e 65 Ma, sendo correspondentes aos períodos Neo-Ordoviciano e Neocretáceo, respectivamente. Ao longo desses períodos, eventos sucessivos de sedimentação acomodaram os depósitos sedimentares dando origem a uma bacia de registro policíclico. Desse modo, a bacia compreende seis sequencias sedimentares de segunda ordem, reconhecidas por Milani (1997), as quais foram influenciadas por eventos de subsidência e soerguimento, sendo elas: Superseqüência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Superseqüência Paraná (Devoniano), Superseqüência Gondwana I

(Carbonífero-Eotriássico), Supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico), Supersequência Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Supersequência Bauru (Neocretáceo).

Dentre as sequências definidas por Milani, a Supersequência Gondwana I, composta pelos Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, corresponde ao maior pacote de rochas sedimentares da Bacia do Paraná e registra mudanças paleoambientais contrastantes que ocorreram no Continente Gondwana ao longo do tempo, desde o período glacial do Carbonífero Superior até os tempos secos e áridos durante o Triássico (Vieira Jr. *et al.*, 2011). Pertencente ao Grupo Guatá, a Formação Rio Bonito, de idade Permiana, é uma unidade estratigráfica de grande significado econômico para a região Sul do País, devido essencialmente à existência de jazidas carboníferas em seu contexto deposicional. Esta formação é representada principalmente por arenitos finos, siltitos e siltitos carbonosos que se intercalam a camadas de carvão (Bortoluzzi *et al.*, 1987), registrando uma variedade de depósitos costeiros e marinhos.

A Formação Rio Bonito é composta de uma variedade de assinaturas estratigráficas, que representam os diversos ambientes deposicionais costeiros existentes no passado. A presença de estratificações cruzadas, *sand waves*, acamadamento *wavy* e *linsen*, estratificações cruzadas *hummocky*, assinaturas biológicas e granulometria variando de pelitos carbonos a arenitos muito grossos, caracterizam os sistemas deposicionais costeiros das jazidas de carvão Capané, Iruí, Pantano Grande e Leão, definidos por Lopes e Lavina (2001).

Segundo Lopes e Lavina (2001), os depósitos costeiros e marinhos do Rio Bonito, na região carbonífera do Jacuí, registram assinaturas de estruturas características dos sistemas deposicionais deltaico, estuarino, de barreiras litorâneas e marinho raso e marinho de costa afora, demonstrando um ambiente bastante variável e complexo devido às mudanças do nível de base, provocando a migração desses ambientes, ora em direção ao continente, ora em direção ao oceano. Os autores verificaram que camadas de carvão se desenvolvem ao longo das parassequências identificadas, as quais estariam associadas a progradações deltaicas, restrição de corpos lagunares por sistemas de barreiras litorâneas ou ao assoreamento de áreas lagunares por sistemas estuarinos.

Kern (2008) verificou que o intervalo da Formação Rio Bonito, na região do Bloco Central da Jazida do Iruí, corresponde a um grande evento transgressivo de segunda ordem (Sequência Depositional Iruí Central), devido ao deslocamento da linha de costa para posições cada vez mais altas. As litofácies identificadas foram relacionadas a barras fluviais, planícies de inundação, depósitos lagunares, deltas lagunares, diques marginais, planícies de maré, barras de maré, ambientes pantanosos, baía estuarina, *foreshore*, *shoreface* e transição para o *offshore*. Os sistemas laguna-barreira identificados neste trabalho apontam que os mesmos foram formados

devido ao desenvolvimento de cordões litorâneos, os quais foram construídos pela deriva litorânea, isolando regiões de enseadas e baías.

Cagliari *et al.* (2014) constataram que a sucessão sedimentar da Formação Rio Bonito consiste de fácies estuarina, costeira, de planície costeira e de depósitos marinhos rasos (Fig. 3). Estes depósitos ficaram sujeitos às flutuações dos níveis de base, alterando a composição destes sistemas. As sequências analisadas pelos autores indicam que os depósitos carbonosos teriam ocorrido por acumulações em uma lagoa protegida, de modo que os depósitos lagunares sem evidências de carvão, que estariam abaixo de arenitos marinhos rasos, indicam a existência de um sistema de barreiras mais aberto, contendo um ou mais *inlets*.

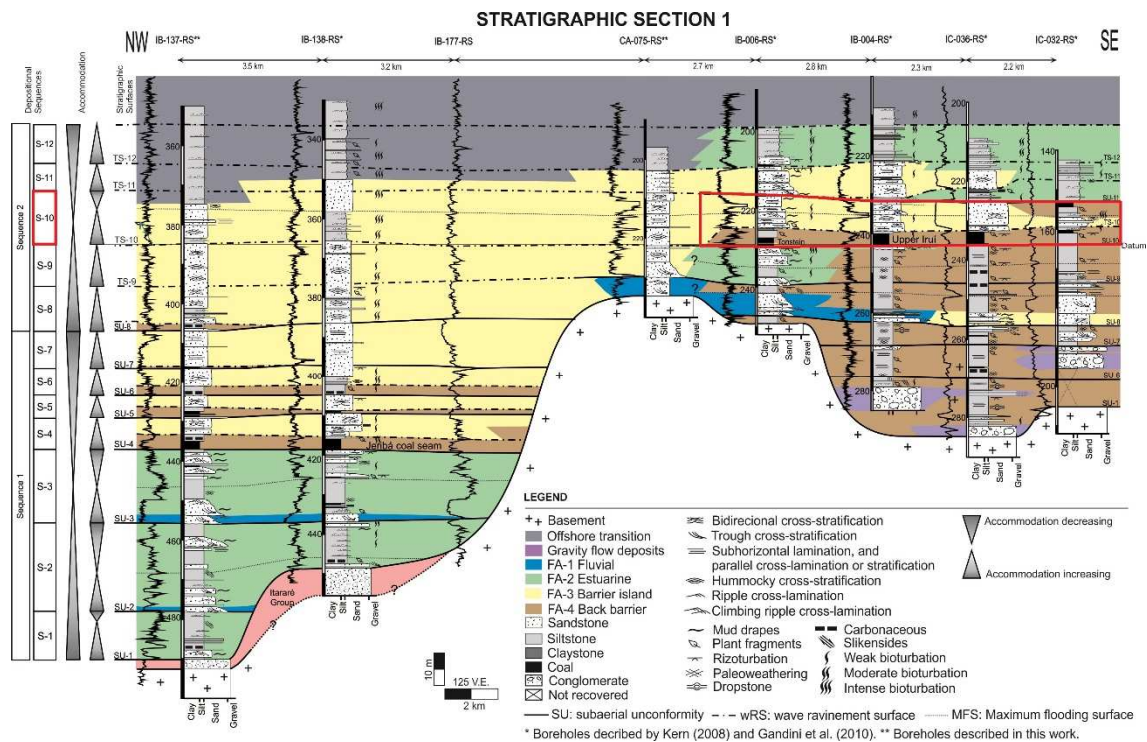


Figura 3: Seção estratigráfica 1 da área da jazida Iruí, no Bloco Central, retirado de Cagliari *et al.* (em submissão). Destacado em vermelho a sequência 10 (S-10), correspondente ao sistema laguna-barreira da Formação Rio Bonito.

Em todos os trabalhos, os autores interpretam os depósitos como sendo de ambientes costeiros e reconhecem a existência de sistemas do tipo laguna-barreira. Deste modo, estes modelos propostos para a região de estudo e áreas adjacentes são de significativa importância para a compreensão e interpretação dos dados do registro geológico da área em questão, no que diz respeito à estruturação do modelo a ser gerado através deste estudo.

3.2. Ambientes deposicionais

3.2.1. Barreiras litorâneas

As barreiras litorâneas são como ilhas arenosas que se desenvolvem paralelo à costa através de processos de transporte e deposição de sedimentos, refletindo a ação das ondas e correntes litorâneas (Davis, 1994). Estes depósitos sedimentares fazem parte de um sistema que pode ser composto por dunas, zonas vegetadas e terrenos pantanosos, ocorrendo entre a região praial e lagunar (Fig. 4). O lado marinho da barreira sofre a ação direta de ondas e marés, sendo geralmente dominado por um desses agentes, enquanto que o lado voltado para o continente sofre fica mais protegido da dinâmica marinha, sofrendo influência apenas das marés e dos processos que ocorrem no interior lagunar.

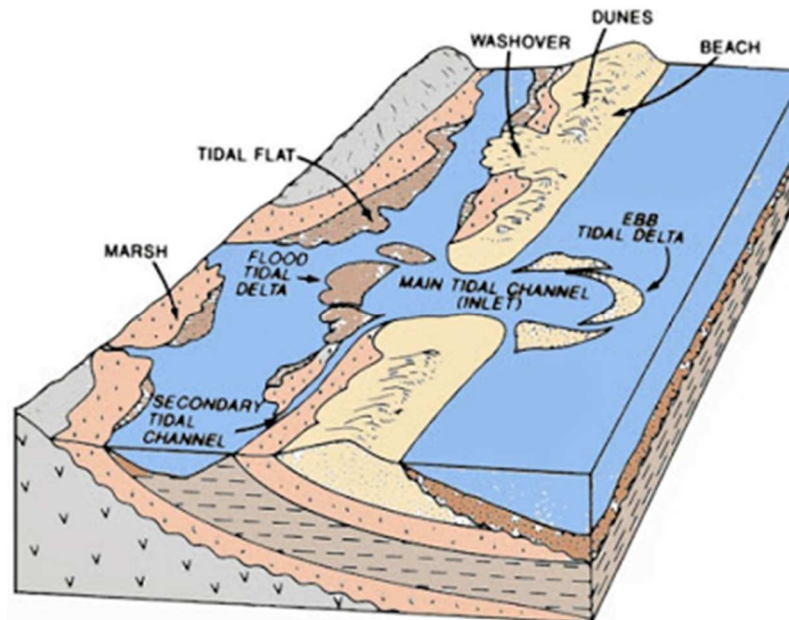


Figura 4: Esquema de um sistema de ilha-barreira (Modificado de Reinson, 1992).

Os processos formadores das barreiras levam ao desenvolvimento de dois tipos de sistemas: regressivo e transgressivo (Reinson, 1979) (Fig. 5). O primeiro é caracterizado pela sobreposição de depósitos terrestres em relação aos sedimentos marinhos, representando a migração dos ambientes em direção ao oceano, e o segundo pela migração da linha de costa continente adentro, ambos mantendo o perfil de equilíbrio descrito por Dean (1977). Estas migrações podem ocorrer por diferentes alterações no ambiente, como mudanças no nível do mar e no aporte sedimentar. As fácies arenosas do sistema são compostas pelo *shoreface*, *foreshore*, dunas, planícies de *washover* e deltas de maré, enquanto que as fácies de granulação mais fina compreendem o fundo lagunar, a planície de maré e áreas pantanosas (Reinson, 1992) (Fig. 4).

O *shoreface* pode ser subdividido em três zonas: *shoreface* superior, na zona de surf; *shoreface* médio, na zona de quebra; e *shoreface* inferior, na zona de *shoaling* (Reinson, 1992). A ação intensa das ondas afeta o *shoreface* inferior somente durante eventos de tempestades. A presença de areias mais finas com camadas de lama e laminações planares caracterizam esta região. O *shoreface* superior sofre influência regular das ondas, apresentando areias de granulometria fina à média. O domínio de correntes longitudinais podem gerar depósitos de barreiras arenosas paralelas à costa, sendo comum a existência de estratificações cruzadas como resultado do fluxo unidirecional da corrente. A zona de surf como um todo é dominada por estratificações cruzadas acanaladas multi-direcionais e estratificações cruzadas planares de baixo ângulo (Boggs, 2006).

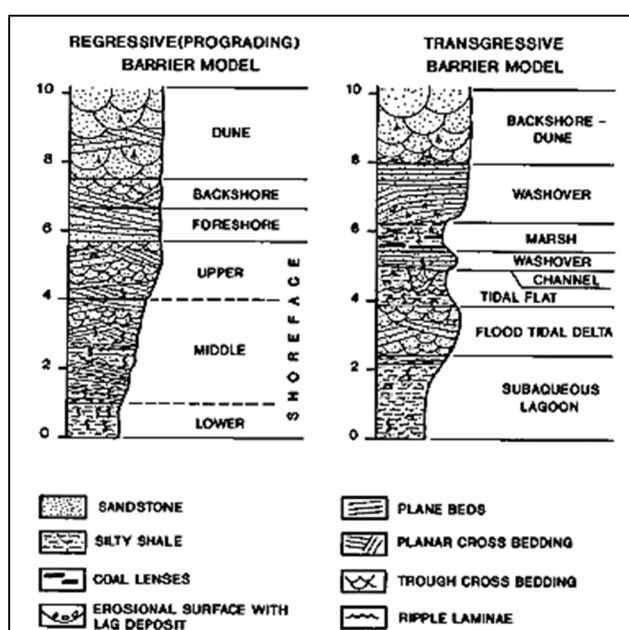


Figura 5: Sucessão de fácies de ilha-barreira associada aos regimes transgressivo e regressivo (Reinson, 1992).

O *foreshore*, correspondente à zona de *swash*, se encontra entre os limites das marés baixa e alta. Apresenta predominantemente areia fina à média, havendo um domínio de laminações paralelas de baixo ângulo na estrutura dos depósitos. Em meio às suas areias quartzosas, é comum encontrar finas lâminas de minerais pesados. A região de *backshore*, é dominada pela deposição de sedimentos por ondas de tempestade, alternando com o transporte e deposição de sedimentos eólicos, sendo comum a existência de dunas eólicas. As estruturas sedimentares são caracterizadas por laminas sub-horizontais e estratificações cruzadas acanaladas, comumente bioturbadas e com marcas de raízes (Boggs, 2006).

3.2.2. Sistemas laguna-barreira

Os sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira se formam basicamente devido ao isolamento de corpos lagunares por barras arenosas, as quais são formadas pela ação de agentes como o vento, ondas e correntes, que transportam, depositam e retrabalham sedimentos ao longo da linha de costa. A combinação dos ciclos transgressivos e regressivos, as características físicas da costa e o aporte sedimentar, influencia diretamente na estruturação destes sistemas, gerando ambientes altamente complexos, que podem ser constituídos por campos de dunas, lagos, áreas vegetadas, terrenos alagadiços e turfeiras, eventualmente. Este contexto deposicional pode ainda ser dominado por alguns agentes, como ondas ou marés, dependendo de fatores como a morfologia da costa, o aporte sedimentar, o nível do mar e a hidrodinâmica do local.

As barreiras podem migrar paralela ou perpendicularmente à costa ou então permanecerem paradas de acordo com a oferta de sedimentos e as condições hidrodinâmicas. Estes depósitos podem se comportar de forma contínua ao longo da costa, com a presença de poucos canais (*inlets*), ou com uma maior comunicação com o meio marinho, apresentando mais *inlets* ao longo de sua composição. A primeira situação pode ocorrer em função da atuação significativa das ondas e/ou da deriva litorânea, combinada com uma boa disponibilidade de sedimentos no meio. Em contrapartida, as barreiras descontínuas podem indicar a ação das marés e/ou de ondas de tempestades recentes, que são capazes de romper estas barreiras.

As lagunas costeiras, componentes dos sistemas laguna-barreira, correspondem a corpos rasos de água, com uma restrita comunicação com o ambiente marinho, e geralmente encontram-se paralelamente à linha de costa em relação ao seu eixo longitudinal. Estes corpos de água são separados do mar pelas barras arenosas e a comunicação entre os dois ambientes ocorre através de um ou mais canais, como abordado no parágrafo anterior. Sua formação pode ocorrer pela ação de ondas e correntes comandadas pela dinâmica local que transportam e depositam sedimentos ao longo da costa, fechando total ou parcialmente as baías através do desenvolvimento das barreiras (Gilbert, 1885), ou pelo afogamento de cristas de praia, devido à subida do nível do mar (Hoyt, 1967) (Fig. 6).

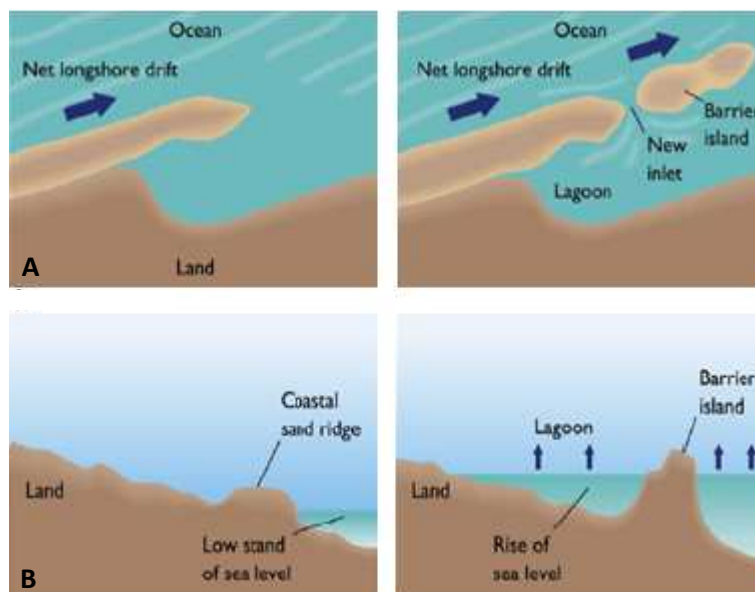


Figura 6: Esquema da formação das lagunas costeiras de acordo com Gilbert (a) e Hoyt (b) (Pinet, 2008).

