

CARVÕES GONDUÂNICOS NO BRASIL

Editores científicos:

Marcus Vinicius Berao Ade, Carla Viviane Araujo e

Cristina Fernanda Alves Rodrigues



CARVÕES GONDUÂNICOS NO BRASIL

Editores científicos:

Marcus Vinicius Berao Ade, Carla Viviane Araujo e
Cristina Fernanda Alves Rodrigues



Editores científicos:

Marcus Vinicius Berao Ade

Carla Viviane Araujo

Cristina Fernanda Alves Rodrigues

Lista de Consultores

Dr. Manuel João Lemos de Sousa – Universidade Fernando Pessoa - FP-ENAS

Dr. Edson José Milani – Petrobras S.A.

Dr. Roberto S. F. D'Ávila – Petrobras S.A.

Dra. Luzia Antonioli – Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Dr. Rene Rech – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Ilustração de capa:

Corte de lavra da jazida Iruí que mostra pelitos lagunares e carvão recortados por canal de washover (Lavina et al., 1985).

© 2019 - Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro e Universidade Fernando Pessoa

Título: Carvões Gonduânicos no Brasil

Editores científicos: Marcus Vinicius Berao Ade, Carla Viviane Araújo e Cristina Fernanda Alves Rodrigues

Formatação e Ficha Técnica: Ana Gabriela Nogueira

1.ª edição: janeiro 2019

ISBN: 978-989-643-153-2

ÍNDICE

APRESENTAÇÃO	IX
<i>Manuel João Lemos de Sousa</i>	
HISTÓRICO	XIII
<i>Marcus Vinicius Berao Ade e Carla Araujo</i>	
INTRODUÇÃO	XVII
<i>Os Editores científicos</i>	
CAPÍTULO 1 - AMBIENTES DEPOSICIONAIS ASSOCIADOS ÀS PRINCIPAIS JAZIDAS DE CARVAO DO BRASIL	1
<i>Joice Cagliari, Ricardo da Cunha Lopes, Ernesto Luiz Correa Lavina e Paulo Sergio Gomes Paim</i>	
1.1 Carvão na Bacia do Paraná	
1.2 Correlações estratigráficas e sistemas deposicionais associados às principais jazidas de carvão no sul do Brasil	
1.3 Evolução paleogeográfica associada às principais jazidas de carvão no sul do Brasil	
1.4 Exemplos de jazidas de carvão associadas a sistemas deposicionais estuarinos e de laguna-barreira	
1.5 As idades radiométricas dos carvões da Bacia do Paraná	
1.6 Considerações finais	
CAPÍTULO 2 - CARVÕES E A ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	23
<i>Michael Holz e Marcus Vinicius Berao Ade</i>	
2.1 Introdução: estratigrafia de sequências – o que é isso?	
2.2 Um breve histórico: os primeiros modelos de estratigrafia de sequências aplicados à sucessões portadoras de carvão	
2.3 Estratigrafia de sequências e formação de carvão em sistemas fluviais	
2.4 Estratigrafia de sequências e formação de carvão em sistemas parálicos	
2.5 Aplicações – Exemplos brasileiros	
2.5.1 Candiota	
2.5.2 Leão-Butiá	
2.5.3 Correlação entre o Rio Grande do Sul – Santa Catarina	

CAPÍTULO 3 - PALEOFLORA DOS CARVÕES BRASILEIROS 53

Margot Guerra-Sommer, Isabela Degani-Schmidt & Miriam Cazzulo-Klepzig

As turfeiras neopaleozoicas geradoras do carvão mineral brasileiro

3.1 Os carvões neopaleozoicos

3.2. As turfeiras geradoras de carvões na Bacia do Paraná

3.2.1 Carvões Interglaciais

3.2.1.1 Carvões de Buri

3.2.1.2 Carvões de Monte-Mor

3.2.1.3 Carvões de Cerquilho

3.2.2 Carvões pós-glaciais

3.2.2.1 Turfeiras da porção meridional da Bacia do Paraná

3.2.2.2 Bacia Carbonífera de Santa Catarina

3.2.2.3 Jazidas do Estado do Paraná

3.3 Incêndios em paleofloras geradoras de turfa

CAPÍTULO 4 - FORMAÇÃO, DEPOSIÇÃO, PRESERVAÇÃO E EVOLUÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA EM UMA TURFEIRA 75

Cristina Fernanda Alves Rodrigues, Carla Viviane Araujo, Marcus Vinicius Berao Ade e Zuleika Carreta Corrêa da Silva

4.1 Introdução

4.2 Fatores que controlam deposição da turfeira

4.2.1 Fatores climáticos

4.2.2 Fatores geológicos e geomorfológicos

4.2.3 Fatores hidrológicos

4.3 Classificação das turfeiras

4.4 Processo de carbonificação das turfás

CAPÍTULO 5 - PETROGRAFIA DE CARVÃO 99

Zuleika Carreta Correia da Silva, Marcus Vinicius Berao Ade e Carla Viviane Araujo

5.1 Macroscopia

5.2 Microscopia

5.2.1 Grupos de Macerais e Macerais

5.2.2 Microlitotipos

- 5.3 Grau de carbonificação (rank) dos carvões do sul do Brasil
- 5.4 Composição petrográfica das principais camadas de carvão
 - 5.4.1 Estado do Rio Grande do Sul
 - 5.4.2 Estado de Santa Catarina
 - 5.4.3 Estado do Paraná

CAPÍTULO 6 - FÁCIES DEPOSICIONAIS DA TURFEIRA 119

Marcus Vinicius Berao Ade, Zuleika Carreta Correia da Silva e Carla Viviane Araujo

- 6.1 Introdução
- 6.2 Fácies do Carvão ao Microscópio
 - 6.2.1 Fácies com Base nos Microlitotipos
 - 6.2.2 Fácies com Base nos Macerais
- 6.3 Exemplos de estudos das fácies com aplicação dos índices nos carvões brasileiros
 - 6.3.1 Utilizando Microlitotipos
 - 6.3.2 Utilizando Macerais
- 6.4 Considerações finais

CAPÍTULO 7 - CARVÃO BRASILEIRO NA INDÚSTRIA 137

Gerson Miltzarek

- 7.1 Introdução
- 7.2 Geração Termoelétrica
 - 7.2.1 Plantas supercríticas de carvão pulverizado e leito fluidizado circulante
 - 7.2.2 Plantas de leito fluidizado borbulhante e circulante
 - 7.2.3 Gaseificadores para IGCC e poligeração
 - 7.2.4 Gaseificação *in situ* para IGCC e poligeração
 - 7.2.5 Separação de CO₂ Pré Combustão
 - 7.2.6 Separação de CO₂ Pós Combustão
- 7.3 Carboquímica
- 7.4 Siderurgia
 - 7.4.1 Rotas da produção de aço no mundo

7.4.2 Situação da produção de aço via alto-forno a coque no Brasil

7.4.3 Participação do carvão nacional na rota de produção de aço em alto-forno

7.4.3.1 Pelotização

7.4.3.2 Coqueificação

7.4.3.3 Carvão pulverizado para injeção em altos-fornos (PCI)

7.4.3.4 Misturas de carvão mineral e biomassa

7.5 Inovações Tecnológicas

7.5.1 Rebeneficiamento

7.5.2 Recuperação hidrometalúrgica de metais a partir de Drenagem Ácida de Minas (DAM)

7.5.3 Produção de agregados miúdos para concreto com rejeitos da mineração de carvão

7.5.4 Solo construído

7.5.5 Sintetização de zeólitas

7.6 Considerações finais

APRESENTAÇÃO

Como adiante referiremos em pormenor, a Ciência do Carvão foi, naturalmente, evoluindo no de tempo, tornando-se holística, isto é, integrada, relacionando o conjunto das várias temáticas constituintes desde a geologia e génese, passando pelos estudos petrológicos-petrográficos-geoquímicos e culminando nas tecnologias de utilização industrial.

Ora, a Ciência do Carvão moderna desenvolveu-se no Brasil, em Porto Alegre, em duas vertentes distintas, mas complementares, cada uma das quais em diferentes instituições: a vertente geológica na Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS e, a vertente tecnológica, na então Fundação de Ciência e Tecnologia – CIENTEC (antes Instituto Tecnológico do Rio Grande do Sul – ITERS) do Estado do Rio Grande do Sul. Em cada uma destas instituições pontificava uma ilustre Senhora. No primeiro caso, a Professora Doutora Zuleika Carreta Corrêa da Silva (a “Professora Zuleika” como sempre foi tratada por todos e é mundialmente conhecida e reconhecida) e, no segundo caso, a Engenheira Joanna Nahuys (a “Engenheira Joanna”, a “Doutora Joanna” ou, simplesmente, para os mais íntimos, a Joaninha), as quais devem, sem favor, ser consideradas pioneiras – verdadeiras mães-fundadoras – de Escolas no domínio do estudo científico moderno do carvão no Brasil nas vertentes geológica-petrológica e tecnológica, respetivamente.

A Professora Zuleika teve formação na Alemanha (Aachen e Krefeld, tendo trabalhado com figuras cimeiras, tais como Marlies Teichmüller e Monika Wolf) e a Engenheira Joanna em França (Paris — Verneuil-en-Hallate) onde pontificava Boris Alpern, à época no *Centre d’Etudes et Recherches des Charbonnages de France* – CERCHAR) e, mais tarde, na Universidade de Orléans.

Estando eu próprio, na altura, a preparar o meu doutoramento no CERCHAR, tendo também por Mestre Boris Alpern e, igualmente, frequentado os laboratórios alemães em causa e, bem assim, os “Congressos Internacionais de Estratigrafia e Geologia do Carbonífero”, travei grande amizade pessoal e profissional com ambas as Colegas, acabando por ser testemunha da saga pioneira dos estudos modernos do carvão no Brasil e de nela, afinal, também, participar na sequência de convites e deslocações várias a Terras de Vera Cruz.

Assim, em 2000, tive já a grata oportunidade de amplamente referir e registar, em pormenor, a história desta colaboração em *Um exemplo de frutuosa colaboração científica entre Portugal e o Brasil: a petrologia e a geoquímica orgânicas*¹.

Só que tão frutuosa colaboração não parou em 2000; pelo contrário, incrementou-se até, muitas vezes em novas direções, como foi o caso do desenvolvimento do estudo do carvão como fonte de “Metano do

1 Revista Internacional de Língua Portuguesa, Pelotas, Vol.1, Nr.1, p.216-221, 2000.

Carvão em Camada – MCC” e como reservatório ideal para o “Sequestro/armazenamento geológico de dióxido de carbono”. Estas importantes e modernas temáticas, aliás com largo futuro, foram realmente trabalhadas em conjunto pela professora Zuleika e por mim próprio, e colaboradores de ambos, no quadro tanto da Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, neste caso em parceria com a Petrobrás, quanto na Academia das Ciências de Lisboa, para a qual a Professora Zuleika foi, entretanto, eleita, por minha proposta, em maio de 2002, como Sócia Correspondente Estrangeira no contingente especial reservado a cidadãos brasileiros.

Mais ainda: a Professora Zuleika e eu próprio chegamos a desenvolver uma proposta de doutoramento comum, em Ciências da Terra, tendo por base o programa de “bolsas sanduiche” do CNPq/FCT.

*
* *

O carvão, conhecido desde a antiguidade e com registo escrito em documentos europeus medievais, foi a rocha mítica da base da Revolução Industrial havida no Século XVIII e do próprio desenvolvimento económico do mundo ocidental, sendo que continua, ainda hoje, a ser a principal matéria-prima para a produção de energia elétrica no mundo. Por outro lado, o desenvolvimento de novas tecnologias, designadamente a produção de “Metano de Carvão em Camada-MCC”, sobretudo quando combinado com o “Sequestro/armazenamento geológico do dióxido de carbono” em camadas de carvão não-exploráveis (por motivos de profundidade e/ou de qualidade), tecnologias estas que se têm desenvolvido mais ou menos paralelamente, até por que a injeção de CO₂ propicia, como é bem sabido, a “Produção acrescida ou avançada” de hidrocarbonetos em geral e do MCC em particular. Também a liquefação e, especialmente, a gaseificação diretamente na camada, i.e., sem extração do carvão, configuram para o carvão, um brilhante futuro, aliás em condições ecológicas perfeitamente aceitáveis e enquadráveis nos mais recentes conceitos ambientais “limpos”. Questão é que nem todos os carvões são adequados para uso nas distintas tecnologias acima apontadas, pelo que muito ainda há que estudar para definir a qualidade dos diferentes carvões relativamente às possibilidades de utilização otimizada deste combustível sólido em cada uma das tecnologias referidas.

Por outro lado, a Petrologia do Carvão, ciência nascida, em 1935, com a 1ª edição do livro *Lehrbuch der Kohlenpetrographie* do Professor Erich Stach, continua a constituir, atualmente, a base do estudo mais alargado do que, hoje, se designa por Petrologia Orgânica, i.e. o estudo petrológico do conjunto das Matérias Orgânicas Sedimentares Fósseis (MOSF) ou Caustobiólitos, ou seja, o conjunto das rochas e produtos energéticos orgânicos, tais como, o carvão, o petróleo bruto, o gás natural, o folhelho betuminoso, etc. É verdade que o modo mais comum de ocorrência da MOSF na natureza é sob a forma dispersa; contudo, sendo o carvão constituído por uma acumulação singular de matéria orgânica sedimentar fóssil concentrada, em camada, este combustível fóssil continua e continuará a ser o meio ideal para o estudo do conjunto dos caustobiólitos, tanto do ponto de vista tanto genético quanto evolutivo na escala de maturação das bacias sedimentares. É, pois, neste sentido, que o estudo do conjunto dos caustobiólitos, incluindo obviamente o carvão, passou a constituir o corpo de doutrina próprio da atual a Petrologia Orgânica.