As lagunas são mais abundantes em costas de baixa a média amplitude de maré e em latitudes médias. No geral, nas altas latitudes, o aporte sedimentar é baixo, portanto as costas emergem por isostasia, ao passo que em baixas latitudes a alta carga sedimentar proveniente dos rios favorece o preenchimento das lagunas rapidamente ou a formação de deltas (Martin *et al.*, 1993). Correntes de maré e ondas geradas pelo vento dominam os processos sedimentares nas lagunas. A sedimentação é dominada pela deposição de sedimentos finos (silte e argila), mas eventualmente ondas de tempestade podem causar *washover* de sedimentos arenosos provenientes das barreiras. Deste modo, as lagunas podem apresentar depósitos de fundo lamosos e ricos em matéria orgânica, contendo registros de atividade biológica, com pequenas intercalações de areia.

Segundo Reinson (1992), as seqüências lagunares geralmente consistem de intercalações de arenito, siltito e carvão, correspondendo a fácies características de sobreposição de ambientes (*overlapping*). A existência de jazidas carbonosas associadas aos corpos lagunares depende de diversos fatores, entre eles a quantidade de matéria orgânica produzida e a taxa de acomodação.

Os processos envolvidos na formação dos sistemas laguna-barreira, apesar de bastante estudados, são difíceis de serem compreendidos de uma forma geral devido a sua alta complexidade. A teoria de Beaumont (1885), propõe que, com a subida do nível do mar, as barreiras resultam da emersão e migração de barras arenosas em direção à praia. Estas barras arenosas migrariam devido à combinação da erosão do *shoreface* com o *washover* sobre o lado da barreira mais próximo do continente. Gilbert (1885), propôs que as barreiras evoluem devido à ação da deriva litorânea ao longo dos cordões litorâneos que possuem uma de suas extremidades conectada ao continente. Hoyt (1967), concluiu que uma ilha-barreira se formaria pela construção de um cordão arenoso ao longo da costa, através do transporte e deposição de sedimentos trazidos

pelo vento ou pela água. Este cordão sofreria inundação pelo aumento do nível do mar, dando origem a uma barreira e uma lagoa.

No entanto, a formação dos sistemas laguna-barreira varia de acordo com as características de cada ambiente costeiro, existindo múltiplos fatores que podem controlá-la. Diversos estudos que abordam os componentes destes sistemas vêm sendo realizados, buscando compreender e explicar o desenvolvimento dos depósitos associados a estes ambientes deposicionais (Davies *et al.*, 1971; Bridges, 1976; Reinson, 1979; Rampino e Sanders, 1981; McCubbin, 1982; Kraft *et al.*, 1987; Roehler, 1988; Oertel *et al.*, 1992; Oost e Boer, 1994; Li e Wang, 1994; Maroco *et al.*, 1996; Anthony e Blivi, 1998; Kroonenberg *et al.*, 2000; Sloss *et al.*, 2005; Hodgekinton *et al.*, 2008; Storms *et al.*, 2008; Pérez-Arlucea *et al.*, 2011; Wang *et al.*, 2012; Cooper *et al.*, 2012; Lima *et al.*, 2013; Fruergaard *et al.*, 2015; entre outros).

Reinson (1979) sintetizou as sequências estratigráficas dos sistemas de ilhas-barreira em três modelos deposicionais (barreira regressiva, barreira transgressiva e *inlet* de barreira) para que pudessem ser utilizados nas interpretações de depósitos em registros antigos. Para isso, o autor estudou os depósitos modernos juntamente com registros antigos, descrevendo características como sua origem, ocorrência, fácies e litofácies, desconstruindo, juntamente com outros estudos (Hayes e Kana, 1976; Kraft, 1978), a teoria existente até meados de 1970, de que existiria um único modelo deposicional de ilhas-barreira (Modelo da Ilha Galveston).

Oost e Boer (1994) forneceram um aspecto geral da sedimentologia da porção holandesa do Mar de Wadden, constituída por ilhas-barreira, com base em estudos pretéritos. O estudo compreende ambientes deposicionais transicionais, tais como: ilhas-barreira, deltas de maré vazante, *inlets* e *backbarriers*. As ilhas-barreira, especialmente, foram descritas e caracterizadas no trabalho, bem como os principais agentes atuantes na formação e evolução de sua configuração. Wang *et al.* (2012), procuraram identificar as lacunas no conhecimento sobre a morfodinâmica costeira do mar de Wadden, focando em processos físicos como a interação entre movimento da água, transporte de sedimentos e alterações da morfologia e composição de fundo. Também apresentaram uma visão geral do estado da arte sobre as pesquisas feitas na área, porém com a finalidade de confrontar as informações adquiridas com maiores questões voltadas para o manejo e criação de políticas para o ecossistema do mar de Wadden.

Anthony e Blivi (1998), caracterizaram a evolução morfosedimentar de um complexo laguna-barreira (Fig. 7), no golfo oeste de Benin. Este sofreu influência antrópica, de modo que diminuiu o aporte fluvial para o sistema. Os autores constataram que a progradação da barreira na baía ocidental de Benin diminuiu consideravelmente ou cessou provavelmente antes 3400 anos A.P. A redução da oferta fluvial direta, agravada por uma barragem concluída em 1961, induziu a erosão da barreira e depósitos de *shoreface* como compensação da ação da deriva litorânea. A

construção de um porto de águas profundas em 1967 também afetou o sistema. Ambas as mudanças tiveram impactos consideráveis sobre a dinâmica de sedimentos e estas alterações acabaram induzindo novos padrões de comportamento da barreira, incluindo a dinâmica transgressiva e regressiva em vários locais ao longo da costa.

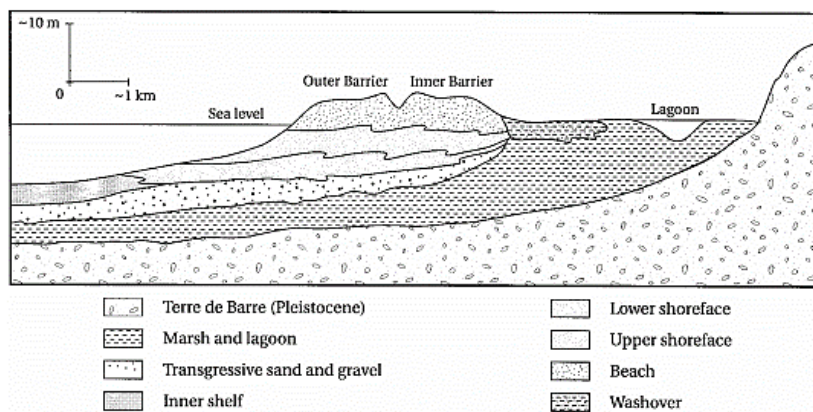


Figura 7: Interpretação sistemática da estratigrafia da laguna-barreira, com base em dados de sondagem, observações de campo e correlação com os mais conhecidos depósitos laguna-barreira adjacentes (Anthony e Blivi, 1998).

Sloss *et al.* (2005) buscaram compreender a evolução das barreiras estuarinas do Lago de Illawara, Austrália, em resposta à elevação do nível do mar, para adicionar informações aos modelos de previsão. A pesquisa resultou em uma cronologia detalhada para a deposição dos depósitos transgressivos, crescimento de barreira, e o posterior desenvolvimento do ambiente de retro-barreira estuarino devido às flutuações do nível do mar holocênicas (Fig. 8).

Pérez-Arlucea *et al.* (2011) observaram a influência da dinâmica praiar, do tempo e das condições climáticas marinhas sobre a hidrodinâmica do sistema laguna-barreira do Louro, Espanha, a fim de avaliar as consequências das mudanças climáticas e sua influência na arquitetura sedimentar. Através deste estudo, foi possível caracterizar as condições (ventos, maré, correntes, tempestades) que regem a configuração do sistema para o período estudado.

Lima *et al.* (2013) apresentaram um modelo evolutivo de uma barreira costeira no extremo sul Brasil durante o Holoceno. O conjunto de dados foi baseado em testemunhos de 15-20 m de perfuração e registros de GPR (*ground-penetrating radar*). A evolução da barreira incluiu duas etapas principais (Fig. 9): a retrogradação da barreira controlada pela elevação do nível do mar durante a transgressão marinha pós-glacial, que terminou em cerca de 6000-5000 anos A.P.; e uma retrogradação da barreira controlada por um balanço sedimentar negativo do sistema praiar durante os últimos 6000-5000 anos em um período de lenta queda do nível do mar de cerca de 2 m. Durante a segunda etapa, a barreira migrou devido a erosão costeira (balanço sedimentar negativo) e a transferência de areia pelo vento e leques de sobrelavagem.

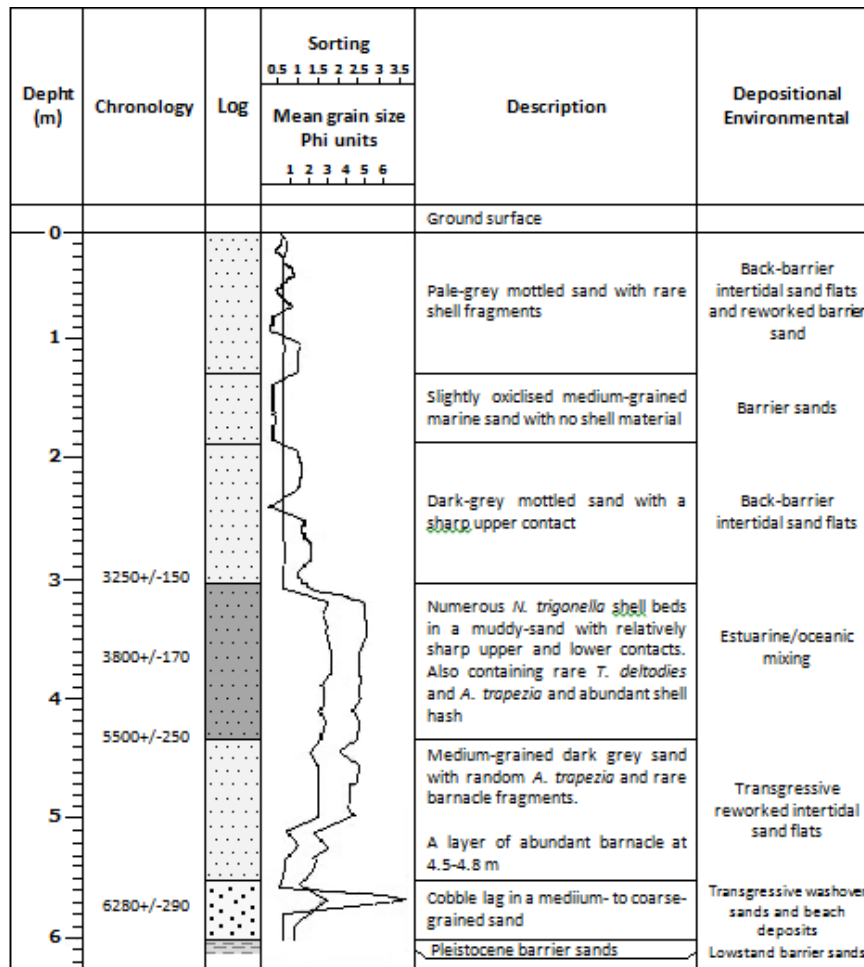


Figura 8: Estratigrafia e cronologia dos depósitos transgressivos com influência marinha associada com a fase inicial da evolução do estuário de barreira, região de Korrongulla Swamp (modificado de Sloss *et al.*, 2005).

Fruergaard *et al.* (2015) apresentaram uma reconstrução detalhada dos efeitos sedimentares da subida do nível do mar holocênica em um sistema moderno de barreira na costa da Dinamarca (Fig. 10 e 11), parte mais ao norte do mar de Wadden, com a finalidade de melhor compreender a resposta do sistema em relação às mudanças do nível do mar. Através da análise de cinco testemunhos retirados da região de estudo, os autores identificaram onze unidades sedimentares holocênicas específicas (unidades 1 a 11), uma unidade pleistocênica (unidade 12) e quatro superfícies estratigráficas. Cada unidade descrita reflete um ambiente de deposição específico que pode ser agrupado em terrestre, *back-barrier* e ambientes costeiros e marinho raso. A evolução e a sequência estratigráfica do sistema de barreira costeira estudado foi reconstruído através da análise de fácies, datação de alta-resolução OSL (Optically Stimulated Luminescence) e datação por radiocarbono.

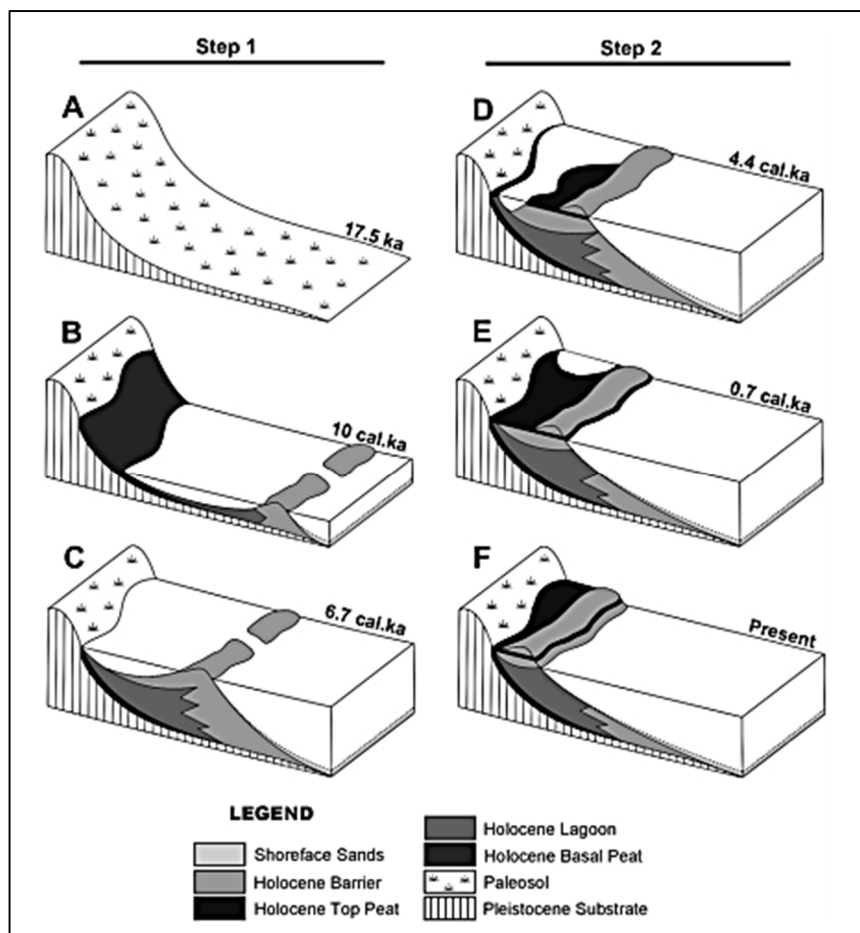


Figura 9: As duas principais etapas que caracterizam o modelo evolutivo da barreira holocênica no Hermenegildo (esquemática): passo 1 - aumento do nível do mar controlando a retrogradação da barreira (A-C); etapa 2 - balanço sedimentar negativo do sistema de praia controlando a retrogradação da barreira (D-F) (Lima *et al.*, 2013).

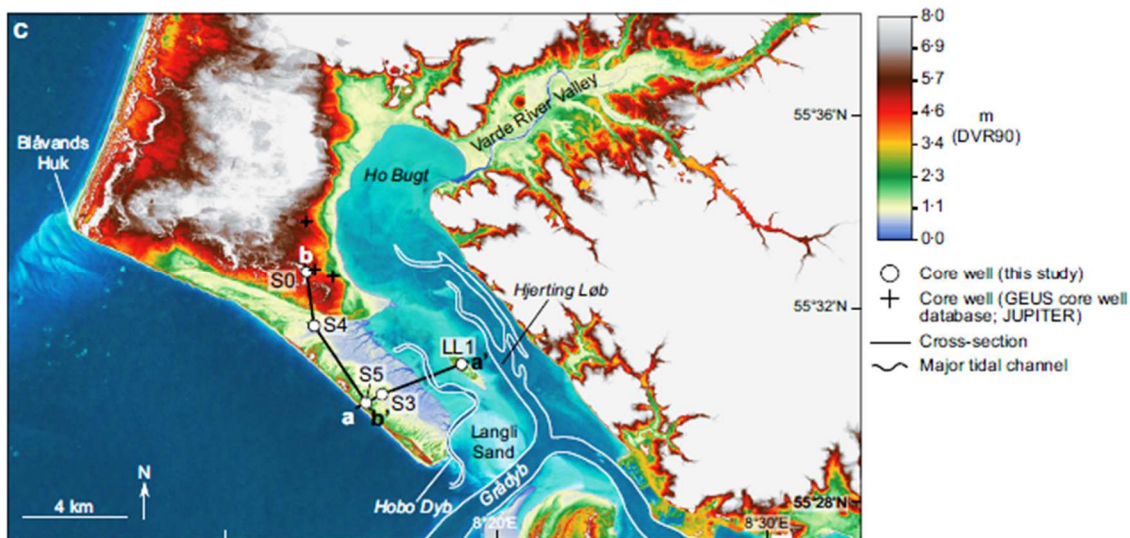


Figura 10: Área de estudo no mar de Wadden, Dinamarca. Sistema de barreira costeira Skallingen–Langli (Fruegaard *et al.*, 2015).

3.3. Aspectos sobre a modelagem geológica

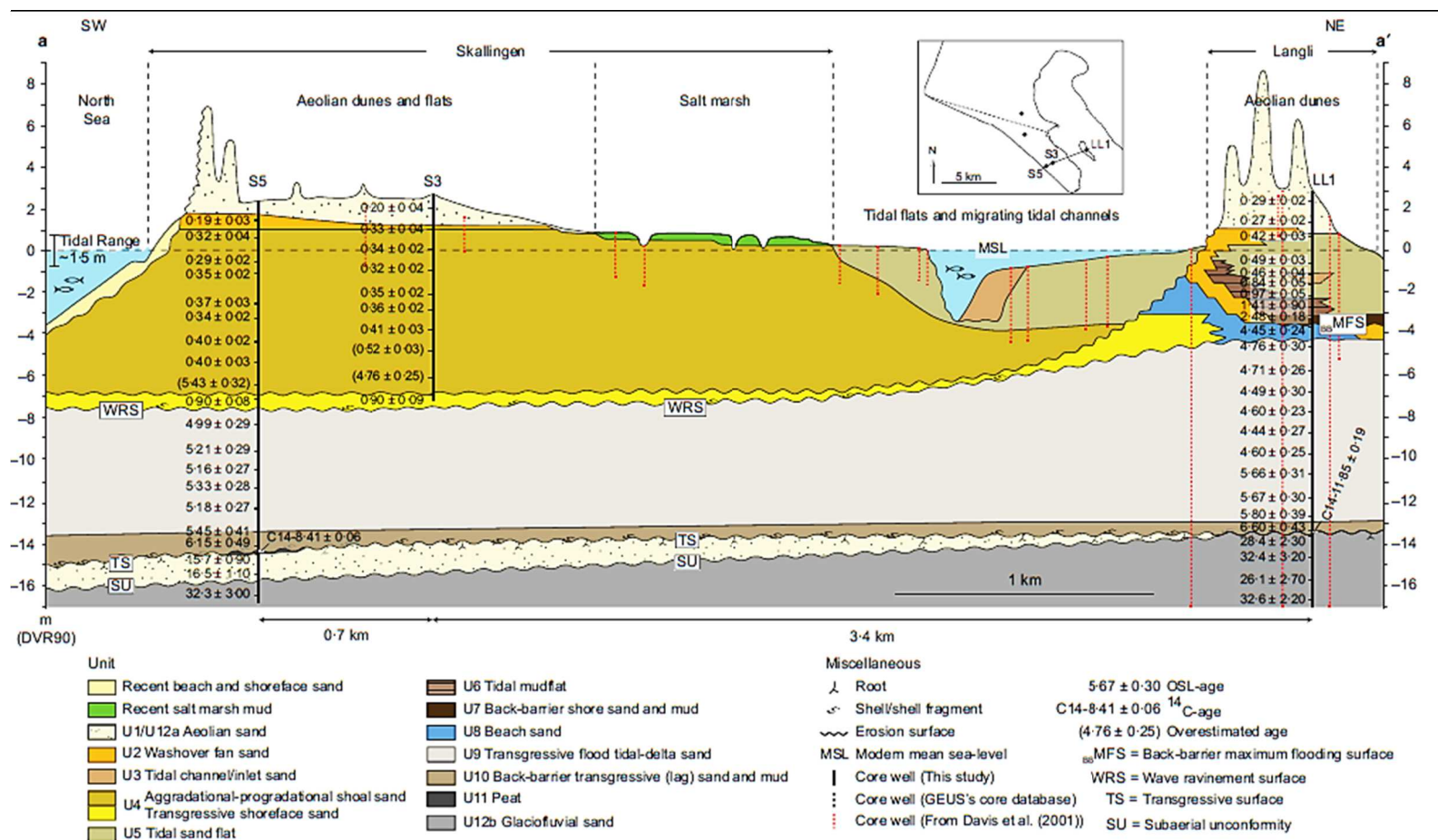


Figura 11: Interpretação e cronologia da sequencia costeira holocênica. Seção cruzada a-a' (SW-NE) intersectando o sistema de barreira costeira Skallingen-Langli (Fruegaard *et al.*, 2005).

Modelagem é o processo através do qual um modelo é gerado. O método compreende a utilização de uma ferramenta computacional ou conceitual para o desenvolvimento de modelos de sistemas reais observados (modelagem inversa) ou de modelos preditos (modelagem direta). Existem diversos tipos de modelos matemáticos, que podem ser empregados de acordo com o sistema a ser modelado e a finalidade pretendida (Fig. 12). Os modelos permitem uma aproximação dos processos reais por meio de um conjunto de equações matemáticas que os representam. Sendo assim, o modelo é uma simplificação da realidade, uma vez que não compreende todas as propriedades existentes no sistema real (Christofolletti, 1999). A alta complexidade do conjunto de processos que atuam no sistema, torna inviável a consideração de todos esses fatores (Nirmalakhandan, 2002).

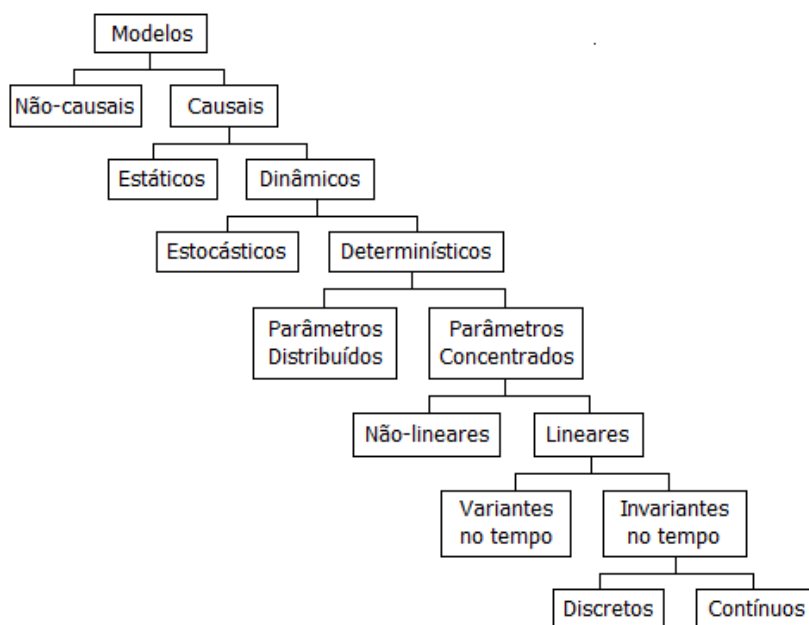


Figura 12: Classificação de modelos matemáticos (Nirmalakhandan, 2002).

O objetivo da modelagem é obter uma maior compreensão do sistema que se está estudando de acordo com os processos mais relevantes, não sendo possível compreendê-los em sua totalidade. Entretanto, é necessário se ter um cuidado para não simplificar o modelo a ponto de mascarar informações importantes. Deste modo, para a construção de um modelo geológico, é imprescindível a escolha de uma ferramenta de modelagem que supra as necessidades do objetivo pretendido. A escala dos processos, o nível de detalhamento, bem como o que se pretende com a geração do modelo, é determinante na escolha do *software* ideal, implicando diretamente sobre a precisão e a relevância do modelo para as interpretações posteriores (Nirmalakhandan, 2002).

Segundo Harari (2015), a escala está fortemente relacionada com a resolução do modelo, que é definida pela distância horizontal entre os pontos de cálculo de uma grade computacional. A resolução definirá quais fenômenos deverão ser realmente incluídos nas simulações e quais serão omitidos ou simplesmente parametrizados.

Os programas de modelagem podem ter como base diferentes princípios no seu funcionamento. Na simulação de modelos estratigráficos, os princípios da difusão, processo que define a forma de espalhamento de um determinado volume de sedimentos de acordo com um fluxo e um gradiente, podem suprir as necessidades requeridas nas simulações de longos intervalos de tempo (da ordem de milhões de anos), especialmente em registros geológicos antigos. Estes modelos podem mostrar o preenchimento sedimentar nas bacias em larga escala de tempo, possibilitando inferir determinadas condições dos ambientes que não podem ser interpretadas apenas através dos depósitos. Dentro destes princípios, o *software* Dionisos® (*Diffusive Oriented Normal and Inverse Simulation of Sedimentation*), desenvolvido pela Beicip-Franlab, é um *software* de modelagem estratigráfica tridimensional que possui estas características. Este programa é bastante complexo em seu funcionamento, porém é regido basicamente pela equação da difusão, a qual é definida por:

$$q_s = -D' \times \frac{\partial h}{\partial x}$$

sendo q_s o fluxo de sedimentos por unidade de largura; D' o coeficiente de difusão modificado por $D' = D \times C_o$, onde C_o é a concentração de sedimentos e D é o coeficiente de difusão em m/s^2 ; h a altura acima de um *datum* horizontal; e x a distância na horizontal na direção do fluxo.

Este software é um dos programas mais utilizados na indústria do petróleo para avaliar a arquitetura sedimentar, a distribuição de fácies e a paleobatimetria. Ele foi desenvolvido para ser utilizado na modelagem estratigráfica tridimensional em escala de bacia, permitindo simular a distribuição sedimentar em grandes intervalos de tempo (escala de milhões de anos), o que o diferencia de programas que requerem um maior detalhamento de dados. Neste contexto, a modelagem direta realizada a partir de registros sedimentares pontuais, representantes de paleoambientes com centenas de milhões de anos como os depósitos da Formação Rio Bonito, não proporcionam uma base de dados muito diversificada, o que requer um programa que considere estas características.

4. Resultados

(Artigo)

Título

Landward migration of sandy barrier under relative sea level rise preserved in a depositional sequence of the Rio Bonito Formation (southern Paraná Basin)

Autores

Mariane Candido^{1*}, Joice Cagliari¹, Francisco Manoel Wohnrath Tognoli¹

¹*Universidade do Vale do Rio Dos Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Av. Unisinos, 950, Cristo Rei, São Leopoldo, Rio Grande do Sul CEP 93022-000, Brazil.*

* Corresponding author.

E-mail address: mari.fcandido@gmail.com

Periódico

Submetido a *Sedimentary Geology*

**Landward migration of sandy barrier under relative sea level rise
preserved in a depositional sequence of the Rio Bonito Formation (southern
Paraná Basin)**

Mariane Candido^{1*}, Joice Cagliari¹, Francisco Manoel Wohnrath Tognoli¹

¹*Universidade do Vale do Rio Dos Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Av.*

Unisinos, 950, Cristo Rei, São Leopoldo, Rio Grande do Sul CEP 93022-000, Brazil.

* Corresponding author.

E-mail address: mari.fcandido@gmail.com

ABSTRACT

This article presents the evolution of a coal-bearing lagoon-barrier system at southern Paraná Basin, Brazil, based in stratigraphic modeling techniques. The main goal of this research was to simulate the origin and evolution of this system considering the relative sea level variations. The database comprises 75 logged boreholes that provided data about the main coal bed deposited behind the barrier as well as 19 cored and logged boreholes distributed along two stratigraphic sections parallel (NE-SW) and perpendicular (NW-SE) to the paleoshoreline. After compilation and processing, the dataset was uploaded in the Diffusive Oriented Normal and Inverse Simulation of Sedimentation (DIONISOS) software in order to establish the basic parameters and to simulate many different data configurations. The described facies were interpreted as swamp, lagoon, sandy barrier and tide-influenced deposits. The coal bearing succession developed along the transgressive system tract, which includes the peat deposition in the swamp, the barrier breakup and the migration of the barrier landward. The evolution of the system during the highstand system tract showed the migration of the barrier seaward. A relative sea level rise of about 16 m allowed a strong correlation with those data exhibited by the stratigraphic sections along 2 Myr. The modeling contributed to the understanding of the

evolution of the lagoon-barrier system in the period studied, allowing establishing the relative sea level curve and the likely locations of sediment supply in this environment. However, modeling allows obtaining data that can not be obtained through the sedimentary analysis.

KEYWORDS: lagoon-barrier system, coal-bearing succession, forward stratigraphic modeling, barrier transgression, Paraná Basin.

1. Introduction

The Rio Bonito Formation is a stratigraphic unit widely distributed along the eastern border of the Paraná Basin, studied since the beginning of the twentieth century (White, 1908). It is characterized by mudstones, siltstones, sandstones and conglomerates with a number of different sedimentary structures such as horizontal and wave-ripple cross laminations, trough, planar and hummocky cross-stratification as well as graded, wavy and linsen beddings. The understanding of its geological evolution is a product of different approaches. The facies models represent the integration of sedimentological data with those provided by body fossils (*e.g.*, plant remains) and biogenic structures (*e.g.*, trace fossils and rizzhobioturbation) (Netto, 1998; Netto, 2001; Buatois et al., 2001; Tognoli, 2002; Tognoli & Netto, 2003; Boardman, 2006; Boardman, 2007; Gandini et al., 2010; Netto et al., 2012; Boardman, 2013) which allowed to refine interpretation of marine and coastal subenvironments, especially in places where a close-spaced grid of cored and logged boreholes is available.

Among the marine and coastal settings of the permocarboniferous Rio Bonito Formation, lagoon-barrier deposits are particularly important because they host the main coal beds of the Paraná Basin at southern Brazil. They are defined by continuous or segmented, sandy-to-gravelly bars that isolates the lagoon of the shoreface, being influenced both by the continental and shallow marine environments (Reinson, 1992). Deposits of this nature have been interpreted in the Rio Bonito Formation by many authors since 1980's (Lavina & Lopes, 1987; Lopes & Lavina, 2001;

Kern, 2008; Cagliari, 2014). Sedimentological and stratigraphical studies characterize these deposits as formed by quartzose, well rounded, fine-to-coarse-grained sandstones of backshore, foreshore and shoreface settings whereas the carbonaceous siltstones and mudstones represent lagoonal settings (Lavina & Lopes, 1987).

Despite studied for a long time around the world, the complexity of the coastal depositional system and the partial record of the geological history become the task of reconstruct the depositional dynamic more difficult. Sandy barriers and muddy lagoons are product of the interaction of winds, and wave and tidal currents. In coastal settings, the high rates of erosion eliminate the possibility of a continuous record of the sedimentary processes and prejudice the depositional interpretation. Considering all these characteristics, the understanding of the evolution of a lagoon-barrier must consider a dynamic approach in which transport and deposition of sediments might be observed and analyzed step by step in variable time-lapses. In order to attend this premise, the results presented herein were obtained through the 3D stratigraphic modeling as a technique to improve the understanding of the database as well as the definition of the geological model to the evolution of the lagoon-barrier system.

The stratigraphic modeling has proven to be a powerful tool to reconstruct sedimentary settings using hard data provided by well logs, cores and outcrops and to estimate quantitatively conditions not preserved in the geological record. In this case, the technique helped us to integrate data in order to elucidate different aspects of the evolution of the depositional system that formed the Leão Coal Mine. The main contribution was to estimate the variation of the relative sea level during the development of the entire lagoon-barrier system and the possible source locations.

2. Geological setting

The Paraná Basin represents a huge area in which sedimentary deposits and lava flows took place between the Upper Ordovician to the Upper Cretaceous. It is distributed along the center and south of Brazil and includes areas of Paraguai, Argentina and Uruguai and covers an

area of approximately 1,600,000 km² (Milani et al., 2007). The basin records six major events of sedimentation that represents supersequences, such as: Rio Ivaí (Ordovician-Silurian), Paraná (Devonian), Gondwana I (Carboniferous- Lower Triassic), Gondwana II (Upper Triassic), Gondwana III (Jurassic-Cretaceous) and Bauru (Upper Cretaceous). The supersequence Gondwana III includes rocks formed by lava flows related with the Paraná-Etendeka event (Hawkesworth et al., 1992).