Entretanto, o estudo geoquímico dos hidrocarbonetos levou à criação de uma outra nova disciplina científica – a Geoquímica Orgânica – nascida, em 1978, com a 1ª edição do livro *Petroleum Formation and Occurrence* de Bernard Tissot e Dietrich Welte.

Por fim, o diagrama de Van Krevelen – curiosamente, na origem, elaborado com objetivo bem diferente – haveria de permitir não só a compreensão da evolução geoquímica mas, também e principalmente, o casamento perfeito das duas disciplinas orgânicas – a Petrologia e a Geoquímica – num único conjunto, tal como está hoje já consagrado, tornando-se o diagrama-chave da disciplina científica que, atualmente, todos praticamos embora nas suas várias valências – a Petrologia e Geoquímica Orgânicas – demonstrando, assim, que a gênese e evolução do conjunto da MOSF nas bacias sedimentares é um todo coerente no qual, o carvão continua a deter a primazia científica, já que continua a ser a verdadeira rocha-padrão atendendo à excepcional concentração de MOSF que entra na sua constituição, tal como acima referido. É, aliás, este todo coerente da Petrologia e Geoquímica Orgânicas que permitiu a conceção não só do chamado “diagrama de Van Krevelen modificado”, mas também o aparecimento dos novos conceitos de “reservatório convencional” e “não-convencional”.

Está claro que todos estes progressos e desenvolvimentos integrados foram acompanhados, holisticamente, pela Escola da UFRGS, sob a batuta sempre atualizada da Professora Zuleika, permitindo a formação de numa verdadeira Escola brasileira de petrógrafos e geoquímicos orgânicos que, tendo por base o estudo da rocha-padrão, i.e., o carvão, se estendem com igual êxito ao estudo de todas as rochas e produtos orgânicos e, bem assim, ao estudo geológico-genético e da maturação das bacias sedimentares em que se formaram.

*
* *

O importante livro que temos aqui em mãos trata do caso particular dos carvões gonduânicos do Brasil. Mas o que é um carvão gonduânico? À primeira vista, parece que deverão considerar-se como enquadrados nesta designação os carvões geneticamente formados em depósitos sedimentares do Continente de Gonduâna. Nada disso, porém, ou melhor, muito mais do que isso. Realmente, a designação de “carvão gonduânico” deverá, hoje, ser substituída por “carvão tipo-gonduânico”. Porém, como os primeiros carvões tipo-gonduânico estudados e bem caracterizados, tiveram a sua gênese em depósitos enquadrados em formações geológicas do Continente de Gonduâna, a designação ficou consagrada.

Pois bem, a Professora Zuleika e eu próprio, com o apoio da Doutora Joanna, fomos os proponentes da constituição de um Grupo de Trabalho para estudar os problemas respeitantes a estes carvões no seio do *International Committee for Coal and Organic Petrology* – ICCP e demoramos anos a conseguir o consentimento para o efeito por parte dos grandes “patrões” da época que nos perguntaram: “para que querem vocês formar um grupo de trabalho para estudar carvões anormais?”. Ao que nós respondemos: “Precisamente por isso!” Está claro que nada conseguimos na ocasião. É que, na altura, eramos bastante jovens e só quando, digamos, nos impusemos no meio científico é que nos consentiram a constituição do “Grupo de Trabalho dos Carvões de Gonduâna”. Só por isto? Nem por isso! A realidade é que, entretanto, o Professor Boris Alpern tinha conseguido demonstrar, precisamente no seio do ICCP, que os carvões cretácicos do Canadá tinham, exatamente, os mesmos constituintes-tipo e características dos chamados carvões gonduânicos, apesar das diferenças na área geográfica do depósito e na idade geológica. Motivo? Tinham tido gênese e evolução idêntica aos depósitos similares formados no Continente de Gonduâna. Realmente, na “qualidade” de um carvão o que prevalece, para além do *rank* (ou grau de carbonificação), são as condições genéticas e evolutivas e não o local de formação dos mesmos e, menos ainda, a idade

geológica. Foi assim que, afinal aos “ombros do gigante” Boris Alpern lá conseguimos formar no ICCP o Grupo de Trabalho dos Carvões de Gonduâna para estudar os “carvões tipo-gonduâna”. Na verdade, só muito mais tarde, entre 1995 e 1999, é a Professora Zuleika, como Secretária-geral, e eu, como Presidente, do ICCP, numa dupla que, à época foi imbatível e vale a pena recordar, logramos “mandar” alguma coisa no ICCP!

Muito disto e alguns outros pormenores sobre o tema está relatado num artigo dado subsequentemente à estampa intitulado *O que é um Carvão Gonduânico?*²

E, para além das contribuições, apresentadas nos congressos consagrados à geologia do Continente de Gonduâna, organizamos nós próprios, em estreita colaboração, nada menos do que três “Simpósios dos Carvões Gonduânicos” (*Symposium on Gondwana Coals*): o 1º em Lisboa (1983), o 2º no Porto (1998) e, o 3º, em Porto Alegre (2009) com as atas devidamente publicadas.

Chegou-se, assim, pouco a pouco, a este livro – o caminho se foi fazendo! – que, pelo que acima deixamos registado, não temos dúvida em afirmar que era o livro-síntese que faltava.

Na realidade, para além do reconhecimento histórico pelo imenso trabalho dos pioneiros, havia que registar, à guisa de balanço, os conhecimentos adquiridos, ao longo dos anos, para uso dos estudiosos, atuais e vindouros, de Petrologia e Geoquímica Orgânicas, e não só do carvão (professores de Geologia, engenheiros de minas e alunos de doutoramento e de pós-graduação). Neste aspeto, o livro cobre as temáticas de real interesse na área dos carvões gonduânicos do Brasil, desde a geologia e génese, passando pela caracterização petrológica-petrográfica, até às utilizações tecnológicas clássicas: combustão e carbonização/coquefação.

Estão, por isso, de parabéns, também e especialmente, os editores do volume e os autores dos capítulos.

Porto, dezembro de 2018

Manuel João Lemos de Sousa

Professor Catedrático na Universidade do Porto (aposentado) e na Universidade Fernando Pessoa

Membro Efetivo da Academia das Ciências de Lisboa, Vice-Presidente da Classe de Ciências

Medalha Thiessen 2001

² GEOlogos, Porto, Nr.5, p.95-101, 1999; existe uma versão em inglês, intitulada *What is a Gondwana Coal?*, publicada no *2nd Symposium on Gondwana Coals*, Porto, 1998, p. 3-11.

HISTÓRICO

Marcus Vinicius Berao Ade e Carla Araujo

A história do carvão no sul do Brasil teve início há aproximadamente 280 milhões de anos atrás. Neste tempo geológico o Brasil nem existia, o que havia era uma grande bacia sedimentar na borda de um continente denominado Gondwana, que também não existe mais. O relato desta história, aqui abordada brevemente, conta apenas as fases da descoberta e exploração, que ocorreram mais ou menos assim.

Isso decorrendo o ano de 1795 quando o soldado português Vicente Wenceslau Gomes de Carvalho, conhecedor do carvão de pedra, por ser ferreiro de profissão, descobre carvão na localidade de Curral Alto, na Estância do Leão, Rio Grande do Sul. Iniciava-se assim a saga dos carvões gondwânicos brasileiros.

Em 1822 tropeiros descobrem carvão, no estado de Santa Catarina, ao descer a chamada Serra do Doze (atual Serra do Rio do Rastro), na região de Lauro Müller. À noite, ao fazerem fogo no acampamento e colocar “pedras pretas” em torno da fogueira notaram que estas pedras ardiavam como brasa.

Em Arroio dos Ratos, município de São Jerônimo, Rio Grande do Sul, em 1826, escravos de Fuão de Freitas descobrem carvão. Devido ao seu potencial econômico, não demorou muito para que a região de São Jerônimo se tornasse alvo de interesses estrangeiros. Já em 1853 o capital privado, aliado ao capital estatal (por intermédio do então presidente da província, Conselheiro Luiz Vieira Cansação de Sinimbu), iniciava suas pesquisas na exploração. Em 1864, Plant naturalista de origem britânica, escreve a ocorrência de duas grandes bacias carboníferas no sul do império brasileiro: uma localizada na província de Santa Catarina, pertencente à Visconde de Barbacena, e a outra na província de São Pedro do Rio Grande do Sul. Nesta última a ocorrência da maior jazida que foi denominada de Candiota (*in* Miers & Read, 1871).

James Johnson e mais doze mineiros de origem inglesa foram os primeiros a se aventurarem na produção de carvão, mas somente em 1866, o governo Imperial concedeu permissão ao inglês para extração comercial do carvão, em uma mina localizada na região da atual cidade de Arroio dos Ratos (Simch, 1961).

Oficialmente, a exploração industrial do carvão no Brasil, inicia-se em 1872 com a instalação, em Arroio dos Ratos - RS, da companhia inglesa *The Imperial Brazilian Collieries C. Limited*. Todavia, após muitas dificuldades (descaso do governo e má administração) a mesma teve fim.

Na região de Lauro Müller, Santa Catarina, em 1876, Visconde de Barbacena empreende a primeira tentativa de mineração do carvão.

Foi na vila de Butiá - RS, em 1881, que se iniciaram as atividades mineiras encabeçadas por Nicácio Teixeira Machado.

O município de São Jerônimo entra no cenário de exploração do carvão a partir de 1883 com a criação

da *Companhia de Minas de Carvão de Pedra de Arroio dos Ratos* – CMCPAR, de capital nacional, proveniente do Rio de Janeiro e de São Paulo (Silva, 2007).

Em janeiro de 1885, é inaugurado o “Poço da Izabel”, em Arroio dos Ratos, com a presença da princesa e de seu esposo, conde D’Eu, simbolizando a importância que esse ramo de produção tinha para os governantes de então, quando o carvão passava a expressar progresso para a sociedade e ganhava o status de ouro negro, comparado com metais nobres (Klovan, 2008).

Num momento de mudanças no Brasil com a abolição da escravatura (1888) e proclamação da República (1889), o mesmo grupo que compunha a diretoria da antiga CMCPAR (que veio a falir no final de 1888) decidiu pela organização de uma nova empresa, a qual foi denominada de “Companhia Estrada de Ferro e Minas de São Jerônimo - CEFMSJ”. Os dois acontecimentos antes citados tiveram grande influência sobre a nova empresa: (1) com a abolição do trabalho escravo, o trabalho livre ganhou expressão social e a imigração cresceu notavelmente, em decorrência um “contrato de localização de imigrantes” foi firmado entre o governo imperial e a companhia trazendo benefícios para a mesma (concessão de terras devolutas e redução de impostos em troca da fundação de núcleos de povoamento desta nova mão-de-obra), mas também houve ônus à empresa, pois com a nova força de trabalho imigraram também novas concepções políticas; (2) com o advento da República, devemos considerar os novos caminhos que o país buscou tomar sintetizados no lema “ordem e progresso”, a valorização de produtos nacionais seria proveitosa para os negócios da companhia, contudo, o que se observou foi um aumento dos impostos cobrados pelo governo, resultando na ampliação dos preços da tonelada de carvão (Silva, 2007).

No início do século XX o então Ministro da Indústria, Dr. Lauro Müller, contrata os serviços do geólogo norte-americano Dr. J. White (1908), para ampliar os estudos geológicos e caracterização do carvão catarinense. Estudos visando uma melhor caracterização dos carvões foram também realizados por Oliveira (1918).

A partir da República Velha, a exploração de carvão foi intensificada com a crescente demanda e uma série de investimentos públicos. Neste período, o mundo passava pela Primeira Guerra Mundial (1914 – 1918) que impulsionou a extração deste bem mineral em decorrência da ausência de carvão estrangeiro, combustível energético necessário para a manutenção dos países em guerra. Assim, ficou a cargo do carvão nacional principalmente o de Santa Catarina a responsabilidade de suprir as necessidades do mercado interno. Neste primeiro pulso de exploração do carvão em Santa Catarina foram ampliados os ramais ferroviários e inauguradas novas empresas de mineração, tais como a Companhia Brasileira Carbonífera Araranguá - CBCA, Companhia Carbonífera Urussanga - CCU, Companhia Carbonífera Próspera, Companhia Carbonífera Ítalo-Brasileira e a Companhia Nacional Barro Branco.

Em 1920, o uso do carvão em locomotivas da Viação Férrea, na navegação, na usina elétrica de Porto Alegre (Gasômetro) e de outras localidades, foi responsável pela aceleração da produção carbonífera no pós-guerra.

Nos anos 30 o Grupo Martineli adquiriu todas as minas existentes na região, entre elas a CCR (Companhia Carbonífera Rio-Grandense, criada em 1917), e também nesta década foi organizado o primeiro Sindicato dos Trabalhadores nas Indústrias de Extração de Carvão (STIEC).

O segundo pulso na exploração de carvão ocorreu nos anos 40 quando, o então presidente do Brasil Getúlio Dornelles Vargas, criou a Companhia Siderúrgica Nacional - CSN em 1946. Por decreto, o então presidente, determinou a utilização de 20% de carvão nacional em sua operação, na composição do coque. No decorrer das décadas de 50 a 60 trabalhos pioneiros (Dra. J. Nahuys) de caracterização petrográfica

e química dos carvões, para utilização na indústria siderúrgica, foram realizados impulsionados por um forte apoio governamental através do Plano Nacional de Carvão.

Na década de 70, com a crise do petróleo, o carvão passa a ser uma alternativa energética. Neste cenário, pesquisadores brasileiros (Z. C. Correa da Silva, M. Marques-Toigo, M. Guerra-Sommer, C.A. Bortoluzzi) iniciam uma nova fase do estudo dos carvões gonduânicos brasileiros, com a utilização da microscopia para caracterização e identificação do facies deposicional bem como a constituição paleoflorística das turfeiras.

Nos anos 80, uma série de estudos baseados na petrografia de carvão incluindo as análises de macerais e microlitotipos, bem como sedimentologia, litoestratigrafia e ciclicidade associam as ocorrências de carvões a ambientes fluvio-deltaicos, sistemas laguna-barreira e caracterizam as facies dos carvões gonduânicos do sul do Brasil como predominantemente limno-telmática e límnic (R. Medeiros, H. Chaves, L. C. Fontes, L. T. Cavas, N. R. Menezes Filho, P. C. Brito, T. L. Rodrigues, W. Wilder, A. E. M. Picoli, R. C. Lopes, E. L. Lavina, Z.C. Corrêa da Silva, C. Araujo).

A partir dos anos 90, a estratigrafia de sequencias começa a ser utilizadas nos pacotes contendo carvão e o sistema estuarino, associado às turfeiras, começam a ser identificado (J. C. Della Fávera, A. R. L. Gonçalves, M. A. A. Santos, R. Lorandi, A. R. D. Elias, R. C. Lopes, E. L. Lavina e M. Holz). É na década de 90 que iniciam também as primeiras publicações utilizando índices de gelificação e preservação de tecidos, com base na petrografia de macerais, com o intuito de caracterização de facies deposicionais das turfeiras (M. V. B. Ade, M. Bagatin e Z. C. Correa da Silva).

Com a retirada dos diversos subsídios a mineração e indústria de carvão passou por profunda crise com fechamento de diversas mineradoras. Após este período de crise e adaptações o mercado brasileiro de carvão passou a ter nas termoelétricas o grande mercado consumidor que continua até hoje.

Referências

- <http://museucarvao.blogspot.com.br/p/historico-da-mineracao.html> Acesso em 09.09.2016
- Araujo, C. V.; Silva, Z. C. C.; Rodrigues, R. 1995. Petrographic and Geochemical Study of coals from the Santa Terezinha Coalfield, Rio Grande do Sul, Brazil. *Revista Latino Americana de Geoquímica Orgânica*, Rio de Janeiro, (1): 28-45.
- Klovan, F.F. 2008. *Sob o fardo do ouro negro: as greves dos mineiros de carvão em 1933 - 1935 na região de São Jerônimo (RS)*. Projeto de Trabalho de Conclusão de Curso (Licenciatura em História) – UFRGS. Porto Alegre.
- Miers, J. & Read, A. 1871. In: British Parliamentary Paper: Report of the commissioners (Committee) on the Statistics of production consumption and export coal. Shannon: Irish University Press, p 261-263.
- Silva, C.E. da 2007. *Nas profundezas da terra: um estudo sobre a região carbonífera do Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado – PPG em História, PUCRS. Porto Alegre.
- Simch, C.A., 1961. Monografia do Município de São Jerônimo. Porto Alegre, Imprensa Oficial.
- Oliveira, E.P., 1918. Regiões carboníferas dos Estados do sul. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, Indústria e Comercio / Serviço Geológico e Mineralógico.
- White, I.C. 1908. Relatório final apresentado a S. Ex. o Sr.Dr. Lauro Severiano Müller. Rio de Janeiro: Imprensa Nacional, 617p.

INTRODUÇÃO

Depois de mais de 12 anos atuando na indústria do petróleo, ao retornar para o ambiente acadêmico, na Universidade do Estado do Rio de Janeiro, como professor adjunto do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, um de nós (Marcus Vinicius Berao Ade) verificou que o tema carvão, umas das disciplina que iria ministrar, sob ótica do geólogo (formação, constituintes petrográficos, estratigrafia e faciologia deposicional), apenas tinha como referência um livro em língua portuguesa, publicado em Portugal: **O Carvão na Actualidade** (Lemos de Sousa et al., Eds, 2012).

Este livro, embora integre capítulos sobre todas as temáticas modernas relativas ao carvão, foi publicado, essencialmente, num enfoque europeu e nacional integrando, assim, extensos e pormenorizados capítulos sobre os carvões portugueses. Por outro lado e embora aí se refiram, com destaque, os chamados “carvões gonduânicos”, não se fazem, naturalmente, descrições detalhadas quanto aos estudos modernos destes carvões levados a efeito no Brasil e sobre carvões brasileiros. Neste enquadramento, artigos nacionais e internacionais são, assim, referência, bem como os livros em língua inglesa, principalmente de autores europeus, norte-americanos e australianos.

Ao conversar sobre esse assunto com a geóloga Carla Viviane Araújo, que, por 30 anos, trabalhou na Petrobras e com Cristina Rodrigues, professora associada na Universidade Fernando Pessoa, Portugal, concordamos que seria importante resgatar os resultados de projetos de pesquisa realizados desde a década de 70 no país sobre este assunto, tão importante para o Brasil e para os cursos de geologia, e reuní-los em uma publicação. Decidimos pela publicação de um livro digital e escrito com o intuito de dar suporte aos estudos conduzidos por alunos de graduação e pós-graduação que tenham interesse no estudo desse importante recurso mineral.

Definição de carvão

Como é natural, a definição de **carvão** evoluiu ao longo do tempo sendo que, grande parte das vezes, se trata de definições muito genéricas, tais como as propostas no ICCP (1963) e, mesmo, nas nas Normas ISO 7404-1 e ASTM D 121.

Muito mais precisa é a definição proposta por Schopf (1956), aliás reproduzida nos principais tratados e glossários norte-americanos, a saber: “rocha sedimentar com mais de 50% do seu peso e 70% do volume de material carbonáceo (carbonoso), oriundo da compactação de restos remanescentes de plantas em turfeira.”

Na sequência dos trabalhos sobre a codificação e a classificação dos carvões desenvolvidos pela *United Nations, Economic Commission for Europe* (Nações Unidas, Comissão Económica para a

Europa), nomeadamente no que toca à Classificação dos Carvões em Camada (UN-ECE Document ENERGY/1998/19:1998), a ISO debruçou-se sobre o tema e acabou por elaborar a norma ISO 11760 sobre Classificação dos Carvões onde se adota a seguinte definição atual, internacional, para carvão: “rocha sedimentar carbonada, fundamentalmente derivada de restos vegetais, com matéria mineral associada correspondendo a um teor em cinzas inferior ou igual a 50%, em massa, expresso na base seco”.

Por outro lado, deve fazer-se notar que, atualmente, um carvão caracteriza-se pela **qualidade**, propriedade esta que integra as três características fundamentais correspondendo a propriedades distintas mas que são obrigatoriamente, apresentadas em conjunto: o **rank** (ou **grau de carbonificação**), a **composição petrográfica** e a **quantidade de matéria mineral presente**, propriedades estas apenas possíveis de determinar a partir da análise petrológica-petrográfica em laboratório. Isto, não obstante a propriedade quase sempre mais facilmente visível por simples observação visual, ou seja, o **rank**, permitir, numa primeira apreciação, considerar os carvões como **húmicos**, sem dúvida a maioria, de aspeto quase sempre bandado, formados em meio essencialmente reductor, ou como **sapropélicos**, patenteando geralmente aspeto não-bandado e brilho baço, em cuja génese intervieram essencialmente fenómenos de oxidação/putrefação. É o caso, por exemplo, dos bem conhecidos carvões designados como **boghead** e **cannel** cuja constituição corresponde, além do mais, a uma acumulação preferencial de algas e de esporos, respetivamente.

Os Editores científicos

Referências

ASTM Designation: D121-15. Standard Terminology of Coal and Coke. In: Annual Book of ASTM Standards, Section 5 – Petroleum Products, Lubricants, and Fossil Fuels, Vol.05.06 – Gaseous Fuels; Coal and Coke ; Catalysts; Bioenergy and Industrial Chemicals from Biomass, p.429-441. ASTM International, West Conshohocken, Pa., 2016.

ICCP 1963. International Committee for Coal Petrology - ICCP, International Handbook of Coal Petrography, 2nd Ed. Centre National de la Recherche Scientifique, Academy of Sciences of the USSR, Paris, Moscow, 1963.

ISO 7404-1:2016 - Methods for the petrographic analysis of coals -- Part 1: Vocabulary. International Organization for Standardization.

ISO 11760:2018 - Classification of coals, International Organization for Standardization.

Lemos de Sousa, M.J., Rodrigues, C.F. e Dinis, M.A.P., Eds, 2012. O Carvão na Actualidade, Vol.1 – Petrologia, Métodos analíticos, Classificação e Avaliação de Recursos e Reservas, Papel no contexto energético, Carvão em Portugal, 467 pp. Universidade Fernando Pessoa (Porto), Academia das Ciências de Lisboa.

Schopf, J.M., 1956. A definition of coal. Econ.Geol., 51, 6: 521-527. (Também em 52, 5: 584-586, 1957).

UN-ECE Document ENERGY/1998/19:1998. International Classification of in-Seam Coals, 41 pp. Economic Commission for Europe, Committee on Sustainable Energy, United Nations, New York and Geneva.

CAPÍTULO 1

AMBIENTES DEPOSICIONAIS ASSOCIADOS ÀS PRINCIPAIS JAZIDAS DE CARVAO DO BRASIL

Joice Cagliari¹, Ricardo da Cunha Lopes¹, Ernesto Luiz Correa Lavina¹ e Paulo Sergio Gomes Paim¹

*¹Docente investigador da Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, Brasil.
Contatos: joiceca@unisinobr, ricardol.voy@terra.com.br, lavina@unisinobr e ppaim@unisinobr*

As ocorrências de carvão gonduânicos no Brasil estão registradas nas bacias sedimentares do Paraná e Parnaíba. Ocorrem também registros nas bacias do Recôncavo e Jatobá estas já associadas a fragmentação Gonduana. A primeira detém as ocorrências de maior importância, constituindo-se em jazidas que têm sido exploradas por cerca de 160 anos, e por isto será tratada com maior detalhe neste capítulo. Por outro lado, a Bacia do Parnaíba apresenta ocorrências que ainda necessitam de uma melhor avaliação enquanto as bacias do Recôncavo e Jatobá apresentam ocorrência muito localizada deste bem mineral.

Na Bacia do Parnaíba as principais ocorrências estão nas formações Poti e Pedra de Fogo (Carbonífero Superior-Permiano) e situam-se nas porções sul desta bacia, ao longo do vale do rio Parnaíba, entre as cidades de Carolina, Balsas e Nova Iorque, e leste, junto à cidade de União, ao norte de Teresina. Foram pesquisadas pelo Convênio DNPM/CPRM através do Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba (Oliveira, 1981) e a sua gênese foi relacionada a um sistema flúvio-deltaico desenvolvido a partir das áreas-fonte situadas a leste/sudeste. As camadas de carvão apresentaram pouca espessura e não despertaram maior interesse econômico ao final da pesquisa. Outras ocorrências nesta bacia são descritas pela CPRM no Projeto Carvão Energético na Bacia Tocantins-Araguaia – Fase II Relatório Final (Scislewskiet *et al.*, 1983), que descreve duas ocorrências de camadas carbonosas nas formações Poti e Pedra de Fogo na região das cidades de Filadélfia e Carolina, flanco oeste da Bacia do Parnaíba que, de forma semelhante aos resultados do estudo anterior, foram também consideradas sem interesse econômico.

Na Bacia do Recôncavo existe referência de ocorrências de carvão em poços da PETROBRAS na Formação São Sebastião (Cretáceo Inferior) na região da cidade de Inajá, localidade de Lagoa do Paulo, que foram pesquisadas pelo DNPM no ano de 1974 através da execução de três sondagens que finalizaram

¹ Docentes investigadores da Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, Brasil, respetivamente, joiceca@unisinobr, ricardol.voy@terra.com.br, lavina@unisinobr e ppaim@unisinobr

com resultado negativo e a área foi considerada sem interesse para este bem mineral. A ocorrência na Bacia de Jatobá, porção norte da região do Recôncavo, no limite entre os estados de Pernambuco e Alagoas, situa-se na Formação Candeias (Cretáceo Inferior). Foi pesquisada pelo Convênio DNPM/CPRM e pela empresa Minerais de Pernambuco na década de 1980. As ocorrências encontradas na localidade de Fazenda Serrote Vermelho, perto da cidade de Inajá, registradas em poços de pesquisa e trincheiras, foram interpretadas como fragmentos de troncos carbonificados em camadas de arenitos, e consideradas sem interesse econômico.

1.1 Carvão na Bacia do Paraná

Na Bacia do Paraná as ocorrências de carvão situam-se na sua faixa leste de afloramento e concentram-se na Formação Rio Bonito (Permiano Inferior) do Grupo Guatá. Tais ocorrências encontram-se nos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Figura 1). As maiores reservas conhecidas situam-se no Rio Grande do Sul, nas jazidas de Candiota, Capané, Iruí, Leão, Morungava-Chico Lomã e Santa Terezinha, e em Santa Catarina, na Jazida Sul Catarinense. Jazidas de menor porte ocorrem em São Paulo (Cerquilha, Buri e Monte Mor), Paraná (Sapopema-Cambuí e Figueira) e Rio Grande do Sul (São Sepé, Pantano Grande, Charqueadas, Arroio dos Ratos, Faxinal, Sul do Leão e Gravataí).