The sedimentary succession in which the lagoon-barrier systems are included are part of the Gondwana I Supersequence (Fig. 1), the major expression of the Paraná Basin in terms of volume and thickness. Its deposits is a complete facies cycle wedge *sensu* White (1908) that records a wide variation of the paleoenvironmental conditions such as the carboniferous glaciation, the permian climatic amelioration and successive marine transgressions and the arid conditions during Triassic. The analyzed interval is part of the Rio Bonito Formation, a post-glacial unit characterized by marginal-marine and marine sandstones, shales and siltstones intercalated with carbonaceous fine-grained rocks and coal beds (Schneider et al., 1974; Bortoluzzi et al., 1987; Lavina & Lopes, 1987; Netto, 1998; Castro et al., 1999; Buatois et al., 2001; Lopes & Lavina, 2001; Tognoli, 2006; Tognoli & Netto, 2003; Kern, 2008; Gandini et al., 2010; Netto et al., 2012; Cagliari, 2014).

According to Lopes & Lavina (2001), the marine and marginal-marine deposits of the Rio Bonito Formation at Jacuí Coal Mine region record a dynamic and complex depositional system with deltaic, estuarine, foreshore, backshore, shoreface and offshore deposits migrating landward and seaward under influence of rise and fall of the sea-level. The coal beds were interpreted to be in association with deltas, lagoons restricted by coastal barriers and lagoons filled by estuarine sediments. In the area of the central Iruí Coal Mine, Kern (2008) performed a high-resolution sedimentological and stratigraphical analysis that identified and correlated flood plain, overbank, fluvial and tidal bars, lagoon delta, swamp, tidal flat, estuarine bay, foreshore, shoreface and offshore deposits. The sandy barriers of the Rio Bonito Formation have an approximately orientation SW-NE and are directly related with the coal beds in the study area.

The isolation of the lagoon-swamp setting caused by the development of the barriers as a consequence of longshore drift generated the appropriate conditions to peat accumulates, protected of the erosive marine processes.

It was proposed that coastal barriers continuously moved landward following a major transgressive trend in this period. This model was revisited and detailed by Cagliari et al. (2014), that identified non-carbonaceous lagoon associated with shoreface deposits and allowed to interpret that the presence of tidal inlets are an indicator of effective connection between the lagoon and marine systems, with no peat accumulation. The author performed reinterpretations and represented the geological evolution through stratigraphic modeling in the area of Iruí Coal Mine and the estimated time span was of 2 million years (Cagliari, 2014). In terms of general sedimentary processes, the facies analysis reveals wave and tidal currents structures. Cacula (2008) determined the longshore drift to N-NE in the summer and to SW in the winter. The climatic conditions are described as warm and humid according Slonski (2002) with precipitation probably above 2400 mm/yr (Ziegler et al., 1987), creating the necessary conditions to development of swamps and peat accumulation.

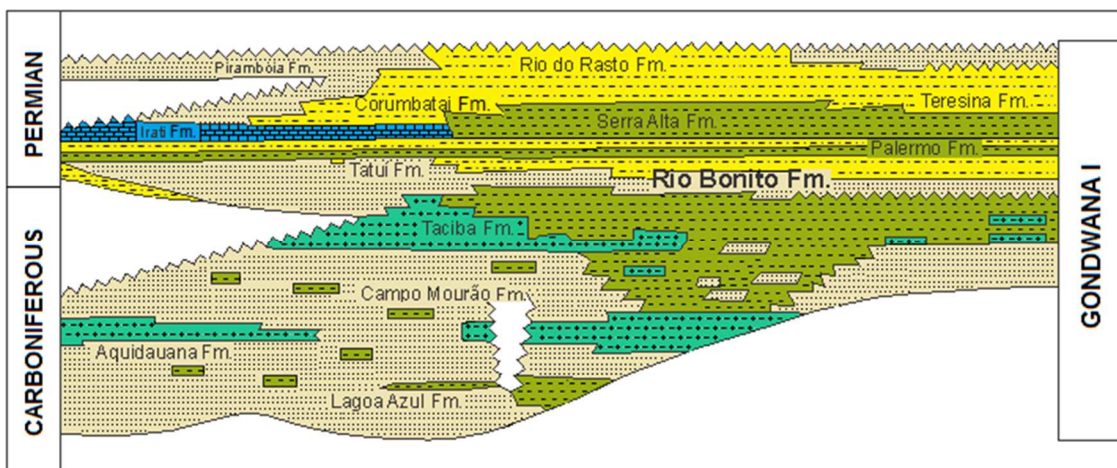


Figure 1: Stratigraphic chart of the Gondwana I Supersequence of the Paraná Basin (Milani, 2004), with the Carboniferous-Permian transition at the base of Rio Bonito Formation according Cagliari et al. (2016).

3. Material and Methods

The studied deposits are enclosed within the Upper Iruí Coal Bed of the Iruí Coal Mine, near Cachoeira do Sul, Rio Grande do Sul, southern Brazil (Fig. 2). It is delimited by a block of 624 km² with approximately 26 x 24 km with a robust database acquired by the Brazilian Geological Survey (CPRM) during 1970's and 1980's (Ferreira, 1978; CPRM, 1980; 1983; Figueroa, 1983). The database includes dozen to hundreds of logged and cored boreholes. Using well logs of 94 boreholes it was possible to elaborate two perpendicular stratigraphic cross sections, one of them SW-NE (parallel to the paleoshoreline) using 19 cored wells, including those previously described by Kern (2008) (Fig. 2).

The cores and well logs were used to describe in detail the sedimentary succession in terms of grain size, sedimentary structures and fossil content as well as definition of the stratigraphic datum associated with the Upper Iruí Coal Bed. The datum was defined after identification and correlation of a *tonstein* level along the study area and corresponds to the same level adopted by Cagliari (2014). Based on this datum, it was possible to reconstruct the paleosurface where the coal beds and the lagoon-barrier system established.

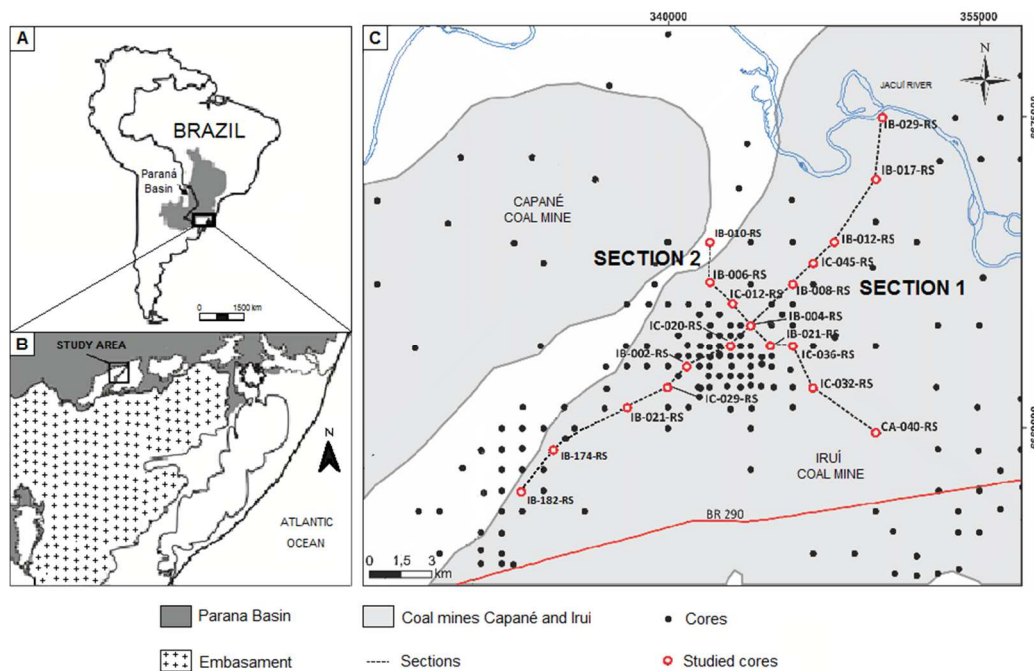


Figure 2: Location map of the study area. A) The study area inside Paraná Basin within South America. B) The study area seen in detail. Note that the area is close to the border of the Riograndense Shield. C) Detailed map showing Iruí Coal Mine, the stratigraphic sections NE-SW and NW-SE crossing one another and the logged and cored boreholes.

The tridimensional geological model was set using Recon® from the Austingeo Modeling Inc. The upload of lithologs and their tridimensional visualization allowed analyzing the facies distribution along the area, to establish the paleodepositioal surface, and the amount of sediment deposited. An algorithm of radial extrapolation with a radius of 3000 meters was used to reconstitute the paleotopography considering the number of boreholes and the distance among them.

The transport and deposition as well as the evolution of the lagoon-barrier system was configured and simulated through the *Diffusive Oriented Normal and Inverse Simulation of Sedimentation* (DIONISOS®) from Beicip-Franlab. It is a diffusion-based software defined by the equation:

$$q_s = -D' \times \frac{\partial h}{\partial x}$$

where: q_s is the sediment influx by unit width; D' is the diffusion coefficient modified as follows, $D' = D \times C_o$, where C_o is the sediment concentration and D is diffusion coefficient in m/s^2 ; h is the high above the horizontal datum; and x is the horizontal distance in the flux direction.

The input data used in the simulation considered a set of variables such as geometry, time, grain size, initial topography, sediment supply, velocity and flow direction, eustasy, rainfall discharge, burial history, wave energy and organic matter availability. In order to simulate multiple scenarios before determining the best scenario, this set of variables must be run in accordance with parameters estimated or extracted from the rock database. Some of the variable was parametrized using data reported in the literature as well as using the trial and error method in order to establish minimum and maximum values in the simulations (*e.g.*, rainfall discharge, the distribution of the sediment supply source and the relative sea level. Erosion and subsidence was not considered for simulation purposes.

4. Results

4.1. Sedimentary facies

The study depositional sequences of the Rio Bonito Formation comprises coastal and transitional deposits which are characterized by nine sedimentary facies, described and interpreted in Table 1 (see Figure 3 for core photographs).

Table 1: Description and interpretation of the Rio Bonito Formation sedimentary facies in the depositional sequence.

Facies	Description	Interpretation	
Parallel to subhorizontal lamination quartz sandstone	Fine- to medium-grained quartz sandstone, locally coarse-grained, well-sorted, subrounded to rounded grains, with parallel to subhorizontal.	Foreshore	Sandy barrier
Trough cross-bedding quartz sandstone	Fine- to medium-grained quartz sandstone, locally very coarse-grained, well-sorted, rounded grains, uni- and bidirectional trough cross-bedding. Rare mud drapes are present.	Upper shoreface	
Bioturbated quartz sandstone	Fine-grained quartz sandstone, intercalated with siltstone, moderate to high bioturbation intensity, wavy and linsen bedding. Locally the siltstone is carbonaceous.	Lower shoreface	
Hummocky cross-stratification quartz sandstone	Fine-grained quartz sandstone, intercalated with siltstone laminae, with hummocky cross-stratification.	Lower shoreface, under storm conditions	
Trough cross-bedding arkosic sandstone	Fine- to coarse grained arkosic sandstone, locally fining-upward, poor-sorted, subangular to angular grains, with trough cross-bedding. Granules and pebbles occur locally.	Tide-influenced deposits	
Heterolithic	Intercalation of very fine-grained to medium-grained sandstone and siltstone, with mud drapes, wavy and linsen bedding. Locally the siltstone is carbonaceous.		
Massive siltstone	Whitish- to medium-grey siltstone, massive, locally with bioturbation, rizoturbation and plant fragments. Carbonaceous siltstones occur next to the coal facies boundary. Some levels have blocky texture and present slickensides.	Lagoon	
Laminated siltstones	Whitish- to dark-grey siltstone with parallel lamination, sparse bioturbation and plant fragments. Carbonaceous siltstones are rare.		
Coal	Black coal beds with vitrain laminae and fusain lenses, pyrite nodules and cracks filled with carbonate and abundant plant fragments (Kern, 2008).	Swamp	



Figure 3: Core photographs of the sedimentary facies. A) Laminated siltstone interpreted as lagoon sediment (IC-045-RS). B) Massive siltstone interpreted as lagoon sediment (IC-036-RS). C) Fine- to medium-grained quartz sandstone with parallel to subhorizontal lamination, interpreted as foreshore deposits (IB-004-RS). D) Fine- to medium-grained quartz sandstone with trough cross-bedding interpreted as shoreface superior deposits (IC-036-RS). E) Fine-grained sandstone with laminae of siltstone with hummocky cross-stratification interpreted as lower shoreface under storm conditions (IC-045-RS). F) Fine- to very coarse-grained arkosic sandstone with trough cross-bedding interpreted as fluvial channel bar tidal-influenced (IB-012-RS).

The coal facies, represented in the depositional sequence by the Upper Iruí coal bed, is preserved in most area cores with thickness reaching up to 3.6 m (IB-017-RS). This facies is the result of organic matter deposition in a coastal shallow water environment, where the vegetation was developed. The wide distribution of the coal facies indicates an elongated swamp parallel to the paleocoast line with 32 km in the SW-NE direction and 5 km in the NW-SE direction (Fig. 4 and 5).

The lagoon environment is represented by the massive siltstone and laminated siltstone facies, with thickness ranging from 0.5 m (IB-004-RS) to 3.55 m (IC-045-RS). These facies are

locally carbonaceous, with rizoturbation, plant fragments, blocky texture and slickensides depending on the area in which they are inside the lagoon. The blocky texture and the occurrence of slickensides suggest subaerial exposure and the development of soil horizons. The siltstone facies is likely supplied by sea trough the inlets and by continental sources. The second is preserved in the lagoon margins or even intercalated with arkosian sandstone.

The sandy barrier comprehends foreshore, upper and lower shoreface deposits. The foreshore is represented by the swash zone and is the most proximal deposit. In the upper shoreface, the sediment is transported mostly by the action of the waves, and in the lower shoreface/offshore-transition the silt and clay deposits during fair weather conditions. In this study, the parallel to sub-horizontal lamination quartz sandstone, trough cross-bedding quartz sandstone, bioturbated sandstone and hummocky cross-stratification quartz sandstone facies constitute the sandy barrier deposit. These facies are interpreted, respectively, as deposited in the foreshore, upper shoreface, lower shoreface and lower shoreface during storm conditions. The sedimentary record show the thickness of the sandy barrier ranges between 3.6 m (IC-045-RS) and 10.7 m (IB-10-RS).

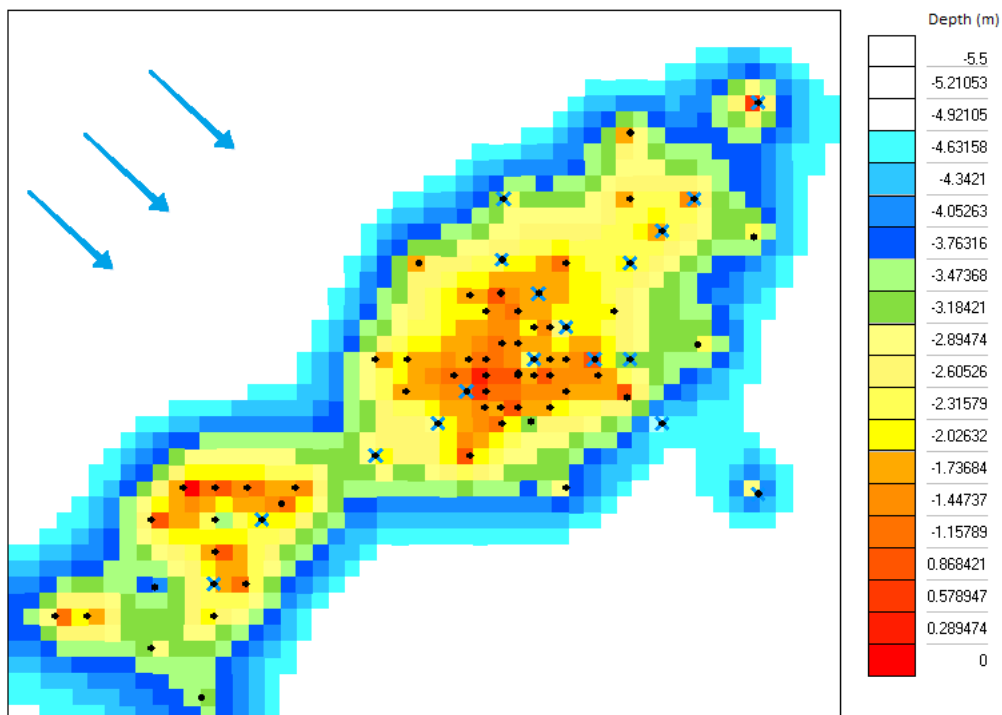


Figure 4: Topographic map for the studied area before sedimentation. The trend NE-SW is parallel to the paleoshoreline and arrows indicate the orientation of wave action. The red to yellow areas in the map represent a depressed region surrounded by subaerial sediment deposits (green to blue colors).