A Formação Rio Bonito diminui de espessura em direção ao sul da bacia. No Rio Grande do Sul, as maiores espessuras (150-200 m) são encontradas no interior dos paleovales mais profundos, que estão distribuídos ao longo da borda da bacia, e podem ser significativamente reduzida sobre os altos do embasamento. Na região central e norte da bacia (estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo) esta formação é subdividida nos membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis, que são tradicionalmente associados a ambientes flúvio-deltaicos, marinho transgressivo e marinho litorâneo, respectivamente (Schneider *et al.*, 1974).

Camadas de carvão de espessura variável distribuem-se ao longo de toda a sucessão da Formação Rio Bonito. Entretanto, as camadas economicamente mais importantes estão na porção superior, ou seja, no Membro Siderópolis. A espessura, extensão e multiplicidade das camadas de carvão são feições controladas pelas características e processos autogênicos próprios dos ambientes de sedimentação nos quais a turfa foi acumulada somados a fatores externos à bacia (clima, tectônica e variações eustáticas) que controlaram a deposição e a preservação destes sedimentos.

1.2 Correlações estratigráficas e sistemas deposicionais associados às principais jazidas de carvão no sul do Brasil

No Rio Grande do Sul, apesar da Formação Rio Bonito não ser tradicionalmente subdividida em membros, Lopes (1995) descreve a mesma característica tripartite dos membros descritos por Schneider *et al.* (1974). Esta constatação é possível ao se analisar os dados referentes ao poço 7RL-06-SC-02, perfurado na região de Três Barras (Orleans, SC) e compará-los com perfis de poços perfurados no Rio Grande do Sul (Figs. 2 e 3).

A descrição litológica do poço 7RL-06-SC-02, associada aos perfis geofísicos e à interpretação litoestratigráfica, indica claramente a divisão tripartite proposta em Schneider *et al.* (1974): em contato

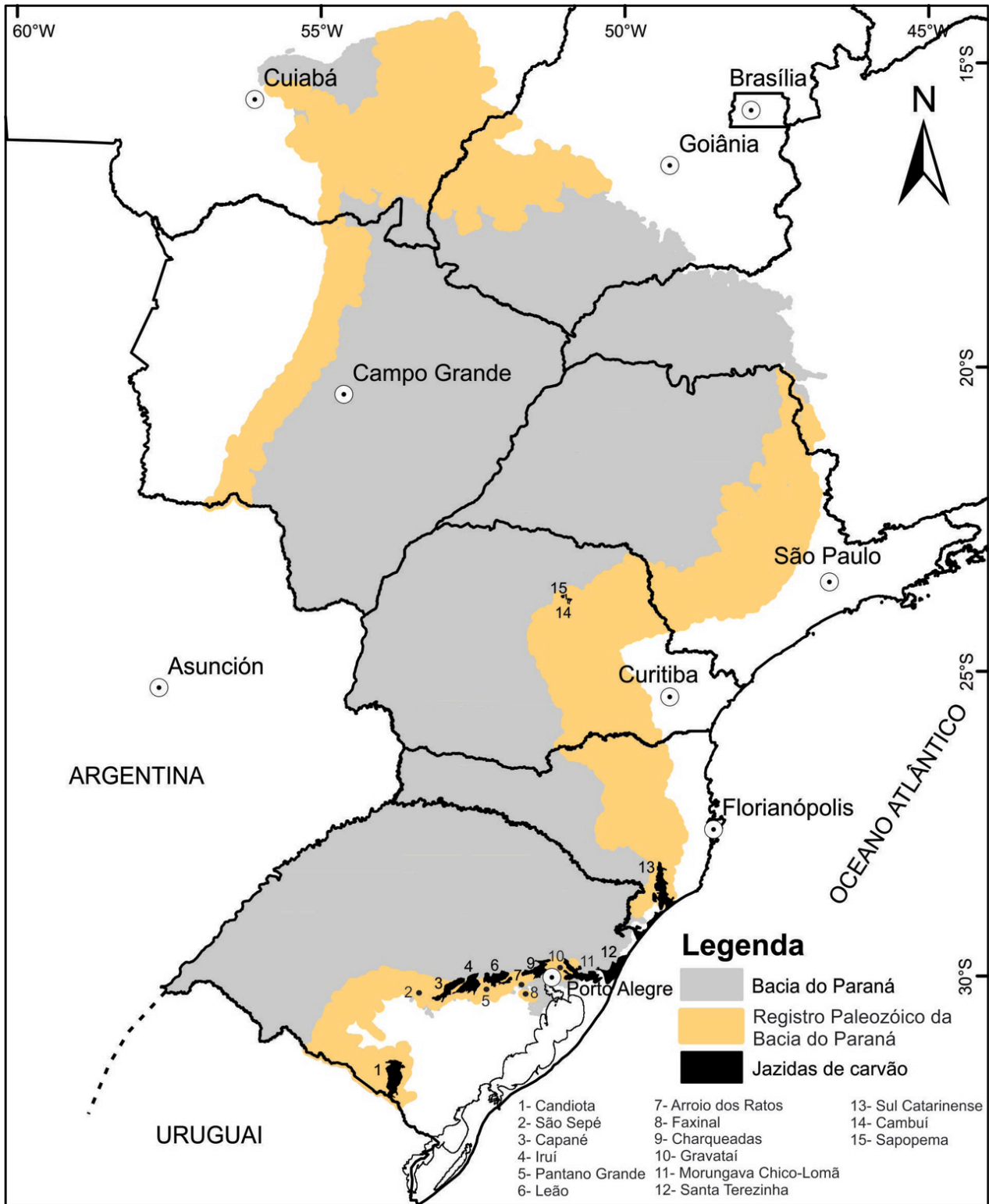


Figura 1: Localização das principais ocorrências de carvão na Bacia do Paraná. A delimitação das jazidas carboníferas considera as áreas de ocorrências de camadas de carvão com espessuras superiores a 50 cm. Adaptado de Aboarrage e Lopes (1987).

erosivo sobre os litótipos do Grupo Itararé ocorre inicialmente uma sucessão de camadas compostas predominantemente por arenitos (476,70 – 438,10 m: Membro Triunfo) recoberta por uma sucessão dominada por camadas de siltitos com intercalações de camadas de arenitos (438,10 - 310,70 m: Membro Paraguaçu) seguida por uma sucessão de camadas de arenitos quartzosos (310,70 – 248,85 m: Membro Siderópolis).

O poço CA-25-RS, situado no eixo do Paleovale Capané, na região de Pinheiros (Candelária, RS) é o com situação mais adequada para a correlação. O contato com o Grupo Itararé se dá de forma semelhante: uma superfície erosiva sobre a qual se desenvolve uma sucessão de camadas de arenitos arcoseanos (913,40 – 872,00 m: correspondendo ao Membro Triunfo) e, de forma símile, sucede-se um conjunto de camadas de siltitos, mas de menor espessura (872,00 – 855,80 m: correspondendo à porção basal do Membro Paraguaçu). Em ambos os poços esta superposição caracteriza o afogamento de sistemas flúvio-deltaicos, marcando a transgressão e instalação de um corpo d'água de características marinhas em Santa Catarina enquanto, no Rio Grande do Sul, junto à borda da bacia, o confinamento aos paleovales imprime condições de restrição, como golfos, que sucederam aos paleofiordees que abrigaram os depósitos glaciais do Grupo Itararé. Este afogamento é aqui tomado como o primeiro *datum* para a correlação entre estes dois poços.

Ressalta-se que a sucessão de camadas que compõe o Membro Paraguaçu no poço 7RL-06-SC-02 não é homogênea ao longo dos seus 127,4 m de espessura (438,10 – 310,70m). Sua base, composta predominantemente por siltitos pretos e micáceos com laminação marcada por intercalações de lâminas de arenito muito fino, tem uma espessura de 27,10 m (438,10 – 411,00 m), seguindo-se um contato abrupto com uma seção intermediária composta por uma intercalação de camadas de siltitos e arenitos finos e médios, com 52 m de espessura (411,00 – 359,00 m). A seção de topo deste membro exhibe uma espessura de 48,30 m (359,00 – 310,70 m) e é composta predominantemente por siltitos cinza esverdeados a cinza escuros, maciços ou com laminação marcada por intercalações de lâminas de arenito muito fino.

No poço CA-25-RS a seção de siltitos da base do Membro Paraguaçu (872,00 – 855,80 m), equivalente ao intervalo inferior deste membro em Santa Catarina, é mais delgada (16,20 m), mas também recoberta em contato abrupto por camadas de arenitos, podendo-se assumir que as diferenças de espessura sejam devidas à remoção por erosão de parte da seção, uma vez que este intervalo é registrado em outros poços situados a sudoeste do CA-25-RS e também dentro do paleovale, como ST-07-RS e DU-12-RS com espessuras de 26,51 e 17,70 m respectivamente.

Estes siltitos basais do membro Paraguaçu, tomados aqui como o primeiro *datum* de correlação entre as duas áreas, correspondem ao que Lopes (1995) e Cagliari (2014) identificaram como uma superfície de inundação na organização de suas sequências deposicionais para a região do Paleovale Capané.

A partir desta situação observa-se que as duas áreas evoluem de forma distinta: enquanto em Santa Catarina se desenvolve uma intercalação de camadas de siltitos e arenitos finos e médios com 52 m de espessura e sem a presença de camadas de carvão (411,00 – 359,00 m), indicando que a progradação não evoluiu a ponto de gerar áreas litorâneas propícias ao desenvolvimento de turfeiras, no Rio Grande do Sul a proximidade com as áreas-fonte, como no Paleovale Capané, fez com que se instalassem sistemas deposicionais litorâneos com acentuado controle por marés e ação de ondas, do tipo barreira-laguna e estuarinos, propiciando o surgimento de áreas de baixa energia, sob a forma de pântanos e mangues, e assim o desenvolvimento de turfeiras, que correspondem às atuais camadas de carvão, intercaladas com siltitos carbonosos e arenitos quartzosos, com uma espessura de 60,8 m (855,80 – 795,00 m).

No Rio Grande do Sul, a partir desta situação, a sedimentação extravasa os paleovales e passa a se desenvolver também sobre as áreas elevadas adjacentes, denominadas por Lopes (1995) de Alto de São

Sepé (a oeste do Paleovale Capané) e Área Elevada Iruí-Leão (a leste, separando o Paleovale do Capané do Paleovale Leão-Mariana Pimentel). O pulso transgressivo que recua a linha de costa para leste, até a região da Jazida do Leão (Lavina e Lopes, 1987), colocando as regiões litorâneas do Capané e Iruí sob condições marinhas de *shoreface*, representadas por interlaminação de siltitos e arenitos com espessura de 35,00 m (795,00 – 760,00 m), corresponde na correlação com Santa Catarina à sucessão de camadas de siltitos do topo do Membro Paraguaçu com 48,30 m de espessura (359,00 – 310,70 m).

Em Santa Catarina no poço 7RL-06-SC-02, a profundidade de 310,70 m marca o contato abrupto do Membro Siderópolis (acima) com o Membro Paraguaçu (abaixo), iniciando-se uma sucessão de camadas composta predominantemente por arenitos quartzosos, com uma espessura de 61,85 (310,70 – 248,85 m) e que intercala a camada de carvão Barro Branco. Estes arenitos marcam a instalação de condições litorâneas com o desenvolvimento de sistemas barreira-laguna e estuarinas reproduzindo, em parte, os desenvolvidos anteriormente no Rio Grande do Sul. Correspondendo ao Membro Siderópolis, são relacionados aos arenitos quartzosos do sistema barreira-laguna da Jazida do Leão e as camadas de carvão e siltitos carbonosos a eles associadas (Lopes, 1990, Lopes e Albuquerque, 1990 e Lopes *et al.*, 2003). No poço IB-52-RS este intervalo possui 55,90 m (396,00 – 340,10 m).

Em Santa Catarina, a sedimentação distal de *shoreface* e *offshore* que sucede ao Membro Siderópolis está representada por 81,35 m de heterolitos (siltitos e arenitos) da Formação Palermo (248,85 – 167,50 m), enquanto no Rio Grande do Sul a sedimentação marinha que sucede aos depósitos litorâneos mostra uma variação de espessura desde a região do Paleovale Capané, aonde está representada no intervalo de 774,50 – 676,90 m (97,60 m), ou 808,13 – 676,90 m (131,23 m) se incluirmos as fácies marinhas arenosas imediatamente acima das fácies carbonosas, até a região do Leão a leste, aonde nos poços IB-52-RS e IB-44-RS exhibe espessuras de 51,10 m e 56,6 m respectivamente. Esta sedimentação marca a transgressão que irá progressivamente afogar as áreas litorâneas eliminando as condições paleoambientais para geração de turfeiras nestas áreas.

No Rio Grande do Sul, a seção basal desta sedimentação transgressiva, em função da proximidade de áreas-fonte ou mesmo de retrabalhamento dos depósitos litorâneos laterais ou subjacentes, tem sido relacionada à Formação Rio Bonito em parte dos trabalhos de pesquisa de carvão, os quais relacionam apenas as fácies mais pelíticas à Formação Palermo, excluindo qualquer camada arenosa desta unidade. Neste ponto, é preciso observar o poço 7RL-06-SC-02, pois em Santa Catarina as camadas de arenitos intercaladas com a fácies referida como interlaminação, seja mais arenosa ou mais pelítica, são atribuídas à Formação Palermo.

Outro ponto a observar é a correlação entre os poços CA-25-RS e IB-52-RS, pois a seção arenosa encontrada no intervalo 700,00 – 725,00 m no primeiro pode, em parte, corresponder a uma posição distal em relação a uma linha de costa relacionada aos depósitos do sistema barreira/laguna da área do Leão.

Tomando-se como segundo *datum* a base das camadas de calcário da Formação Irati, a espessura total do intervalo analisado mostra uma diferença de 72,70 m entre a sucessão de camadas dos poços 7RL-06-SC-02 (309,20 m) e CA-25-RS (236,50 m), a qual se interpreta como resultado da remoção de parte da coluna sedimentar ocorrida nos estágios evolutivos após a instalação da seção arenosa intermediária do membro Paraguaçu e a retomada da sedimentação litorânea na base do membro Siderópolis. As superfícies erosivas devem ainda ser objeto de estudos mais detalhados de modo a confirmar ou alterar esta perspectiva, uma vez que diferentes autores as posicionam em distintas hierarquias em função da área em que desenvolveram seus estudos (Lopes, 1995, Elias, 2000, Holz, 2003, Kern, 2008 e Cagliari, 2014).

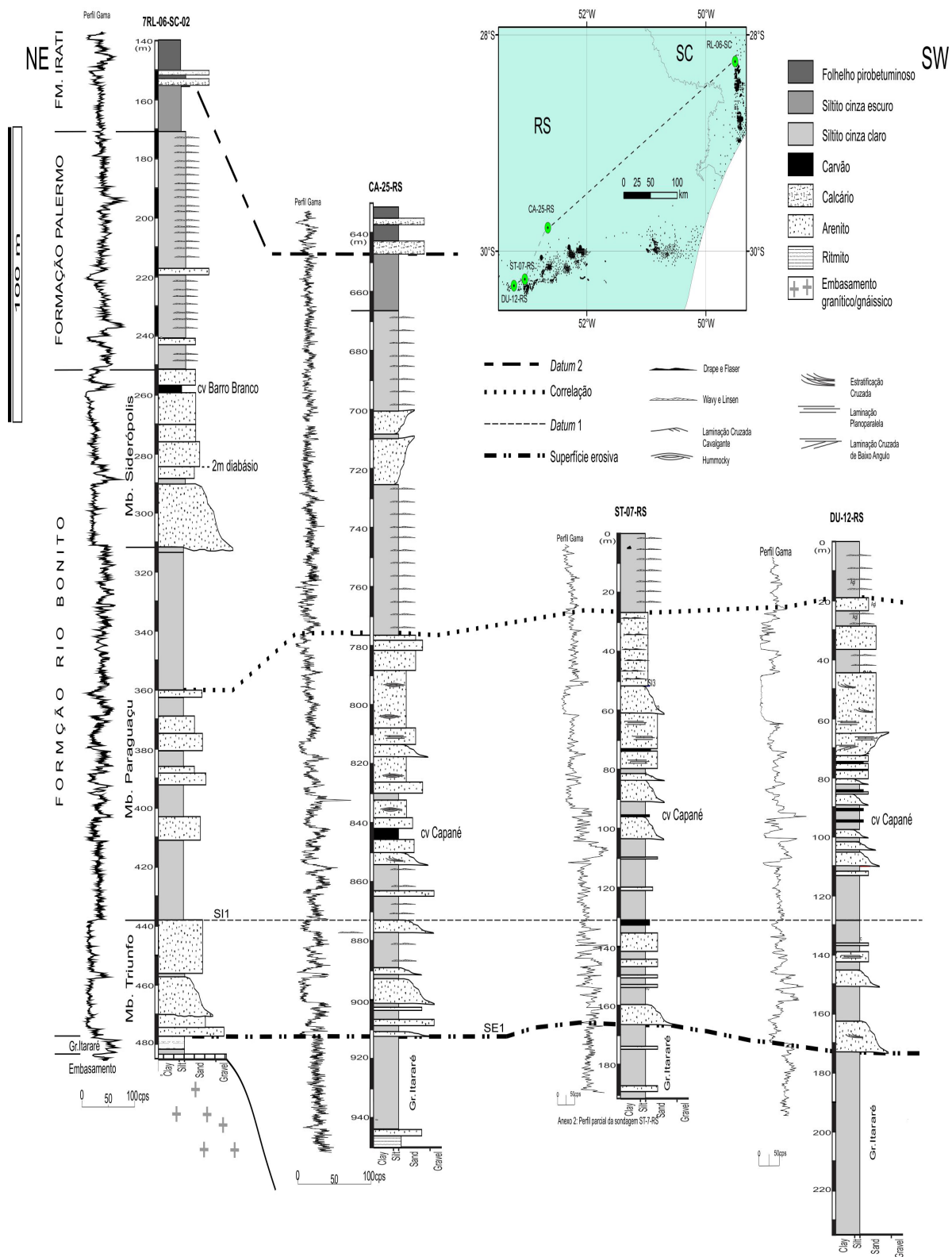


Figura 2: Correlação entre Santa Catarina, a partir da divisão litoestratigráfica do poço 7RL-06-SC-02, e os poços situados no Rio Grande do Sul ao longo do eixo do Paleovale Capané: CA-25-RS, ST-07-RS e DU-12-RS. Dados modificados e adaptados de Cagliari (2014), Lopes (1995) e Süffert et al. (1979).

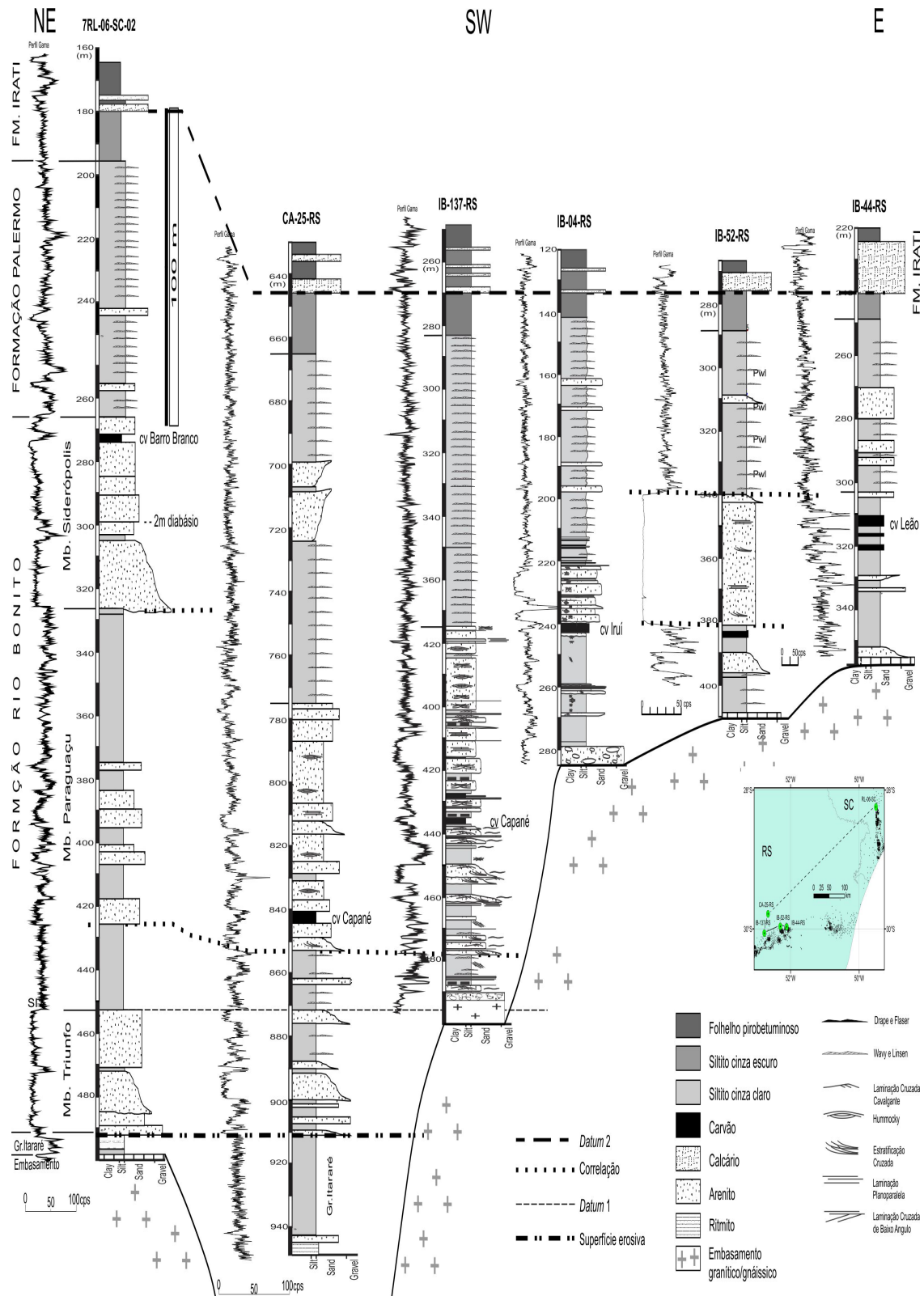


Figura 3: Correlação entre Santa Catarina, a partir da divisão litoestratigráfica do poço 7RL-06-SC-02, e os poços situados no Rio Grande do Sul nas regiões das jazidas Capané, Irui e Leão: CA-25-RS, IB-137-RS, IB-52-RS e IB-44-RS. Dados modificados e adaptados de Cagliari (2014), Lopes (1995) e Süffert et al. (1979).

As ocorrências e jazidas de carvão nos Estados de São Paulo (Buri, Cerquillo e Monte Mor) e Paraná (Figueira, Sapopema e Cambuí) são associadas a áreas de baixa energia de sistemas deltaicos e/ou flúvio-deltaicos, as quais eram propícias à acumulação e preservação da matéria orgânica vegetal (baías interdistributárias e planícies de inundação). Sua pouca representatividade quando comparada às jazidas do sul catarinense e do Rio Grande do Sul é referida em Aboarrage & Lopes (1987) como devida ao afogamento dos sistemas deltaicos do Membro Triunfo sem que ocorresse, posteriormente, a retomada de sedimentação litorânea sob a forma de sistemas barreira-laguna ou estuarina, que propiciasse o estabelecimento de um novo ciclo de geração de turfeiras à semelhança do que ocorreu no Rio Grande do Sul e Santa Catarina.

1.3 Evolução paleogeográfica associada às principais jazidas de carvão no sul do Brasil

A partir das correlações regionais e interpretação dos principais sistemas deposicionais que constituem o intervalo equivalente a Formação Rio Bonito é então possível elaborar um esquema de evolução paleogeográfica representativo para a região que abarca desde a jazida sul-catarinense até Candiota, no extremo sul do Estado do Rio Grande do Sul (Fig. 4).

As turfeiras que deram origem às jazidas carboníferas do Rio Grande do Sul e sul catarinense tem sua gênese associada a ambientes costeiros. Os ambientes de formação destas turfeiras indicados por Lopes et al. (2003a) foram baías interdistributárias em sistemas deltaicos, margens de lagoas e lagoas associadas a barreiras litorâneas e margens de sistemas estuarinos. Estes subambientes costeiros são locais de baixa energia e, portanto, favoráveis à acumulação de matéria orgânica. Para maiores detalhes sobre as características da acumulação e preservação da matéria orgânica ver Capítulo 4. Somado a isso, o contexto transgressivo pós-glacial, registrado nas unidades que recobrem o Grupo Itararé, e em sua fase inicial especificamente pela Formação Rio Bonito, proporciona uma continua, mas ainda não muito alta taxa de elevação relativa do nível de base (acomodação) comparável à taxa de acumulação de matéria orgânica e, assim, condições favoráveis à manutenção destes ambientes pantanosos.

A análise da história deposicional da Formação Rio Bonito referida no item anterior permite identificar os principais fatores que controlaram a deposição e a preservação desta sucessão sedimentar e das próprias turfeiras. No sul da bacia, a deposição inicial da Formação Rio Bonito foi controlada pela configuração da linha de costa e do relevo, portanto, está restrita a paleovales. Os paleovales localizados na borda sul do Escudo Sul-Riograndense, geralmente em forma em U (D'Elboux & Paiva, 1980; Lopes, 1995; Silveira, 2000; Holz, 1999; Tedesco *et al.* 2016), são registros da ação das geleiras durante a extensa glaciação que ocorreu no final do Paleozóico. A presença destes inúmeros paleovales condicionava a existência de uma linha de costa bastante recortada. A deposição inicial que preencheu o intervalo inferior dos paleovales ocorreu em ambientes fluviais e estuarinos associados à Transgressão Permiana de Lavina & Lopes (1987). Assim, as camadas de carvão mais antigas estão limitadas geograficamente pelas encostas dos paleovales, a exemplo dos carvões das jazidas Capané e Candiota (Fig. 4C). Ao longo do tempo e da contínua subida do nível de base, os paleovales foram sendo preenchidos e os altos topográficos recobertos por sedimentos. Desta forma, os ambientes transicionais deslocaram-se para posições cada vez mais interiores enquanto o desenvolvimento de extensos cordões litorâneos contribuiu

para a formação de uma linha de costa cada vez mais retilínea. Portanto, a deposição final da Formação Rio Bonito registra, principalmente, extensos sistemas laguna-barreira. Os carvões mais jovens, a exemplo das jazidas Iruí e Leão (Fig. 4D-E) apresentam uma distribuição mais ampla, pois se formaram após o completo preenchimento destes paleovales. Uma exceção é a Jazida do Faxinal, que está inclusa no grupo dos carvões mais jovens, entretanto, ainda condicionada ao relevo do paleovale (Fig. 4E).