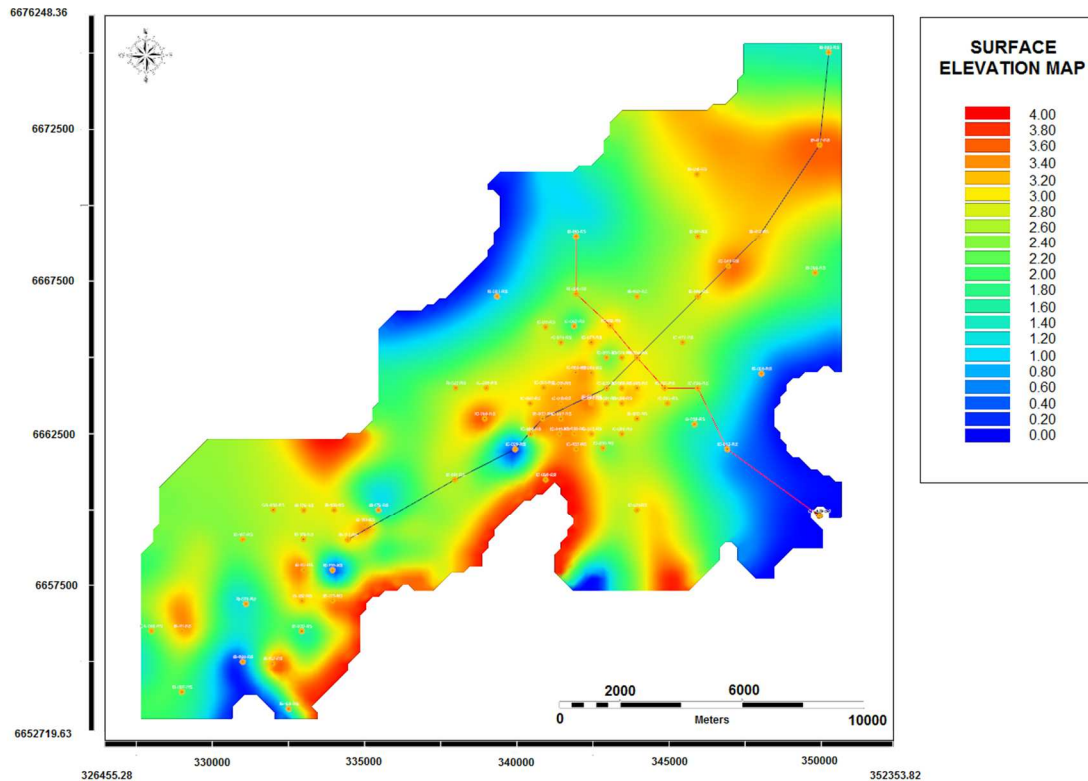


Figure 5: Isopach map of the Upper Iruí Coal Bed considering the database of 94 logged and cored boreholes. Note that the maximum thicknesses are surrounded by low thicknesses of coal which indicates a depressed area susceptible to greater deposition through time. The thickness is expressed in meters.

Parallel to sub-horizontal lamination in the quartz sandstone of the foreshore represents the swash zone and the bioturbation absence reflects the high energy in this environment. In the upper shoreface deposits, the uni- and bidirectional trough cross-bedding quartz sandstone reflects the breaker waves zone. Rare mud drapes and the absence of bioturbation also reflect a high energy condition. The intercalation of fine-grained quartz sandstone and siltstone, with wavy and linsen bedding, high bioturbation intensity (locally the sedimentary structure are obliterated by the bioturbation) and the hummocky cross-stratification sandstone are interpreted as the shoreface/offshore-transition. The high bioturbation intensity reflects the relatively calm environment below the fair weather wave base. However, during storm conditions the same area was affected by longer wavelengths, generating the hummocky cross-stratification.

The arkosic sandstone with trough cross-bedding and the hetherolitic facies represents the tide-influenced deposits. Granules and pebbles occur locally at the base of the arkosic sandstone characterizing a fining-upward succession. The sediments composition, sedimentar

structures and the facies location related to the paleocoast line indicates that this facies represents fluvial channel bars tide-influenced. The intercalation of very fine-grained to medium-grained sandstone and the siltstone in the heterolithic facies records the deposition during the high and low tide.

4.2. Stratigraphic model

The depositional sequence is boundary below and above by subaerial unconformities (Fig. 6). The lower sequence boundary marks the base of the Upper Iruí coal bed and records an abrupt contact between the massive/laminated siltstones and the coal facies. The siltstone facies below shows ricturbation and blocky texture in some cores indicating a subaerial exposure. The upper sequence boundary records the contact between the marine deposits below (sandy barrier facies) and the coastal deposit above, caused by a drop in the relative sea level. The studied depositional sequence partially corresponds to the 'Sequence D' of Kern (2008) and totally to the 'Sequence 9' of Cagliari et al. (in submission). The lower sequence defined here is the same as presented by Kern (2008) and Cagliari (2014).

Overlying the sequence boundary is the coal facies formed by the organic matter deposition in a protected coastal environment during the relative sea level rise representing the transgressive system tract (Bohacs and Suter, 1997). On top of the coal facies is preserved the massive/laminated siltstone facies deposited likely because of the communication of the protected environment to the sea when inlets segmented the sand barrier. The sandy barrier facies are overlying the massive/laminated siltstone facies. A lower retrogradational and upper progradational barrier, thus deposited during the transgressive and highstand system tract, respectively, characterizes the facies vertical succession.

Barrier-lagoon system stratigraphic sections

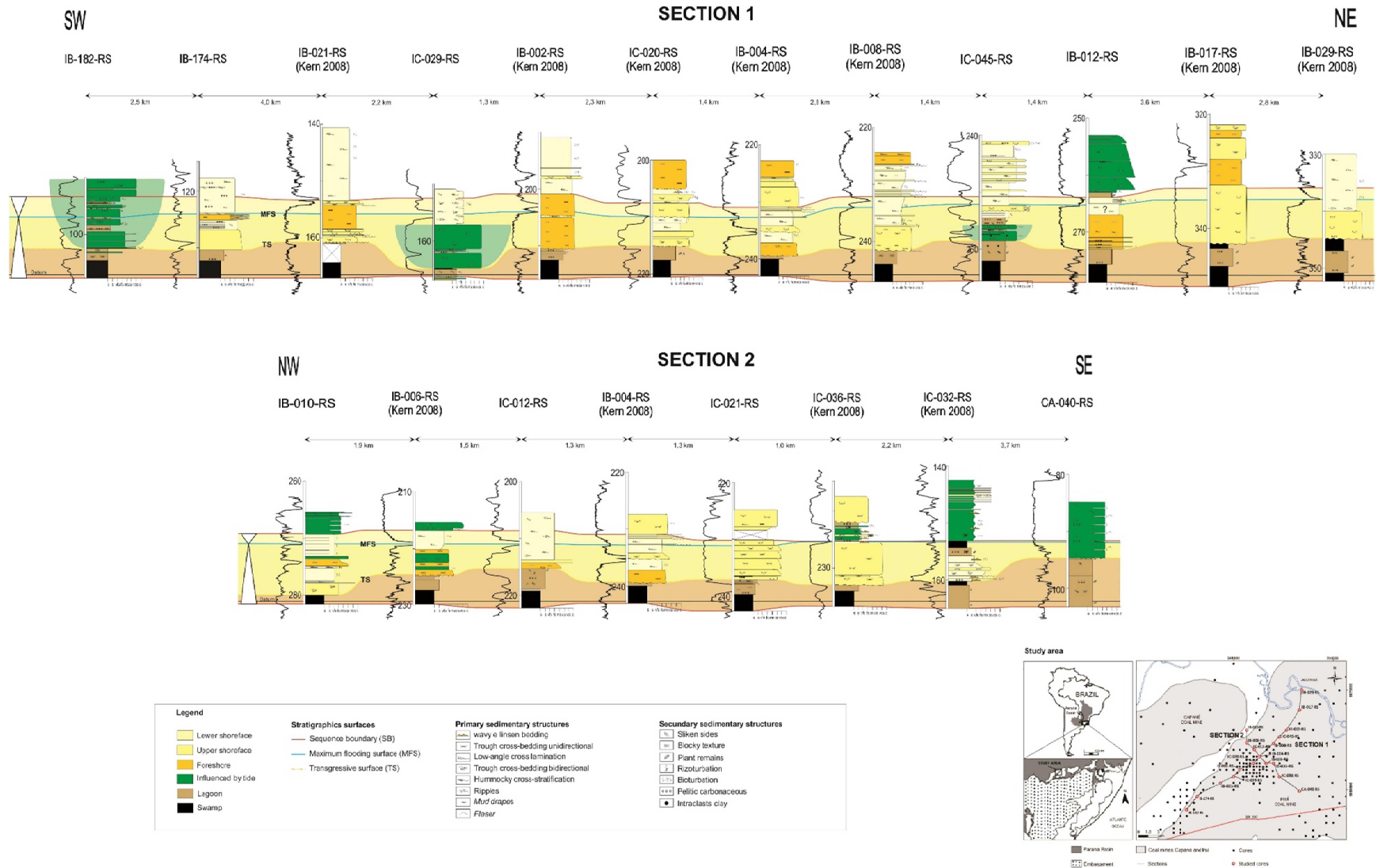


Figure 6: Stratigraphic sections showing the barrier-lagoon depositional sequence. Section 1 (NE-SW) is parallel to the paleocoast line and Section 2 (NW-SE) is perpendicular.

The sharp and erosive contact between the coastal deposits below and the marine deposits above records the transgressive surface and the coast line transgression. The change between lower retrogradational and upper progradational sandy barrier marks the maximum flooding surface, recording the most extensive marine incursion in this depositional sequence. Thus, the facies succession between the lower sequence boundary and the maximum flooding surface records the transgressive system tract, and between the maximum flooding surface and the upper sequence boundary the highstand system tract.

The sedimentary facies characteristics and its lateral and vertical successions suggest a depositional environment consisting of a beach barrier and protected back-barrier, therefore, an ancient barrier-lagoon system. The stratigraphic model shows the establishment and the landward migration of this system during a phase of increase in the rate of creation of accommodation space, and, after that, a seaward migration phase caused by a decrease in the accommodation creation or and increase in the sediment supply.

4.3. Simulation scenario description

The interval of time estimated to the barrier-lagoon system development and evolution is 2.0 Myr, based on a sediment preservation rate of 10 m/Myr calculated from absolute datings in a Carboniferous-Permian succession located in the Capané paleovalley (Cagliari *et al.* 2016, in press). Thus, considering the same depositional rates and the sedimentary succession thickness, we consider 1.0 Myr for the deposition of the lagoon/swamp sediments (0.5 Myr for the swamp and 0.5 Myr for the lagoon sediments deposition) and 1.0 Myr for the Sandy barrier system.

To estimate the original column of peat deposited and then the rate of in situ peat production, we considered a 3:1 rate, in which 3 m of peat generates 1 m of coal (Nadon, 1998). This low rate was considered the most appropriated since the Upper Iruí coal bed present high ash content (Figuroa & Dias, 1983). During the peat deposition a 5 m relative sea level rise was

simulated which corresponds to a relative sea level rise rate of 1 cm/kyr (Fig. 7). The peat compaction was simulated, as well as the compaction of siltstone and sandstone. Considering During the peat deposition

The simulation of the laminated and massive siltstone facies, which is overlying the coal facies, we consider the sandy barrier segmentation and the seawater incursion. Therefore, the sediment supplied, mainly by the sea, is deposited on top of the coal in a no longer protected environment. The estimated volume of siltstone preserved, based on its distribution in the sections, is 0.45 km³ (corresponding to a rate of sediment supply of 0.9 km³/Myr) supplied represents both by continental and marine sources. Incident wave was assumed to be from SW in the summer (constructive waves) and from NE during the winter time (destructive waves) (Cacela, 2008). The incidence of waves controlled the sandy barrier development and the input of siltstone in the back-barrier by inlets. Then, the sandy barrier, was simulated during the relative sea level rise and onshore transport of sediment, necessary controles to simulate the barrier transgression over the lagoon deposits. The estimation of the preserved sand volume in the study area, including quartz and arkosic sandstone, is 4.6 km³, providing a sediment supply rate of 4.6 km³/Myr. In the Table 2 is listed the input data used in the simulation.

Table 2: Input data summary in the forward stratigraphic simulation.

	Swamp	Lagoon	Sandy barrier
Interval of time	500 kyr (0 to 0.5 Myr)	500 kyr (0.5 to 1.0 Myr)	1.0 Myr (1.0 to 2.0 Myr)
Source of sediments	In-situ production	Marine (50 %) Continental (50 %)	Marine (70 %) Continental (30 %)
Sediments composition	Organic matter	Siltstone (100 %)	Sand (80 %) Silt (20 %)
Sediment supply	30 m/Myr	0.8 km ³ /yr	3.9 km ³ /yr
Rates of relative sea level rise	1.0 cm/kyr	0.6cm/kyr	0.8 cm/kyr
Compaction parameters	Initial porosity	48 %	75,1 %
	Compaction factor	900 (Dionisos®)	580 (Huang & Gradstein, 1990)
			270 (Sclater & Christie, 1980)

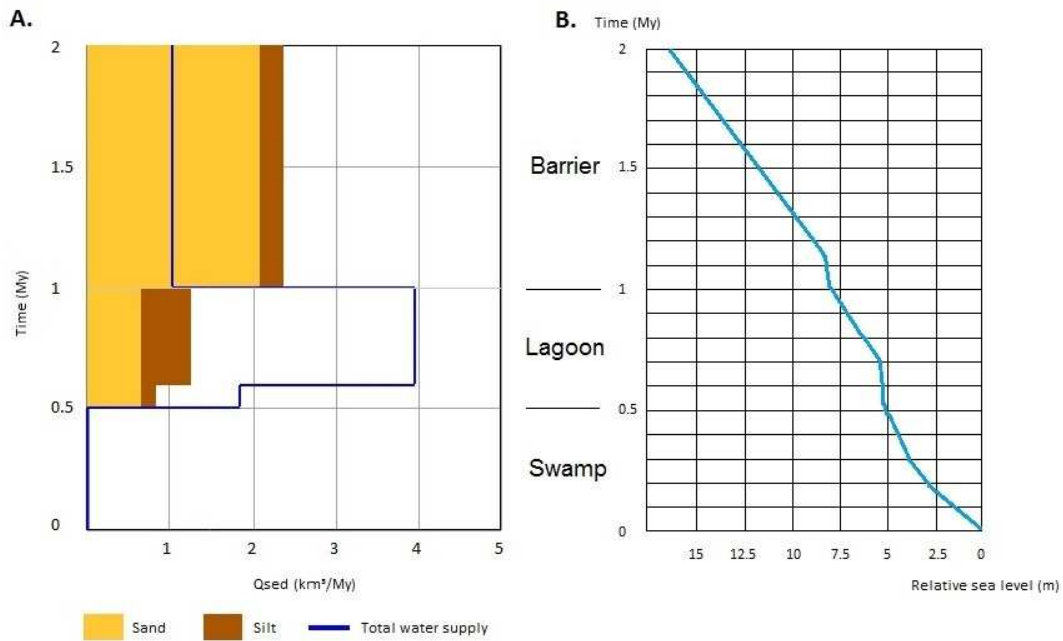


Figure 7: a) Sediment supply during the simulation (Q_{sed} , in km^3/Myr) and time (in Myr). Between $t=0$ and $t=0.5$ Ma the organic matter was produced and accumulated in situ, thus without fluvial or marine sediment supply. b) Relative sea level change during the simulation.

4.4. Forward stratigraphic model

The coal facies is spatially distributed in a area of 32 km in the SW-NE direction and 5 km in the NW-SE direction by setting a back-barrier environment (Fig. 8). The estimated rate of peat production is 30 m/Myr, the equivalent of 15 m during 500 kyr (the simulated interval of time for the peat deposition), which corresponds to the maximum depth of peat generation (5 m) transformed by the adopted rate 3: 1 (5 m coal = 15 m peat). The peat was deposited during the early transgressive system tract and the total peat accumulation was controlled by the 5 m relative sea level rise during 500 kyr (1 cm/kyr). The peat-forming environment was probably developed in a lagoon margin, which is preserved only in the core CA-40-RS (Section 2, Fig. 6) by laminated/massive sitstones facies laterally correlated to the Upper Iruí coal mine. This lagoon was not simulated because of its position on the edge of the studied area.