Os principais ambientes deposicionais desenvolvidos ao longo da deposição da Formação Rio Bonito estão situados espacialmente na Figura 4, na forma de um conjunto de mapas que esboçam em cinco estágios a evolução paleogeográfica do intervalo estudado. Estes esboços abarcam desde a região da Jazida Sul-Catarinense (SC), ao norte, passando no estado do RS pelas jazidas da região do Jacuí (Capané, Iruí e, Leão) até a jazida de Candiota, ao sul, ou seja, abrangem a região que contém as principais jazidas de carvão do Brasil.

O primeiro esboço (A) corresponde ao registro sedimentar do “tempo Triunfo”, quando em Santa Catarina formaram-se os depósitos flúvio-deltaicos basais da Formação Rio Bonito. Neste “tempo”, no Rio Grande do Sul depósitos assemelhados desenvolveram-se nas regiões internas dos paleovales da região Capané-Leão-Mariana Pimentel, enquanto na região de Candiota, além destes depósitos são encontrados registros de sistema estuarino com marcante ação de marés e formação de depósitos de barreira litorânea. As informações de idades para este intervalo (Cagliari et al.,2016), sugerem que estes depósitos datam do limite Carbonífero/Permiano.

O esboço B mostra a transgressão correspondente ao avanço do “mar Paraguaçu”, afogando todos os depósitos litorâneos e recuando significativamente a linha de costa, de modo que seu registro é encontrado hoje nas porções mais internas (montante) do paleovale Capané e, em Santa Catarina, corresponde aos depósitos pelíticos, marinhos, da base do Membro Paraguaçu.

No esboço C, procura-se retratar o comportamento distinto, no “tempo Paraguaçu”, entre as regiões dos paleovales no Rio Grande do Sul e de Santa Catarina: enquanto no Rio Grande do Sul instalam-se processos de progradação, desenvolvendo uma nova série de depósitos litorâneos, agora com a presença de áreas propícias ao acúmulo de matéria orgânica vegetal e desenvolvimento de turfeiras (Candiota e Capané principalmente), em Santa Catarina estes processos são pouco desenvolvidos, registrando-se predominantemente depósitos de *shoreface*, marcados por um intervalo com mais camadas heterolíticas.

O esboço D registra a interpretação relativa ao último momento do “tempo Paraguaçu”, que marca, em Santa Catarina, o retorno da deposição de pelitos marinhos, marcando a retomada da transgressão. Na porção sul, este evento é marcado pelo recuo da linha de costa em direção ao interior dos paleovales, recuando e gerando uma nova linha de costa. Este recuo marca o extravasamento da sedimentação do interior dos paleovales para as áreas-fonte laterais e pouco elevadas, eventos estes geraram áreas propícias à acumulação de turfeiras na região do Iruí e na porção norte de Candiota.

Por fim, o esboço E propõe uma visão do “tempo Siderópolis”, com o desenvolvimento de sucessões progracionais na Jazida Sul-Catarinense (SC) e na região das jazidas Morungava/Chico Lomã e Santa Terezinha (RS), responsáveis pela geração de turfeiras com um diferencial em relação às demais jazidas que é o menor teor de cinzas e maturação mais elevada da matéria orgânica, propiciando o desenvolvimento posterior de carvões com propriedades coqueificantes, em parte relacionadas à presença de intrusões básicas associadas ao magmatismo mesozoico. Mais ao sul, a nova linha de costa corresponde ao tempo de formação das jazidas Leão e São Jerônimo principalmente.

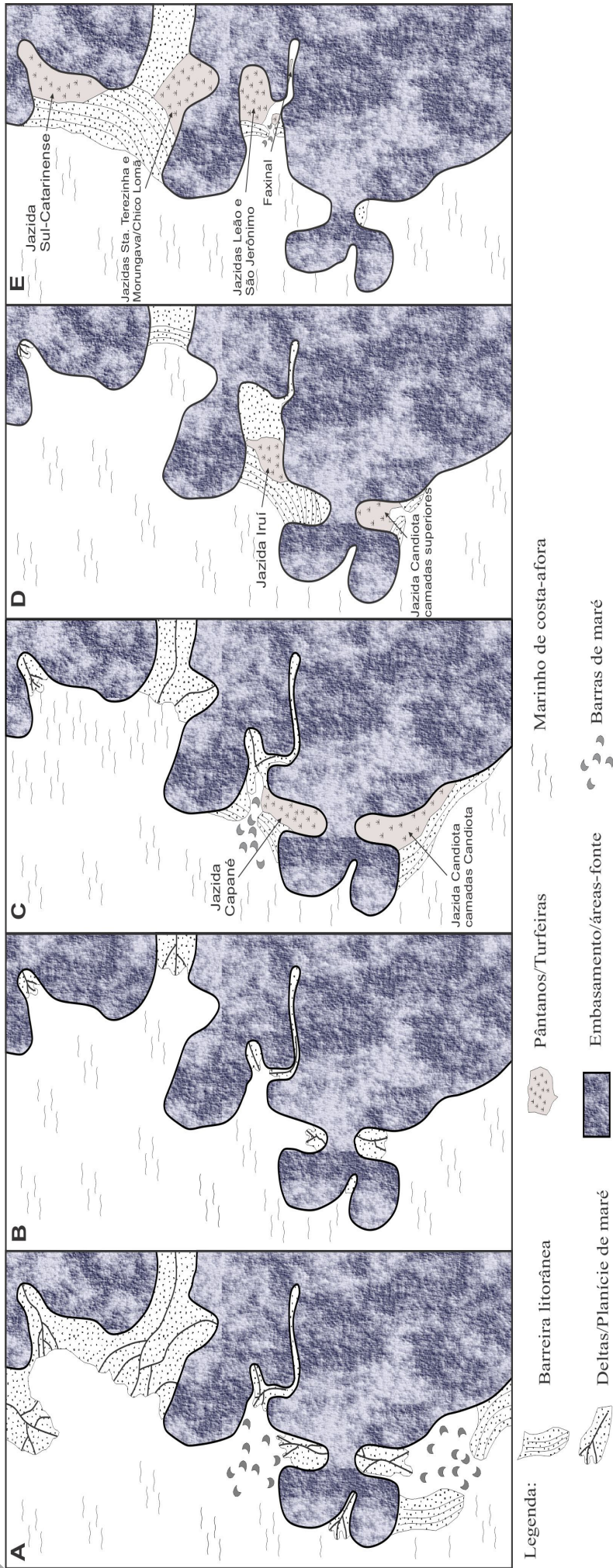


Figura 3:

- A) Tempo Triunfo
- B) Tempo 1a transgressão Paraguauçu
- C) Tempo progradação Paraguauçu
- D) Tempo 2a transgressão Paraguauçu
- E) Tempo Siderópolis

Figura 4: Evolução paleogeográfica da região sul da Bacia do Paraná que abrange as principais jazidas de carvão do Rio Grande do Sul e sul de Santa Catarina. Os intervalos estratigráficos onde situam-se as fatias de tempo A ate E, e jazidas de carvão associadas, podem ser identificados nas seções estratigráficas (figuras. 2 e 3). A) Tempo correspondente à formação do Membro Triunfo no Estado de Santa Catarina. B) Tempo correspondente ao avanço do mar Paraguauçu e da transgressão da linha de costa em toda a borda da bacia. C) Tempo de formação das camadas de carvão das jazidas Candiota e Capané durante regressão da linha de costa no mar Paraguauçu. D) Tempo referente ao último momento do “tempo Paraguauçu” e a retomada da transgressão da linha de costa, neste tempo ocorre o desenvolvimento das camadas de carvão superiores da jazida Candiota e da jazida Inuí. E) Tempo associado ao desenvolvimento do membro Siderópolis em Santa Catarina e das jazidas Faxinal, leão, São Jerônimo, Santa Terezinha, Morungava/Chico Lomã e das jazidas Sul-Catarinenses.

O esboço B mostra a transgressão correspondente ao avanço do “mar Paraguaçu”, afogando todos os depósitos litorâneos e recuando significativamente a linha de costa, de modo que seu registro é encontrado hoje nas porções mais internas (montante) do paleovale Capané e, em Santa Catarina, corresponde aos depósitos pelíticos, marinhos, da base do Membro Paraguaçu.

1.4 Exemplos de jazidas de carvão associadas a sistemas deposicionais estuarinos e de laguna-barreira

Os sistemas flúvio-estuarinos e de laguna-barreira são atribuídos à gênese de diversas camadas de carvão da Formação Rio Bonito na Bacia do Paraná. Os primeiros dominam na porção inferior enquanto os segundos representam melhor os intervalos superiores da Formação Rio Bonito. Segundo Lopes *et al.* (2003c) as camadas de carvão basais das jazidas Capané, Iruí e Leão estão relacionadas a baías interdistributárias de deltas de cabeceiras de sistemas flúvio-estuarinos (*bay-head* deltas). O sistema laguna-barreira, com a acumulação da turfeira em um ambiente pantanoso na parte de trás da barreira litorânea, é descrito para camadas de carvão das jazidas Sul Catarinense (Kalkreuth, 2010), Capané (Lopes *et al.*, 2003b, Cagliari, 2014), Iruí (Lopes *et al.*, 2003c; Kern, 2008; Cagliari, 2014), Leão (Lopes *et al.*, 2003b) e Candiota (Alves & Ade, 1996; Holz *et al.*, 2002; Holz, 2003). Visto a representatividade destes sistemas na gênese dos carvões da Bacia do Paraná, dois exemplos serão detalhados a seguir: (i) delgadas camadas de carvão formadas em um contexto flúvio-estuarino na jazida Capané, e (ii) espessa e contínua camada de carvão associada aos sistemas laguna-barreira nas jazidas Capané e Iruí. Estes sistemas flúvio-estuarinos e de laguna-barreira serão ilustrados com fotografias representativas das fácies sedimentares presentes na Formação Rio Bonito, mas não exclusivamente vinculadas às jazidas Capané e Iruí.

A jazida Capané, localizada no paleovale de mesmo nome, contém diversas camadas de carvão. As camadas inferiores, e mais delgadas, foram formadas em um ambiente flúvio-estuarino, enquanto as superiores, mais espessas, em um sistema laguna-barreira (Lopes *et al.*, 2003; Lopes, 1995; Cagliari, 2014). Portanto, durante o preenchimento inicial deste paleovale, os processos sedimentares eram influenciados por correntes fluviais e de maré, e o preenchimento final por fluxos oscilatórios e correntes de deriva litorânea (Cagliari, 2014). A jazida do Iruí, localizada a leste da jazida Capané, e em posição topográfica mais elevada, registra camadas de carvão na porção superior da Formação Rio Bonito, neste caso associada exclusivamente a um sistema laguna-barreira.

As fácies sedimentares descritas para a metade inferior do paleovale Capané são de arenito arcoseano fino a muito grosso, por vezes conglomerático, com estratificação cruzada e *drapes* de pelito (na maioria das ocorrências) (Figuras 5a); heterolito com acamadamento *wavy* e *linsen* com baixos índices de bioturbação (Figura 5d); siltito cinza escuro laminado; siltito carbonoso; e carvão. A sucessão vertical de fácies se manifesta tanto por empilhamentos estrato- e grano-decrescentes quanto estrato- e grano-crescentes (Figura 6a). O empilhamento grano-decrescente é formado por arenito muito grosso a conglomerático com estratificação cruzada e limite inferior erosivo, arenito muito grosso à médio com estratificação cruzada e *drapes* de siltito cinza escuro, arenito muito fino com laminação cruzada cavalgante, e por fim heterolito siltico-arenoso com acamadamento *wavy* e *linsene* ou siltito cinza laminado. Esta sucessão, facilmente identificada em testemunhos de sondagem, foi interpretada por Cagliari (2014) como depósitos de barras

em pontal em sistemas fluviais influenciados por correntes de maré. O padrão grano-crescente comporta as mesmas fácies, mas empilhadas em ordem contrária, e geralmente sem os arenitos conglomeráticos, sendo vinculado a pulsos de progradação de deltas de cabeceira (*bay-head deltas*) por Lopes (1995) e Lopes et al. (2003c). As camadas de carvão associadas a estes depósitos são descontínuas, muito delgadas (espessuras menores do que 50 cm) e com geometria lenticular. Ocorrem tanto em meio aos arenitos muito finos quanto aos siltitos e heterolitos. Portanto, as turfeiras que deram origem a estas camadas de carvão teriam sido formadas em baias interdistributárias de um delta de cabeceira encaixado em um vale afogado (estuário). Ambos os tipos de turfeiras ocorrem no topo de parassequências, ora incluindo fácies mais proximais (planície de inundação do sistema fluvial influenciado por marés que alimenta o *bay-head* delta) ora mais distais (preenchimento de baias interdistributárias do próprio *bay-head* delta). Em outras porções ainda mais proximais da bacia, como no interior do paleovale de Mariana Pimentel (e.g. Silveira, 2000), sistemas fluviais meandranes, com domínio de arenitos com feições de acreção lateral, ocorrem na base, mas sem qualquer evidencia de retrabalhamento por marés (Fig. 5c).