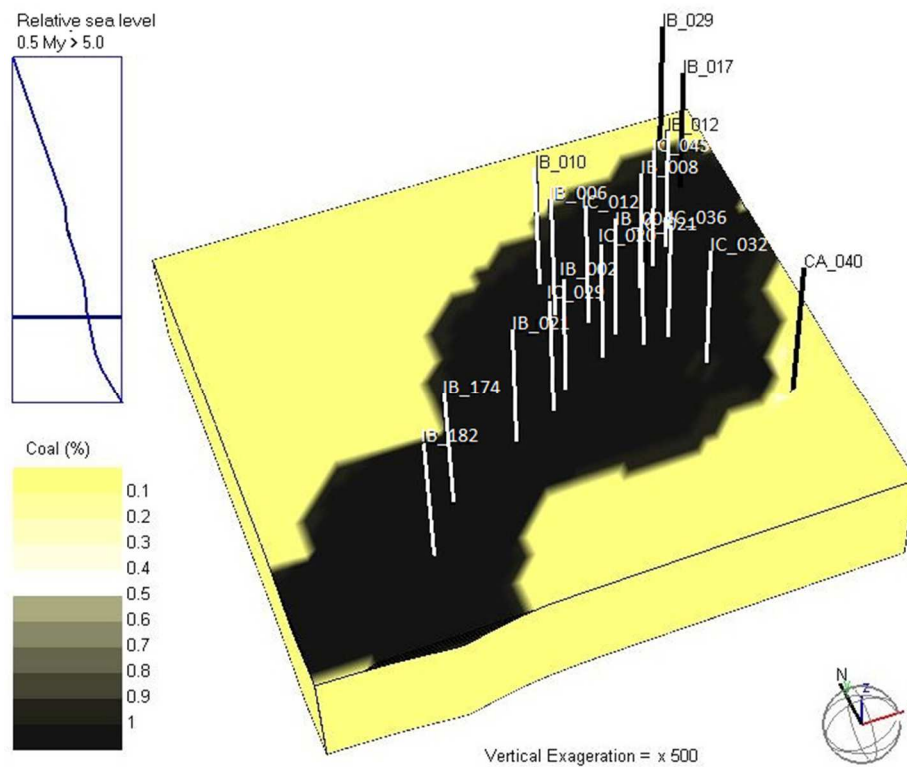


Figure 8: Simulation result of peat accumulation during 500 kyr which shows the spatially distribution of peat-forming environment with the greater length parallel to the paleoshoreline located toward the northwest. Although the Upper Iruí coal bed has elevated ash content the simulation considered no external sources of sediment supply. Legend colors represent relative content of coal (or peat).

The lagoon environment, where the laminated/massive siltstone facies was likely deposited, was simulated until reach up the preserved thickness of siltstone in the stratigraphic sections (Fig. 9). In the Figure 10, the distribution of the siltstone facies over the Upper Iruí coal bed, suggest the sediment was supplied from northeast although there was also a continental source located southwest. Thus, from several simulations trying to set up the sediment supply, the best result was obtained considering a balance between a marine (northeast source of seawater discharge = $110 \text{ m}^3/\text{s}$) and a continental (fluvial discharge = $100 \text{ m}^3/\text{s}$) source. To simulate the siltstone facies and the lagoon system evolution we considered a 3 m relative sea level rise during 500 kyr ($0.6 \text{ cm}/\text{kyr}$). Although the preserved sediment corresponds to a $0.9 \text{ km}^3/\text{Myr}$ sediment supply rate, the best result was achieved with $0.8 \text{ km}^3/\text{Myr}$ (corresponding to 0.4 km^3 of sediment supplied during the simulated interval of time).

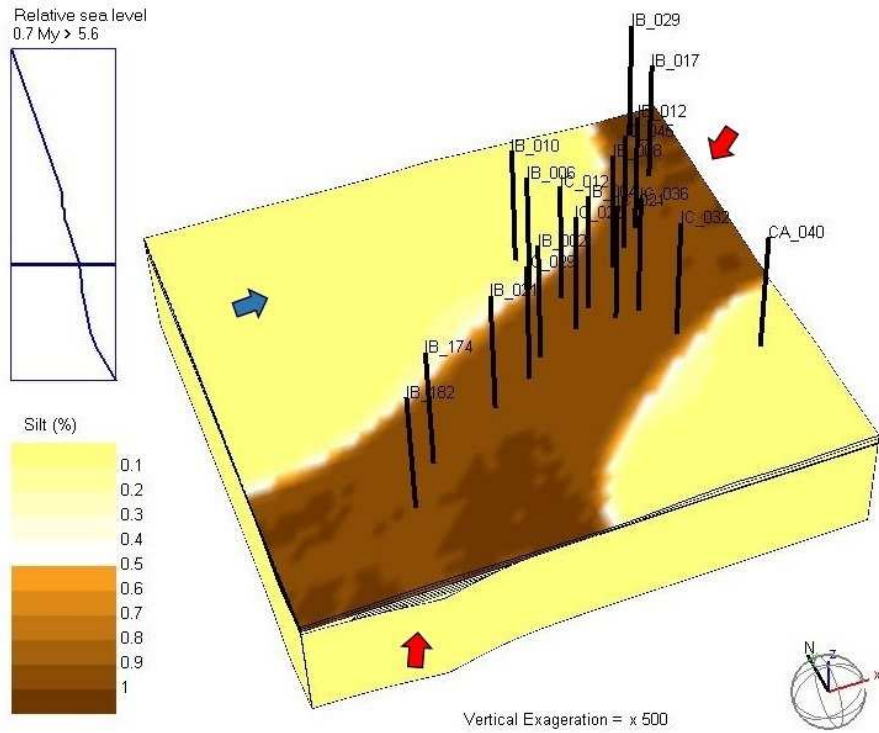


Figure 9: Simulation result of the lagoon deposition at 700 kyr expressed in terms of silt relative proportion. Red arrows indicates the silt main source position, the fluvial located in the southwest and the marine located northeast, and the blue arrow represent the sediment transport direction by longshore currents which simulates the sandy barrier development.

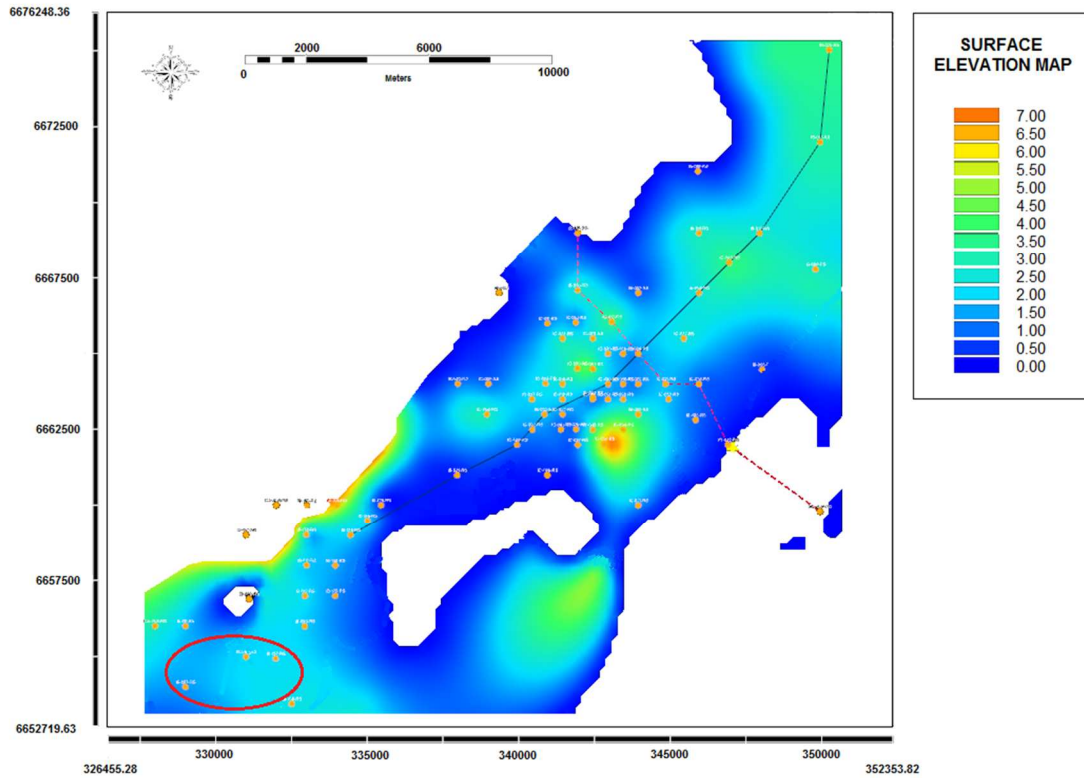


Figure 10: Isopach map of the laminated and massive siltstone facies. The siltstone distribution occurs as an elongated geometry in the SW-NE direction, a similar distribution as seen in the coal facies (see Fig. 9) and becomes wider toward northwest, which suggest one of the sediment sources. The cores in the highlighted areas have sandstone (or even conglomerates) directly overlying the Upper Irú coal mine which indicates a fluvial source sediment in the southwest.

The sandy barrier was simulated considering the continuous increase in the relative sea level, still during the transgressive system tract, and a relative sea level still stand, representing the highstand system tract (Fig. 11 and 12). The sandy barrier thickness preserved in the geologic record reach up 10.7 m (IB-10-RS), however it can reach up 14 m when extrapolating the barrier thickness in the Recon® software. The forward stratigraphic model shows the barrier transgression over 1 Myr and the resulted thickness is similar to sedimentary record in cores. The sandy barrier was constructed mainly by quartz sands transported onshore and secondary by continent sources of arkosic sands (fluvial sediments tidal-influenced). The sediment supply rate simulated was 3.9 km³/Myr. The relative sea level rises 8 m during 1 Myr (0.8 cm/kyr) and caused a barrier transgression of 9 km landward, according to stratigraphic sections.

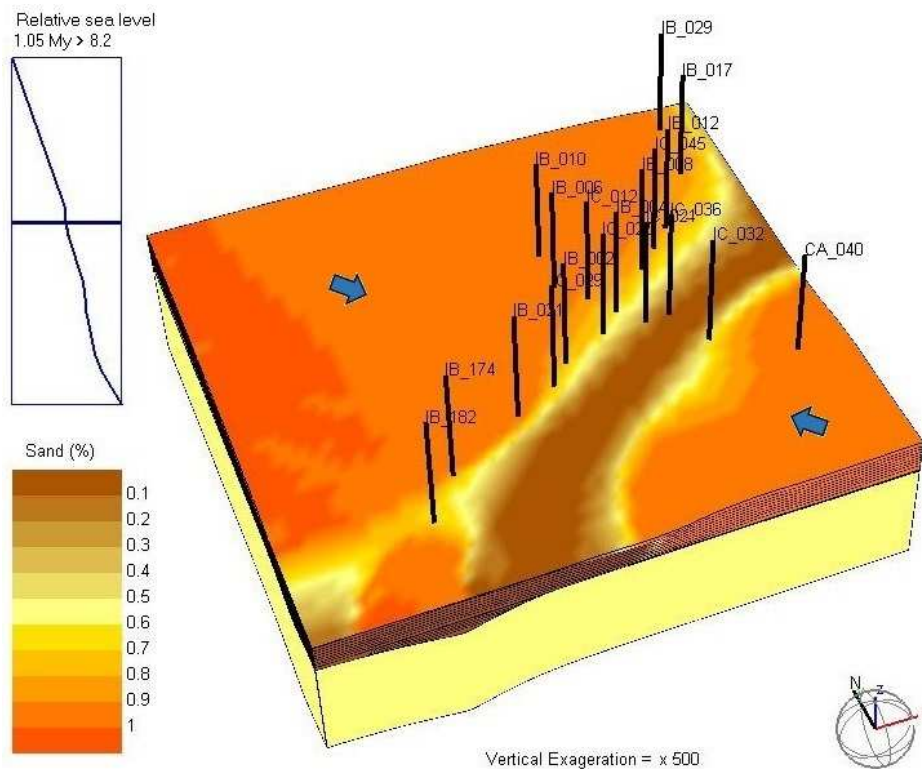


Figure 11: Simulation result in time 1.05 Myr showing the barrier transgression over the lagoon. Sediments deposition is in terms of sand relative proportion. Blue arrows represent the continental (southeast) and marine (northwest) sediment sources.

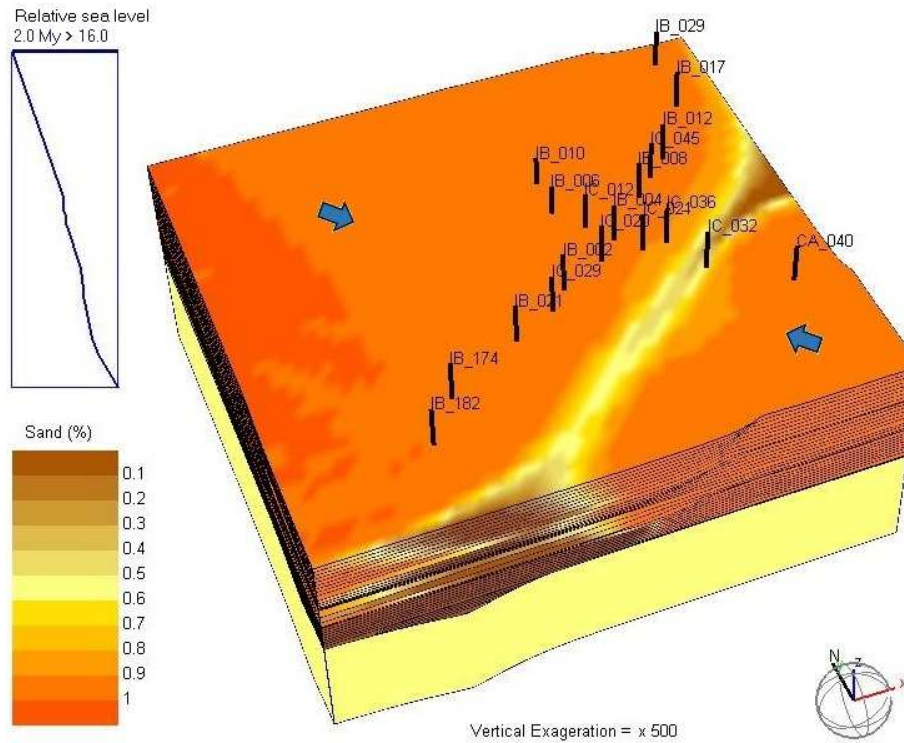


Figure 12: Simulation result showing the Sandy barrier transgression over the continental deposits in time 2.0 Myr. Sediments deposition is in terms of sand relative proportion. Blue arrows represent the continental (southeast) and marine (northwest) sediment sources.

The simulated sedimentary succession is compared to the geologic record in the stratigraphic sections 1 (SW-NE, parallel to the paleocoast line) and 2 (NW-SE, perpendicular to the paleocoast line) (Fig. 13 and 14). In the simulated sections, sand sediments are not differentiated by composition. The simulated sections, as well as stratigraphic sections, first show the migration of the lagoon-barrier system toward the mainland and then towards the sea. This advance, according to the model, is up to about 1.6 Myr, when begins the progradation of the barrier, occurring from the surface of maximum flood. The transgressive surface shows the overlap of marine sediments to the studied lagoon deposits.

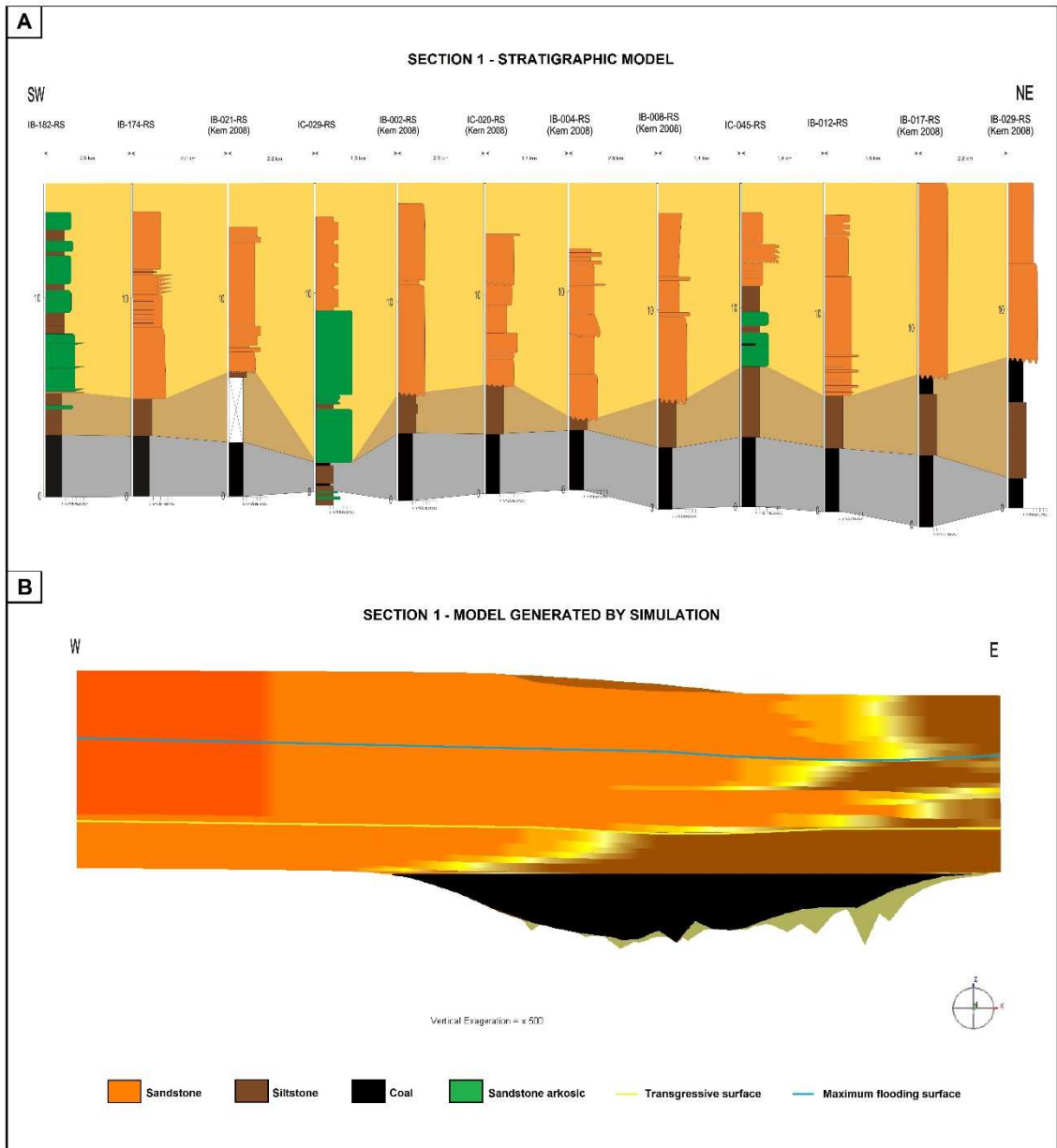


Figure 13: Comparison between the geologic and the simulated stratigraphic model. (a) Simplified stratigraphic section 1, SW-NE parallel to the paleocoast line (complete section in Figure 6). (b) Forward stratigraphic section 1, W-E.