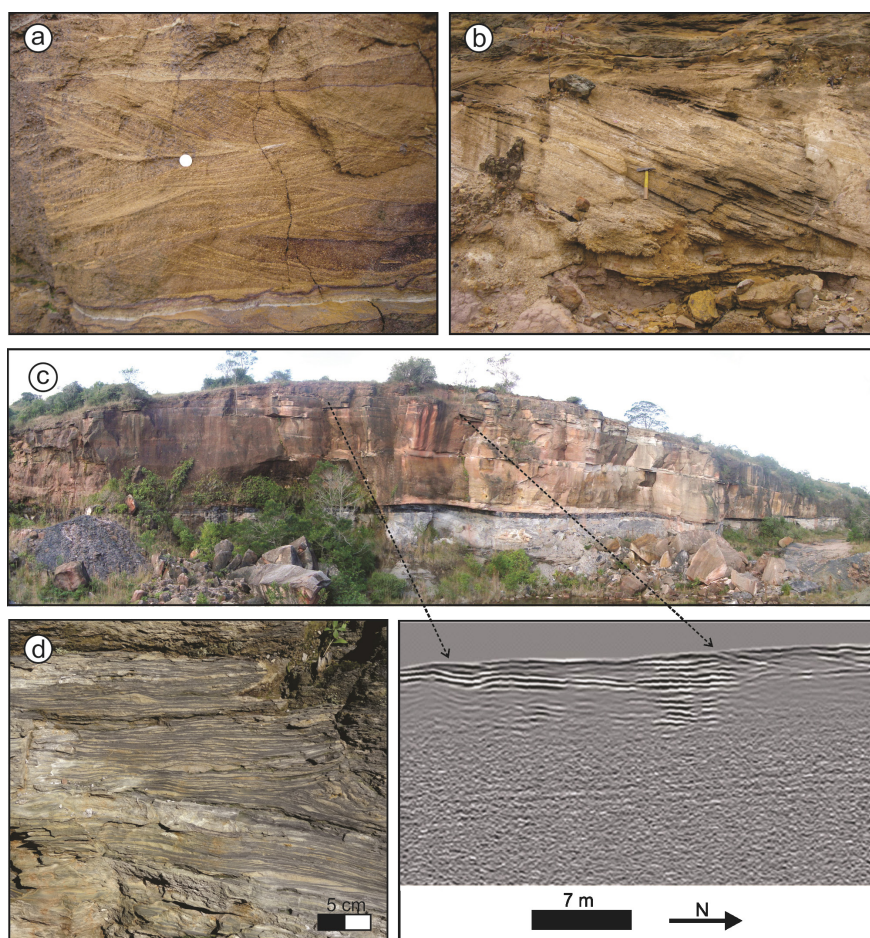


Figura 5: *Fácies sedimentares associadas a sistemas flúvio-estuarinos e à ocorrência de camadas carbonosas no intervalo basal da Formação Rio Bonito no sul da Bacia do Paraná. a) Arenito arcoseano com sets de*

estratificação cruzada tangencial de pequeno porte com drapes de siltito, alguns sets registram a migração da duna em direções opostas, afloramento localizado no paleovale do Capané (moeda como escala); b) Arenito conglomerático de grânulos com estratificação cruzada tangencial de grande porte e superfícies de reativação, localmente ocorre laminação cruzada com direção oposta nos foresets dos estratos cruzados, afloramento localizado nas proximidades da jazida de carvão Candiota; c) arenitos arcoseanos estratificados associados à migração lateral de barras em pontal (macroforma identificada na seção de GPR – radar de penetração no solo) intercalado com camada de carvão e de pelitos depositados em planícies de inundação fluvial, no paleovale de Mariana Pimentel; e d) Heterolito argilo-siltítico com acamadamento wavy e linsen e baixo índice de bioturbação, no paleovale Candiota.

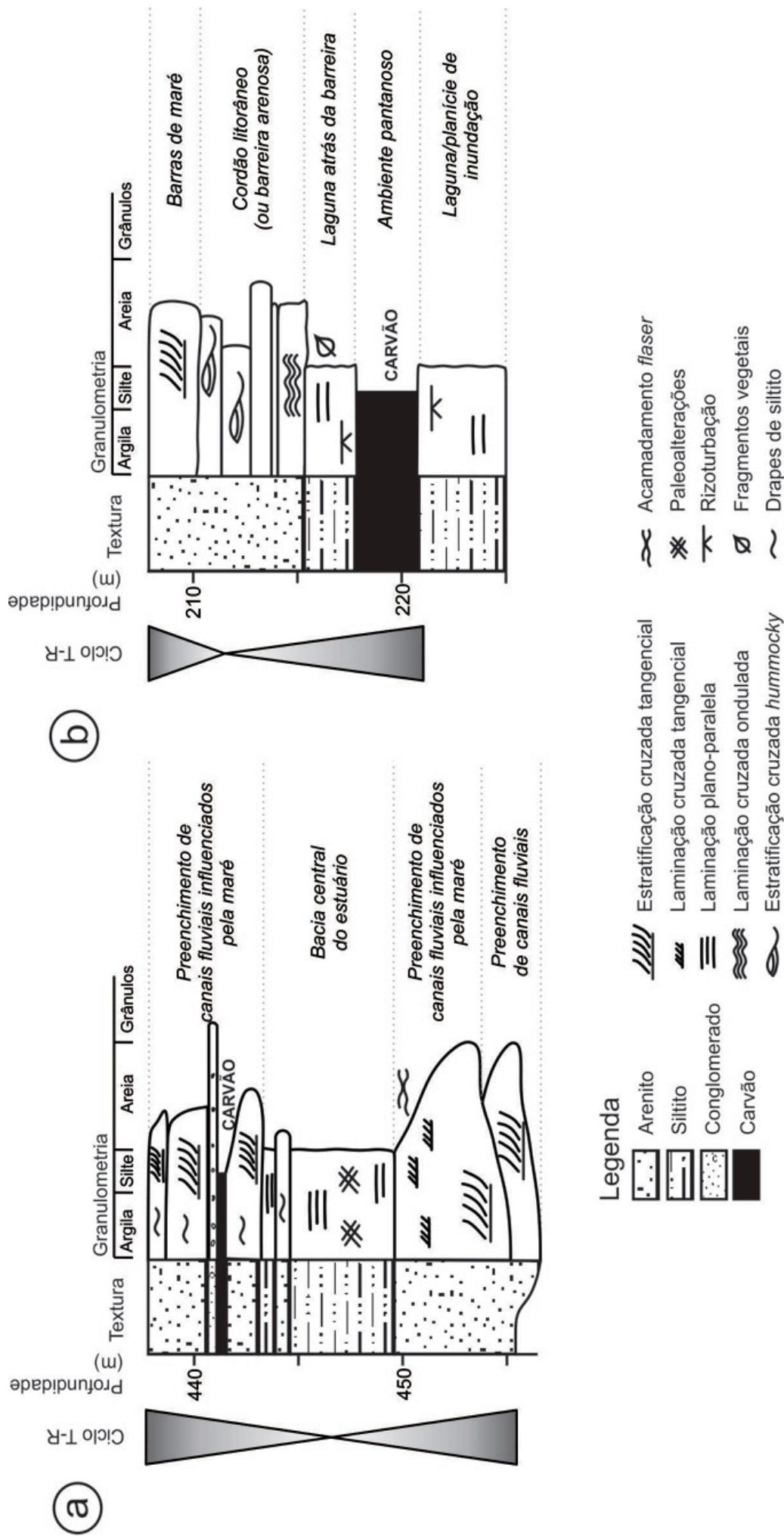


Figura 6: Sucessões verticais de fácies representativas da Formação Rio Bonito da Bacia do Paraná com ocorrência de camadas de carvão. a) Delgadacamada de carvão associada ao preenchimento de vales incisivos por sistemas estuarinos onde os carvões teriam se formado em planícies inundação e baías interdistributárias (perfil do testemunho de sondagem IB-137-RS, jazida de carvão Capané, retirado de Cagliari, 2014). b) Espessa camada de carvão associada ao sistema laguna-barreira onde o carvão teria se formado atrás da barreira, em área protegida dos processos marinhos (perfil do testemunho IC-20-RS, jazida de carvão Iruí, retirado de Kern, 2008 e Gandini et al., 2010).

Na metade superior da Formação Rio Bonito no paleovale Capané, a sucessão vertical de fácies é constituída, da base para o topo, por carvão, siltito cinza, preto ou esverdeado, laminado a maciço, arenito quartzoso com estratificação cruzada tangencial de baixo ângulo (Fig. 6a), estratificação cruzada de pequeno e médio porte (Fig. 6b), laminação ondulada (Fig. 6c) e/ou estratificação cruzada *hummocky* (Fig. 6d-e). A mesma sucessão de fácies ocorre associada à camada de carvão Iruí Superior da jazida Iruí (Figura 6b, Cagliari, 2014; Candido, 2016). Localmente, nas jazidas de carvão do Iruí e Capané, o carvão é diretamente sobreposto por fácies de arenitos quartzosos com estratificação cruzada e *drapes* de siltito (Figura 8c, Lopes, 1995).

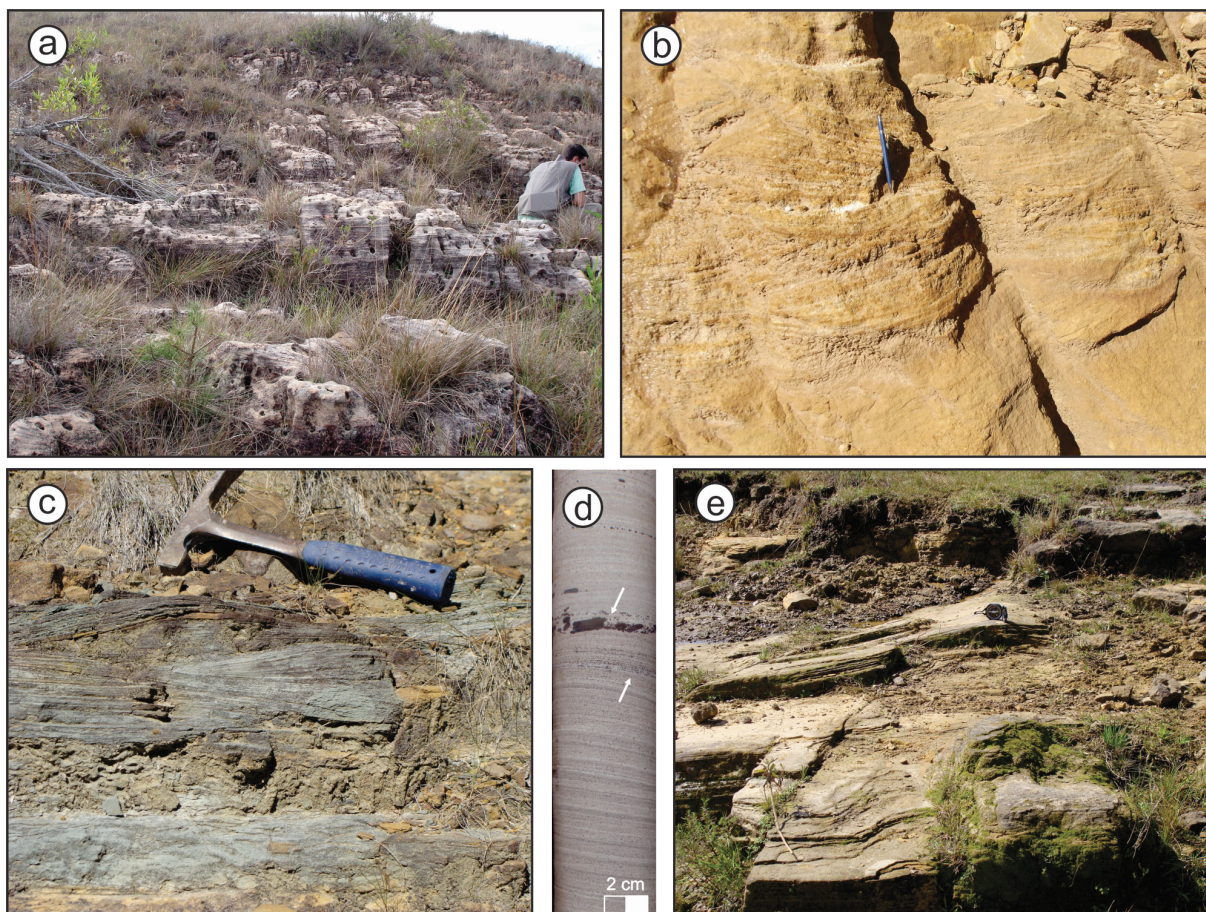


Figura 7: *Fácies sedimentares da Formação Rio Bonito no sul da Bacia do Paraná que registram a ação das ondas e estão associadas às camadas mais espessas de carvão. a) Arenito quartzoso com estratificação plano-paralela no paleovale Capané; b) Arenito médio quartzoso com sets de estratificação cruzada tangencial de pequeno porte e paleocorrentes bidirecionais, paleovale de Candiota; c) Arenito muito fino a fino com laminação cruzada ondulada no paleovale de Candiota; d-e) Arenito quartzoso com estratificação cruzada hummocky identificado em testemunho de sondagem e em afloramento no paleovale de Candiota.*

O contato basal das principais camadas de carvão é, frequentemente, marcado pela presença de raízes (Kern, 2008; Gandini *et al.*, 2010; Cagliari, 2014; Candido, 2016), o que sugere deposição autóctone da matéria orgânica (Corrêa da Silva, 1989). A transição da fácies de carvão para a de siltito é gradual, e o siltito por vezes é preto, esverdeado ou avermelhado. Além disso, seções estratigráficas de Candido (2016) mostram que o carvão e o siltito são lateralmente correlacionados. Os siltitos laminados são interpretados como deposição de sedimentos finos em um ambiente lagunar predominantemente de água doce (Rossi, 2008), e o carvão, em um ambiente pantanoso e raso, onde predominavam as condições redutoras (Araújo

et al., 1985). O carvão foi formado a partir de matéria inorgânica e de detritos vegetais de plantas higrófilas de porte herbáceo e arbustivo, e algas de água doce (Marques-Toigo e Corrêa da Silva, 1984; Araújo *et al.*, 1985). A contemporaneidade entre o ambiente pantanoso e o lagunar explica a passagem gradual da fácies carvão para a fácies de siltito, ou seja, com a subida do nível de base, a área da lâmina de água e a batimetria aumentaram, e a acumulação de turfa cessou. As cores esverdeadas do siltito provavelmente indicam condições redutoras, e as avermelhadas, condições oxidantes, resultado de flutuações locais no nível de água da lagoa associadas mudanças no nível relativo do mar.