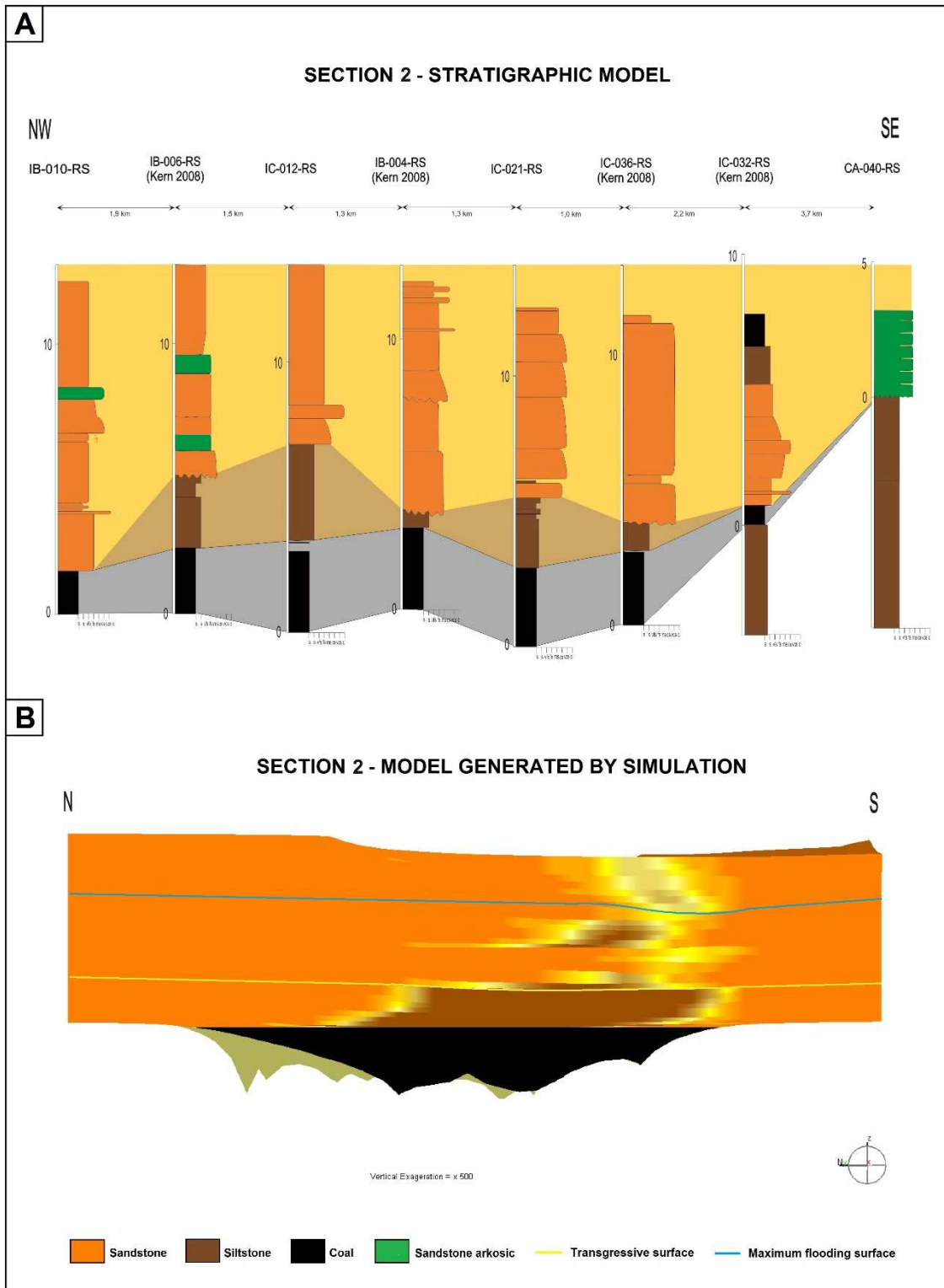


Figure 14: Comparison between the geologic and the simulated stratigraphic model. (a) Simplified stratigraphic section 2, NW-SE, perpendicular to the paleocoast line (complete section in Figure 6). (b) Forward stratigraphic section 2, N-S.

Erosive processes were not simulated nevertheless the resulted forward stratigraphic model showed the sediment distribution and succession similar to the stratigraphic model. The absence of erosion in the simulation generates thicker sedimentary succession as shown in Figure 15. The significant difference caused by the absence of erosive processes is reflected in thicknesses of simulated siltstones, which would naturally eroded by the sands superimposed on these deposits. Thus, the simulated sandy facies are high compared to stratigraphic sections in most wells.

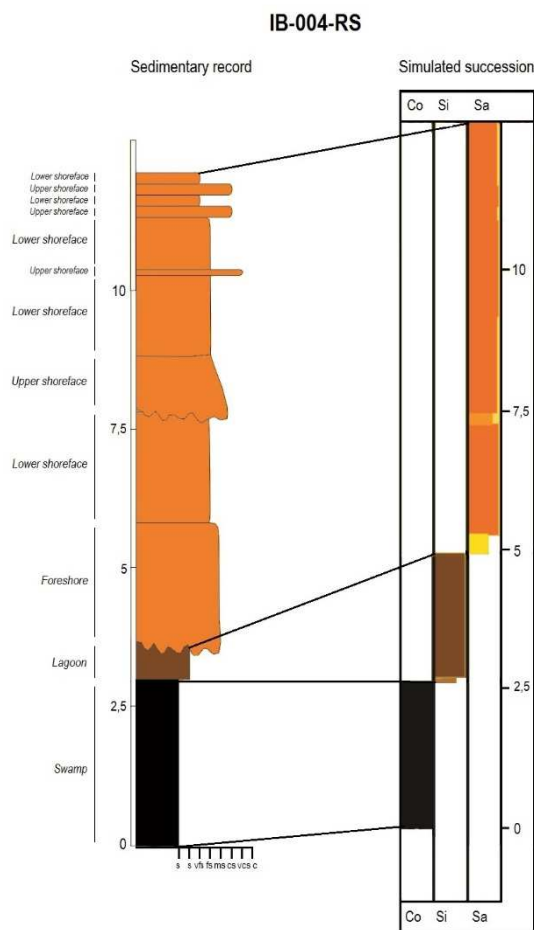


Figure 15: Comparison between the sedimentary record and the simulated succession of the IB-004-RS core. Simulated laminated/massive siltstone facies is thicker than the sedimentary record generated by the absence of erosion process during the coastline transgression.

5. Discussion and conclusions

The depositional sequence record sediment deposition in a barrier-lagoon environment during the transgressive and highstand system tract. The forward stratigraphic simulation shows that one possible scenario that explains this depositional sequence considers a 16 m relative sea level rise. The relative sea level change simulated was initially extracted from the facies thickness, considering that the sediment deposition in coastal and marine environments are mainly controlled by relative sea level changes, and it was refined by trial and error during successive simulations. Despite the rate of sea level rise decrease after accumulating peat (1 cm/kyr for 0.6/kyr), interruption of it can be explained by the low sedimentary supply in relation to the accommodation.

Although the volume of sediment supplied was estimated by the sedimentary record, the number and the location of the sources were set based on facies information and trial and error until reach up similar sedimentary fill. Therefore, marine and fluvial flux does not present a significant control in the sediment distribution, as did the depositional surface slope, sediment supply and relative sea level change. Dionisos, the used software was originally developed for deltaic and platforms environment simulation, both with significant slopes. In coastal environments with gentle slopes, sediment deposition is mainly controlled by relative sea level change and sediment supply. Further more, this software simulates long-term basin scale sediment distribution in large-scale which is not appropriated when detailed sediment transport and deposition is needed.

In the barrier-lagoon system of the Rio Bonito Formation, depositional and erosive processes are important in the depositional environments configuration through time, although the erosive ones could not be simulated. Coastal relief and relative sea level raise rates controls the landward sandy barrier migration over the lagoon, distributing the sediment so that when they are deposited, are not removed from the basin, contrast to what occurs in the original context. The forward stratigraphic simulation without erosion displays a similar sediments distribution as in the stratigraphic model. In the next simulations, erosion and subsidence rates have to be considered.

Simulated sections are very similar to the stratigraphic sections when considering sediment vertically and laterally distribution, as showed in Figures 14 and 15. The sediment supply in the best scenario (0.8 km³/Myr for the back-barrier system and 3.9 km³/Myr for the sandy barrier) corresponds to more than 80% of the geologic record estimated values (0.9 km³/Myr and 4.6 km³/Myr, respectively). The analyzed barrier-lagoon system of the Rio Bonito Formation was strongly influenced by waves, which controlled the longshore currents and thus the sediment distribution along the coast. After the lagoon drowning, the barrier moved seaward as the relative sea level was rising at increasingly lower rates and there was a positive balance of sediments, corresponding to the highstand system tract.

Uniformity of siltstones in relation to the composition of deposits and its extension, suggests that the lagoon would be protected by an extensive beach ridge, with few inlets. This results primarily from the action of the waves on the system while communicating with the sea through the construction and reworking the sand barrier. The silt sediment deposited in the lagoon was supply by marine and continental sources. The best result was simulated considering a northeast inlet in the barrier representing the marine source with sediments transported by the longshore currents.

Continuous and not so coal thick seams according to Bohac and Suter (1997) are usually deposited during the medium transgressive system tract when the accommodation space is high. In the stratigraphic model, the peat was likely deposited at the early transgressive system tract, first in the lower relief and then over a larger area during the relative sea level rise. The Upper Iruí coal bed has high ash content indicating that during the peat formation there was sediments depositing in the peat-forming environment. This may indicate the peat forming was located in the border of a lagoon next to the sandy barrier, thus receiving sediments sporadically from the barrier. However, this lagoon was not simulated because it is located in more landward positions than the study area.

The stratigraphic modeling contributed to visualization of the barrier-lagoon system evolution through time and thus to estimate the relative sea level rise and locate the sediment

sources. It is important to mention that even though the results were considered good, there is a limit resolution assigned to the software specifications. However, the stratigraphic simulation allowed estimating parameters controlling the sediment deposition in the barrier-lagoon system, which are not possible to obtain from the sedimentary record, contributing to the understanding of the sedimentary fill history in sedimentary basins.

ACKNOWLEDGMENTS

This article is the result of the master thesis of the first author developed in the Graduate Program in Geology of the Unisinos University (Universidade do Vale do Rio dos Sinos) and supported by CAPES/PROSUP. The authors thank to the Brazilian Geological Survey (CPRM) for the core description permission.

REFERENCES

- Boardman, D., Tybusch, G.P., Iannuzzi, R., Dutra, T.L., Lima, L. de, 2006. Presença de *Glossopteris browniana* Brongniart em níveis do topo do afloramento Quitéria (Formação Rio Bonito), Rio Grande do Sul, Brasil (Permiano Inferior). *Gaea (Unisinos)*, 2, 9-17.
- Boardman, D., Iannuzzi, R., Dutra, T.L., 2007. Esfenófitas da Formação Rio Bonito (Permiano Inferior) na Região de Taió, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 10, 201-211.
- Boardman, D., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Mori, A.L.O., 2013. Paleobotany and palynology of the Rio Bonito Formation (Lower Permian, Paraná Basin, Brazil) at the Quitéria Outcrop. *Ameghiniana*, 49, 451-472.

- Bohacs, K.M., Suter, J., 1997. Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks: Fundamental controls and examples. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81, 1612-1639.
- Bortoluzzi, C.A., Awdziej, J., Zardo, S.M., 1987. Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. In: Silva, L.C. & Bortoluzzi, C.A. (Eds.), *Textos básicos de geologia e recursos minerais de Santa Catarina - Mapa geológico do Estado de Santa Catarina escala 1:50.000: texto explicativo e mapa*. Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasil, pp. 135-167.
- Buatois, L.A., Netto, R.G., Mángano, M.G., 2001. Reinterpretación paleoambiental de la Formación Rio Bonito (Pérmico de la Cuenca de Paraná) en el yacimiento de carbón de Iruí, Rio Grande do Sul, Brasil: integración de análisis de fácies, icnología y estratigrafía secuencial de alta resolución. *Geogaceta*, 29, 27-30.
- Cacela, A.S.M., 2008. Paleoclima e dinâmica costeira como fatores controladores da distribuição de arenitos em sistemas parálicos – Um estudo para reservatórios análogos no Eopermiano da Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.
- Cagliari, J., 2014. Contexto deposicional e modelagem estratigráfica direta dos depósitos sedimentares Permocarboníferos nas jazidas de carvão Capané e Iruí Central (Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná). Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale dos Sinos, Brasil.
- Cagliari, J., Tognoli, F.M.W., Lavina, E.L.C., 2014. Influência dos controles externos na deposição da Formação Rio Bonito na borda sudeste da Bacia do Paraná: uma análise a partir da modelagem estratigráfica direta. In: *Contexto deposicional e modelagem estratigráfica direta dos depósitos sedimentares Permocarboníferos nas jazidas de carvão Capané e Iruí Central (Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná)*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale dos Sinos, Brasil, pp. 188-216

- Cagliari, J., Philipp, R.P., Buso, V.V., Netto, R.G., Hillebrand, P.K., Lopes R. da C., Basei, M.A.S., Faccini, U.F., 2016 (in press). Age constraints of the glaciation in the Parana Basin: evidence from new U-Pb dates. *Journal of the Geological Society*.
- Castro, M.R., Perinotto, J.A.J., Castro, J.C., 1999. Fácies, análise estratigráfica e evolução pós-glacial do Membro Triunfo/Formação Rio Bonito, na faixa subaflorante do norte catarinense. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 533-538.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais., 1980. Projeto Iruí/Butiá, bloco Iruí, carvão mineral: relatório final de pesquisa, alvarás n. 2396, 2397, 2471, 3835, 3956, 3957, 3996, 3997/77 e 7957/78. DNPM/CPRM, Porto Alegre.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais., 1983. Projeto Iruí/Butiá Área Cordilheira: Relatório Final de Pesquisa Alvarás nº 2573, 4616/80. DNPM/CPRM, Porto Alegre, 2v.
- Ferreira, J.A.F., Süfert, T., Santos, A.P., 1978. Projeto Carvão no Rio Grande do Sul: Relatório Final. DNPM/CPRM, Porto Alegre, 16v.
- Figueroa, I., Dias, A. de A., 1983. Projeto Carvão na Área do Iruí: Relatório Final. DNPM/CPRM, Porto Alegre, 5v.
- Gandini, R., Netto, R.G., Kern, H.P., Lavina, E.L.C., 2010. Assinaturas icnológicas da sucessão sedimentar Rio Bonito no bloco central da jazida carbonífera de Iruí, Cachoeira do Sul (RS). *Gaea*, 6, 21-43.
- Huang, Z., Gradstein, F., 1990. Depth-porosity relationship from deep sea sediments. *Sci. Drill.*, 1, 157-162.
- Kern, H.P., 2008. 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, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Brasil.

- 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-Coutiana*, 1, 51-103.
- Lopes, R.C., Lavina, E.L.C., 2001. Estratigrafia de sequências nas formações Rio Bonito e Parlermo (Bacia do Paraná), na região carbonífera do Jacuí, Rio Grande do Sul. In: Ribeiro, H.J.P.S. (Org.), *Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações*. Edunisinos, São Leopoldo, pp. 391-419.
- Milani, E.J., 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Montesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Orgs.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, pp. 265-279.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8, 69-82.
- Nadon, G.C., 1998. Magnitude and timing of peat-to-coal compaction. *Geology*, 26, 727-730.
- Netto, R.G., 1998. Padrão de icnofábricas da seqüência sedimentar Rio Bonito/Palermo no RS e seu valor na diagnose paleoambiental. *Estudos Tecnológicos (Unisinos)*, 21, 209-226.
- Netto, R.G., 2001. Icnologia e Estratigrafia de Sequências. In: Ribeiro, H.J.P.S. (Org.), *Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações*. Edunisinos, São Leopoldo, pp. 219-259.
- Netto, R.G., Tognoli, F.M.W., Gandini, R., Lima, J.H.D., Gibert, J.M., Bosetti, E.P., 2012. Ichnology of the Phanerozoic Deposits of Southern Brazil: Synthetic Review. In: Netto, R.G., Carmona, N.B., Tognoli, F.M.W. (Org.), *Ichnology of Latin America - Selected Papers*. Sociedade Brasileira de Geologia, Porto Alegre, pp. 37-68.

- Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models-Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada Publications, pp. 179-194.
- Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, I.E., Medeiros, R.S., Daemon, R.F., Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil, pp. 41-66.
- Sclater, J.G., Christie, P.A.F., 1980. Continental stretching: Na explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *Journal Geophysical Research*, 85, 3711-3739
- Slonski, G.T., 2002. Interpretação paleoclimática do Permiano Inferior da Bacia do Paraná em Santa Catarina, Brasil (Formação Rio Bonito). Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências Biológicas, Universidade Federal de Santa Catarina, Brasil.
- Tognoli, F.M.W., 2002. Análise estratigráfica e paleoicnológica do Grupo Guatá no leste paranaense. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Brasil.
- Tognoli, F.M.W., Netto, R.G., 2003. Ichnological signature of paleozoic estuarine deposits from the Rio Bonito-Palermo succession, eastern Paraná Basin, Brazil. *Asociación Paleontológica Argentina*, 1, 141-155.
- Tognoli, F.M.W., 2006. Estratigrafia das seqüências deposicionais do Grupo Guatá, borda leste da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Brasil.
- White, I.C., 1908. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra no Brasil - Relatório Final. DNPM, Rio de Janeiro.

Ziegler, A.M., Raymond, A.L., Gierlowski, T.C., Horrell, M.A., Rowley, D.B., Lottes, A.L., 1987. Coal, climate and terrestrial productivity: the present and early Cretaceous compared. *Geological Society*, 32, 25-49.

5. Considerações finais

Através deste estudo foi possível obter uma maior compreensão dos principais processos atuantes nos ambientes deposicionais do tipo laguna-barreira para a Formação Rio Bonito, os quais geraram os registros sedimentares estudados. A complexidade desses processos exigiu uma reconstituição mais detalhada da sua ocorrência, considerando tanto elementos quantitativos, quanto qualitativos. A geração e análise de um modelo computacional dinâmico, com base nos dados do registro geológico e dos sistemas laguna-barreira modernos, proporcionou um melhor entendimento dos processos e produtos sedimentares através da visualização das condições ambientais pretéritas reconstruídas. Com isso, acredita-se que as inferências foram mais precisas sobre o que aconteceu no período de gênese dos sistemas laguna-barreira para o intervalo estudado.

6. Referências

- Beaumont, L. De., 1885. *Leçons de Géologie pratique*. Septième leçon. Bertrand Paris, pp. 221-252.
- Boardman, D., Tybusch, G.P., Iannuzzi, R., Dutra, T.L., Lima, L. de, 2006. Presença de *Glossopteris browniana* Brongniart em níveis do topo do afloramento Quitéria (Formação Rio Bonito), Rio Grande do Sul, Brasil (Permiano Inferior). *Gaea (Unisinos)*, 2, 9-17.
- Boardman, D., Iannuzzi, R., Dutra, T.L., 2007. Esfenófitas da Formação Rio Bonito (Permiano Inferior) na Região de Taió, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 10, 201-211.
- Boardman, D., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Mori, A.L.O., 2013. Paleobotany and palynology of the Rio Bonito Formation (Lower Permian, Paraná Basin, Brazil) at the Quitéria Outcrop. *Ameghiniana*, 49, 451-472.

- Boggs, S. 2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Ed. Pearson Prentice Hall, 662 p.
- Bohacs, K.M., Suter, J., 1997. Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks: Fundamental controls and examples. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 81, 1612-1639.
- Bortoluzzi, C.A., Awdziej, J., Zardo, S.M., 1987. Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. In: Silva, L.C. & Bortoluzzi, C.A. (Eds.), Textos básicos de geologia e recursos minerais de Santa Catarina - Mapa geológico do Estado de Santa Catarina escala 1:50.000: texto explicativo e mapa. Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasil, pp. 135-167.
- Bridges, P.H., 1976. Lower Silurian transgressive barrier islands, southwest Wales. Sedimentology, 23, 347-362.
- Buatois, L.A., Netto, R.G., Mángano, M.G., 2001. Reinterpretación paleoambiental de la Formación Rio Bonito (Pérmico de la Cuenca de Paraná) en el yacimiento de carbón de Iruí, Rio Grande do Sul, Brasil: integración de análisis de fácies, icnología y estratigrafía secuencial de alta resolución. Geogaceta, 29, 27-30.
- Cacela, A.S.M., 2008. Paleoclima e dinâmica costeira como fatores controladores da distribuição de arenitos em sistemas parálicos – Um estudo para reservatórios análogos no Eopermiano da Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.
- Cagliari, J., 2014. Contexto deposicional e modelagem estratigráfica direta dos depósitos sedimentares Permocarboníferos nas jazidas de carvão Capané e Iruí Central (Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná). Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale dos Sinos, Brasil.
- Cagliari, J., Tognoli, F.M.W., Lavina, E.L.C., 2014. Influência dos controles externos na deposição da Formação Rio Bonito na borda sudeste da Bacia do Paraná: uma análise a partir da modelagem estratigráfica direta. In: Contexto deposicional e modelagem estratigráfica direta dos depósitos sedimentares Permocarboníferos nas jazidas de carvão Capané e Iruí Central (Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná). Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale dos Sinos, Brasil, pp. 188-216
- Cagliari, J., Philipp, R.P., Buso, V.V., Netto, R.G., Hillebrand, P.K., Lopes, R. da C., Basei, M.A.S., Faccini, U.F., 2016 (in press). Age constraints of the glaciation in the Parana Basin: evidence from new U-Pb dates. Journal of the Geological Society.

- Castro, M.R., Perinotto, J.A.J., Castro, J.C., 1999. Fácies, análise estratigráfica e evolução pós-glacial do Membro Triunfo/Formação Rio Bonito, na faixa subaflorante do norte catarinense. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 533-538.
- Christofoletti, A., 1999. *Modelagem de Sistemas Ambientais*. Edgard Blucher, São Paulo, 236 p.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais., 1980. Projeto Iruí/Butiá, bloco Iruí, carvão mineral: relatório final de pesquisa, alvarás n. 2396, 2397, 2471, 3835, 3956, 3957, 3996, 3997/77 e 7957/78. DNPM/CPRM, Porto Alegre.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais., 1983. Projeto Iruí/Butiá Área Cordilheira: Relatório Final de Pesquisa Alvarás nº 2573, 4616/80. DNPM/CPRM, Porto Alegre, 2v.
- Cooper, J.A.G., Jackson, D.W.T., Dawson, A.G., Dawson, S., Bates, C.R., Ritchie, W., 2012. Barrier islands on bedrock: A new landform type demonstrating the role of antecedent topography on barrier form and evolution. *Geology*, 40, 923–926.
- Davies, D.K., Ethridge, F.G., Berg, R.R., 1971. Recognition of Barrier Environments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55, 550-565.
- Davis Jr, R.A., 1994. Barrier Island systems – A geologic overview. In: Davis Jr, R.A. (Ed.), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. Springer-Verlag, pp. 1-46.
- Dean, R.G., 1977. Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf coasts. *Ocean Engineering Report*, University of Delaware, Newark, Delaware.
- Ferreira, J.A.F., Süfert, T., Santos, A.P., 1978. Projeto Carvão no Rio Grande do Sul: Relatório Final. DNPM/CPRM, Porto Alegre, 16v.
- Figuerola, I., Dias, A. de A., 1983. Projeto Carvão na Área do Iruí: Relatório Final. DNPM/CPRM, Porto Alegre, 5v.
- Fruergaard, M., Andersen, T.J., Nielsen, L.H., Johannessen, P.N., Aagaard, T., Pejrup, M., 2015. High-resolution reconstruction of a coastal barrier system: impact of Holocene sea-level change. *Sedimentology*, 62, 928–969.
- Gandini, R., Netto, R.G., Kern, H.P., Lavina, E.L.C., 2010. Assinaturas icnológicas da sucessão sedimentar Rio Bonito no bloco central da jazida carbonífera de Iruí, Cachoeira do Sul (RS). *Gaea*, 6, 21-43.
- Gilbert, G.K., 1885. The topographic feature of lake shores. *US Geological Surv. 5th Ann. Rep.*, pp. 69-123.

- Harari, J., 2015. Fundamentos de modelagem numérica em Oceanografia. Ed. Salt, Sea & Limno Technology, São Paulo, 246 p.
- Hayes, M. O., Kana, T. W., 1976. Terrigenous clastic depositional environments: Coastal Research Division, Department of Geology, University of South Carolina, Technical Report 11-CRD, pts, I and II, 306 p.
- Hodgekinson, J., Cox, M.E., McLoughlin, S., Huftile, G.J., 2008. Lithological heterogeneity in a back-barrier sand island: Implications for modelling hydrogeological frameworks. *Sedimentary Geology*, 203, 64-86.
- Hoyt, J.T., 1967. Barrier Island Formation. *Bull. geol. Soc. Am.*, 76, 1125-1136.
- Huang, Z., Gradstein, F., 1990. Depth-porosity relationship from deep sea sediments. *Sci. Drill.*, 1, 157-162.
- Kern, H.P., 2008. 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, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Brasil.
- Kraft, J.C., 1978. Coastal stratigraphic sequences. In: Davis, R.A. (Ed.), *Coastal sedimentary environments*. Springer-Verlag, pp. 361-383.
- Kraft, J.C., Chrzastowski, M.J., Belknap, D.F., Toscano, M.A., Fletcher, C.H., 1987. The transgressive barrier-lagoon coast of Delaware: morphostratigraphy, sedimentary sequences and responses to relative rise in sea level. In: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howards, J.D. (Eds.), *Sea level fluctuation and coastal evolution*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, pp. 129-143.
- Kroonenberg, S.B., Badyukova, E.N., Storms, J.E.A., Ignatov, E.I., Kasimov, N.S., 2000. A full sea-level cycle in 65 years: barrier dynamics along Caspian shores. *Sedimentary Geology*, 134, 257-274.
- 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-Coutiana*, 1, 51-103.
- Li, C., Wang, P., 1994. Stratigraphic Models of Barrier-Lagoon Systems in the Coastal Zones of China. *Oceanology of China Seas*, 2, 457-464.

- Lima, L.G., Dillenburg, S.R., Medeanic, S., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Tomazelli, L.J., Dehnhardt, B.A., Caron, F., 2013. Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 27–38.
- Lopes, R.C., Lavina, E.L.C., 2001. Estratigrafia de sequências nas formações Rio Bonito e Parlermo (Bacia do Paraná), na região carbonífera do Jacuí, Rio Grande do Sul. In: Ribeiro, H.J.P.S. (Org.), *Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações*. Edunisinos, São Leopoldo, pp. 391-419.
- Marocco, R., Melis, R., Montenegro, M.E., Pugliese, N., Vio, E., Lenardon, G., 1996. Holocene evolution of the caorle barrier-lagoon (Northern Adriatic sea, Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 102, 385-396
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., 1993. As flutuações do nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. *Boletim IG-USP, Plub. Esp.*, São Paulo, 186 p.
- McCabe, P.J. 1987. Facies studies of coal and coal-bearing strata. In: SCOTT, A. C. (ed.) *Coal and Coalbearing Strata: Recent Advances*. Geological Society, London, Special Publication, 32, 51-66.
- McCubbin, D.G., 1982. Barrier-Island and Strand-Plain Facies. In: Scholl, P.A., Spearing, D.R. (Eds.), *Sandstone depositional environment: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 247-279.
- Milani, E.J., 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Montesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Orgs.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, pp. 265-279.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8, 69-82.
- Nadon, G.C., 1998. Magnitude and timing of peat-to-coal compaction. *Geology*, 26, 727–730.
- Netto, R.G., 1998. Padrão de icnofábricas da seqüência sedimentar Rio Bonito/Palermo no RS e seu valor na diagnose paleoambiental. *Estudos Tecnológicos (Unisinos)*, 21, 209-226.

- Netto, R.G., 2001. Icnologia e Estratigrafia de Sequências. In: Ribeiro, H.J.P.S. (Org.), Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações. Edunisinos, São Leopoldo, pp. 219-259.
- Netto, R.G., Tognoli, F.M.W., Gandini, R., Lima, J.H.D., Gibert, J.M., Bosetti, E.P., 2012. Ichnology of the Phanerozoic Deposits of Southern Brazil: Synthetic Review. In: Netto, R.G., Carmona, N.B., Tognoli, F.M.W. (Org.), Ichnology of Latin America - Selected Papers. Sociedade Brasileira de Geologia, Porto Alegre, pp. 37-68.
- Nirmalakhandan, N., 2002. Modeling Tools for Environmental Engineers and Scientists. CRC Press, LCC, 313 p.
- Oertel, G.F., Kraft, J.C., Kearney, M.S., Woo, H.J., 1992. A rational theory for barrier lagoon development. In: Fletcher, C.H., Wehmiller, J.F. (Eds.), Quaternary coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems. SEPM, Special Publication, pp. 77-87.
- Oost, A.P., Boer, P.L., 1994. Sedimentology and Development of Barrier Islands, Ebb-tidal Deltas, Inlets and Backbarrier Areas of the Dutch Wadden Sea. *Senckenbergiana marítima*, 24, 65-115.
- Pérez-Arlucea, M., Almécija, C., González-Villanueva, R., Alejo, I., 2011. *Journal of Coastal Research*, 64, 15–19.
- Pinet, P.R., 2008. Invitation to oceanography, 4th Edition. Jones and Bartlett Publishers, LLC.
- Rampino, M.R., Sanders, J.E., 1981. Evolution of the barrier islands of southern Long Island, New York. *Sedimentology*, 28, 37-47.
- Reinson, G.E., 1979. Longitudinal and transverse bedforms on a large tidal delta, Gulf of St Lawrence, Canada. *Marine Geology*, 31, 279-296.
- Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models-Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada Publications, pp. 179-194.
- Roehler, H.W., 1988. The Pintail Coal Bed and Barrier Bar G - A Model for Coal of Barrier Bar-Lagoon Origin, Upper Cretaceous Almond Formation, Rock Springs Coal Field, Wyoming. U. S. Geological Survey, Professional Paper 1398, 60 p.
- Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, I.E., Medeiros, R.S., Daemon, R.F., Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil, pp. 41-66.

- Sclater, J.G., Christie, P.A.F., 1980. Continental stretching: Na explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *Journal Geophysical Research*, 85, 3711-3739.
- Slonski, G.T., 2002. Interpretação paleoclimática do Permiano Inferior da Bacia do Paraná em Santa Catarina, Brasil (Formação Rio Bonito). Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências Biológicas, Universidade Federal de Santa Catarina, Brasil.
- Sloss, C.R., Jones, B.G., Murray-Wallace, C.V., McClennen, C.E., 2005. Holocene Sea Level Fluctuations and the Sedimentary Evolution of a Barrier Estuary: Lake Illawarra, New South Wales, Australia. *Journal of Coastal Research*, 215, 943-959.
- Storms, J.E.A., Weltje, G.J., Terra, G.J., Cattaneo, A., Trincardi, F., 2008. Coastal dynamics under conditions of rapid sea-level rise: Late Pleistocene to Early Holocene evolution of barrier-lagoon systems on the northern Adriatic shelf (Italy). *Quaternary Science Reviews*, 27, 1107-1123.
- Tognoli, F.M.W., 2002. Análise estratigráfica e paleoicnológica do Grupo Guatá no leste paranaense. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Brasil.
- Tognoli, F.M.W., Netto, R.G., 2003. Ichnological signature of paleozoic estuarine deposits from the Rio Bonito-Palermo succession, eastern Paraná Basin, Brazil. *Asociación Paleontológica Argentina*, 1, 141-155.
- Tognoli, F.M.W., 2006. Estratigrafia das seqüências deposicionais do Grupo Guatá, borda leste da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Brasil.
- Vieira Jr., H.T., Moraes, J.M., Schobbenhaus, C., De Paula, T.L.F., 2011. Geoparque Chapada dos Guimarães – MT. CPRM, Goiânia, 60 P.
- Wang, Z.B., Hoekstra, P., Burchard, H., Ridderinkhof, H., De Swart, H.E., Stive, M.J.F., 2012. Morphodynamics of the Wadden Sea and its barrier island system. *Ocean & Coastal Management*, 68, 39-57.
- White, I.C., 1908. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra no Brasil - Relatório Final. DNPM, Rio de Janeiro.

Ziegler, A.M., Raymond, A.L., Gierlowski, T.C., Horrell, M.A., Rowley, D.B., Lottes, A.L., 1987. Coal, climate and terrestrial productivity: the present and early Cretaceous compared. *Geological Society*, 32, 25-49.