O maior aporte de sedimentos lagunares deve ter vindo do continente, como sugere a proximidade da área fonte e descreve Rossi (2008) a partir do estudo dos particulados orgânicos. Além do aporte direto proveniente de cursos d'água que desembocavam nas lagunas, parte da carga clástica descarregada diretamente no mar por rios que fluíam para NW nesta região (Lavina *et al.*, 1985) adentrava para o interior das lagunas através de *inlets* que cortavam a barreira arenosa, conforme também aventado por Rossi (2008). Canais e leques de sobrelavagem (*washover*) e campos de dunas eólicas sobrepostas ao carvão foram descritos na jazida do Iruí durante a operação da mina (Figura 8a, Lavina *et al.*, 1985) e também contribuíam com aporte siliciclástico para o interior das lagunas.

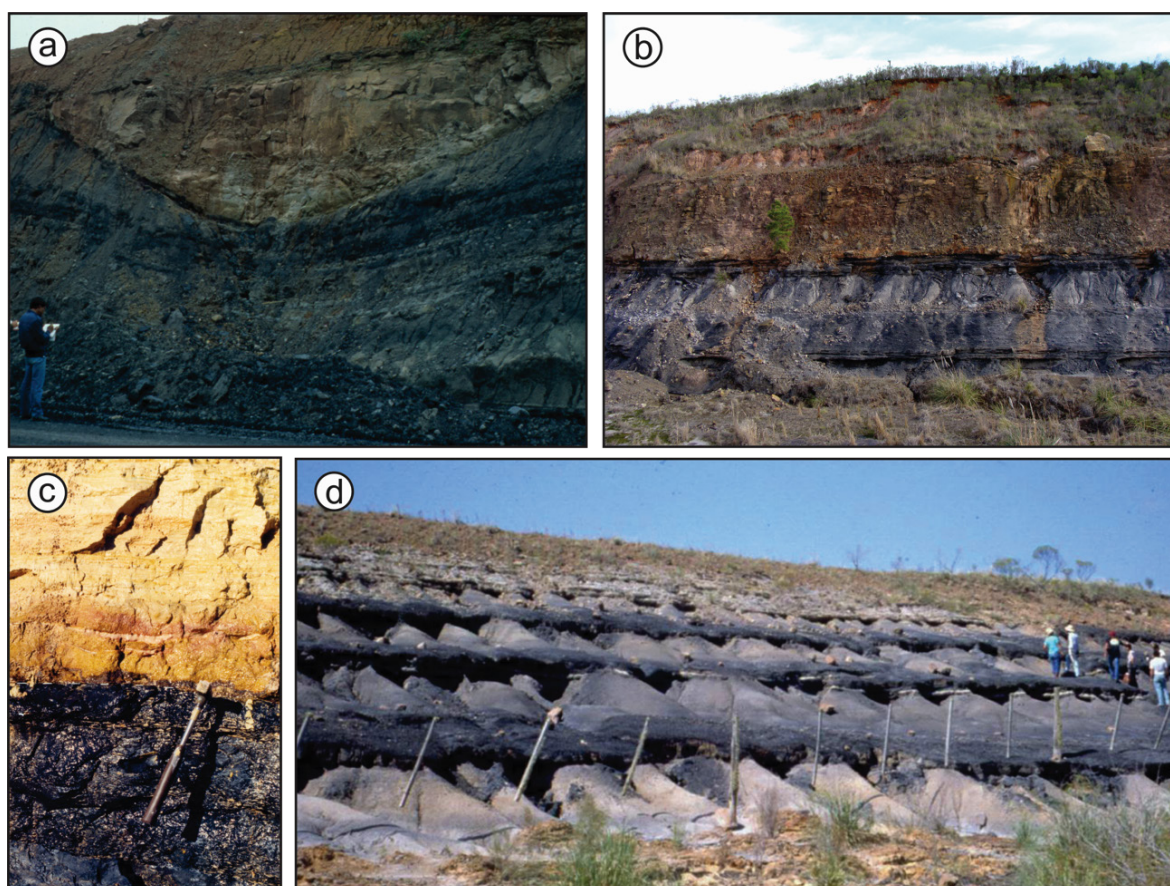


Figura 8: a) Corte de lavra da jazida Iruí que mostra pelitos lagunares e carvão recortados por canal de *washover* (Lavina *et al.*, 1985). b) Sucessão vertical de fácies no corte de lavra da desativada jazida do Seival, com carvão e siltitos cinza na base e arenitos quartzosos com estratificação plano-paralela no topo. c) Contato abrupto entre a fácies de carvão e de arenito quartzoso com estratificação de pequeno porte e drapes de siltito e argilito na mina de carvão Capané (Lopes, 1995). d) Conjunto de parassequências, cada uma com fácies de siltito cinza escura transgressivo na base seguido por siltito cinza claro regressivo e carvão no topo, corte de estrada da BR-293 em Candiota.

As fácies de siltitos (que se apresentam em espessura variadas nos testemunhos de sondagem) são abruptamente sobrepostas por pacotes de até 10 m de espessura de arenito quartzoso, a exemplo da Figura 8b registrada na mina do Seival, no Município de Candiota. Tais arenitos apresentam estratificações cruzadas sub-horizontais, tangenciais uni- ou bidirecionais, e *hummocky* que foram associados, respectivamente, a contextos deposicionais de *foreshore* e de *shoreface* em condições de tempo bom e de tempestade (Lavina *et al.*, 1985). O empilhamento dos arenitos quartzosos registra condições cada vez mais profundas. O abrupto contato entre depósitos lagunares e praias delinea superfícies transgressivas que ora se associam a ravinamento por marés (Fig. 9a) ora por ondas (Fig. 9b e 9c).

As camadas mais espessas de carvão das jazidas Capané e Iruí também são as de maior expressão em área. Apesar de não serem contemporâneas, estão associadas ao mesmo tipo de ambiente deposicional, um sistemas laguna-barreira (Lopes *et al.*, 2003a,c; Kern, 2008; Cagliari, 2014; e Candido, 2016). A camada Iruí Superior da jazida Iruí, por exemplo, tem mais de 30 km de extensão na direção SW-NE e 5 km na direção NW-SE (Kern, 2008; Candido, 2016). A sua identificação em todos os testemunhos de sondagem da área é facilitada pela ocorrência de uma camada guia centimétrica, um argilito branco por vezes intercalado com siltito e/ou arenito muito fino (Ferreira *et al.*, 1978). As interpretações faciológicas e paleogeográficas indicam que a maior extensão desta camada de carvão está posicionada paralelamente à paleolinha de costa.

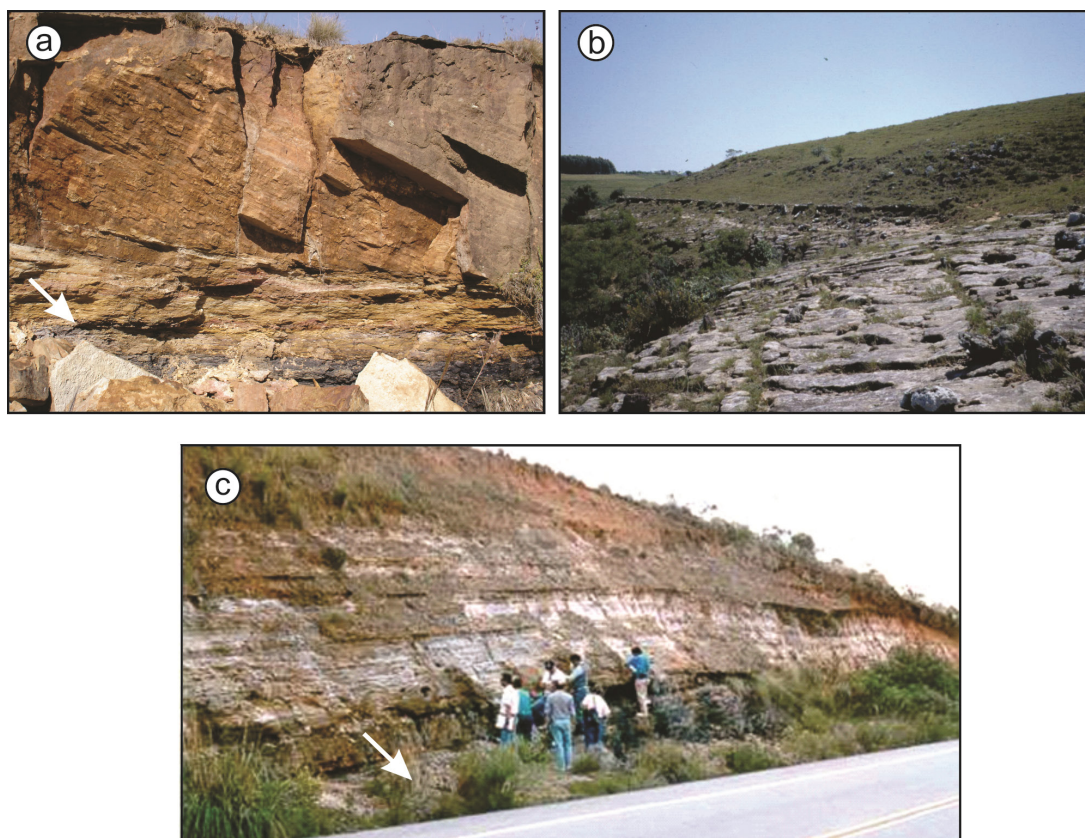


Figura 9: Contato abrupto entre fácies lagunares (de carvão ou siltito) com fácies litorâneas a marinho rasas marcando uma superfície transgressiva. a) Superfície transgressiva de ravinamento por marés registrada no afloramento Cascatinha no paleovale do Capané (Foto de Henrique Parisi Kern). b) Superfície transgressiva registrada na quebra do relevo no paleovale Capané sobrepondo depósitos marinhos (*shoreface*) sobre continentais (*dunas eólicas*). c) Contato angular entre as fácies de carvão e as fácies de heterolito argilo-siltoso com acamamento wavy e linsen da Formação Palermo na BR-293 no Município de Candiota (Lavina e Lopes, 1987).

Em síntese, as interpretações faciológicas e estratigráficas da sucessão sedimentar na área da jazida Iruí na metade superior do paleovale Capané permitem descrever o ambiente deposicional das turfeiras que deram origem às camadas de carvão mais espessas como um sistema de barreiras litorâneas que isola um corpo de água costeiro, cujas margens mais rasas eram ocupadas por pântanos. As fácies de carvão e de siltito, amplamente distribuídas na direção NE-SW, representam este ambiente pantanoso e lagunar protegido, e as fácies de arenito quartzoso, a barreira litorânea. Elevados teores de cinzas e de enxofre (Saraiva e Marques, 1983) e a presença de nódulos de pirita framboidal registram possíveis incursões marinhas nestes ambientes protegidos. Portanto, a barreira litorânea, durante eventos episódicos de tempestade, era rompida e o ambiente atrás da barreira recebia aporte de sedimentos marinhos. As evidências faciológicas se encaixam no modelo de fácies de sistemas ilha-barreiras transgressivas (Reinson, 1992). Com a subida do nível do mar, a barreira litorânea que protegia o ambiente pantanoso migrou em direção ao continente. Durante a migração da barreira, o retrabalhamento dos sedimentos na região do *shoreface* erodiu parcialmente os depósitos da parte de trás da barreira, e formando uma superfície de ravinamento que coloca depósitos marinhos da barreira sobre depósitos costeiros.

1.5 As idades radiométricas dos carvões da Bacia do Paraná

Em meio a algumas camadas de carvão da Formação Rio Bonito estão preservados horizontes milimétricos a centimétricos de um argilito esbranquiçado (Fig. 10) descrito por Matos *et al.* (2000) como *tonstein*, um produto da alteração de depósitos distais de tefra em ambiente não marinho (Bohor & Triplehorn, 1993). A natureza vulcânica do *tonstein* foi demonstrada pela presença da caulinita vermicular, produto da alteração do vidro vulcânico, e de minerais piroclásticos, a exemplo de zircões euedrais alongados e pseudomorfos de quartzo beta (Matos *et al.*, 2000; Guerra-Sommer *et al.*, 2008a,b,c). Estes horizontes são considerados bons *markers* para correlações estratigráficas locais e ocorrem na maioria das jazidas carboníferas do Rio Grande do Sul. Até o momento, não há registro na literatura de horizontes de *tonstein* nas camadas de carvão das jazidas localizadas nos Estados de Santa Catarina e São Paulo.

Alguns destes horizontes de *tonstein* encontrados nas jazidas Candiota, Capané, Leão-Butiá e Faxinal foram datados e as idades calculadas estão apresentadas na Figura 11. Considerando as idades radiométricas obtidas em cristais de zircão vulcânicos e de suas respectivas incertezas, os carvões da Formação Rio Bonito, no Estado do Rio Grande do Sul foram depositados entre o Gzheliano (Carbonífero) e o Kunguriano (Permiano), compreendendo um intervalo de tempo de mais de 20 Ma. Cabe destacar que o registro sedimentar da Formação Rio Bonito é marcado por eventos de erosão e não deposição, e que, portanto, pode corresponder a grande parte do tempo estimado.

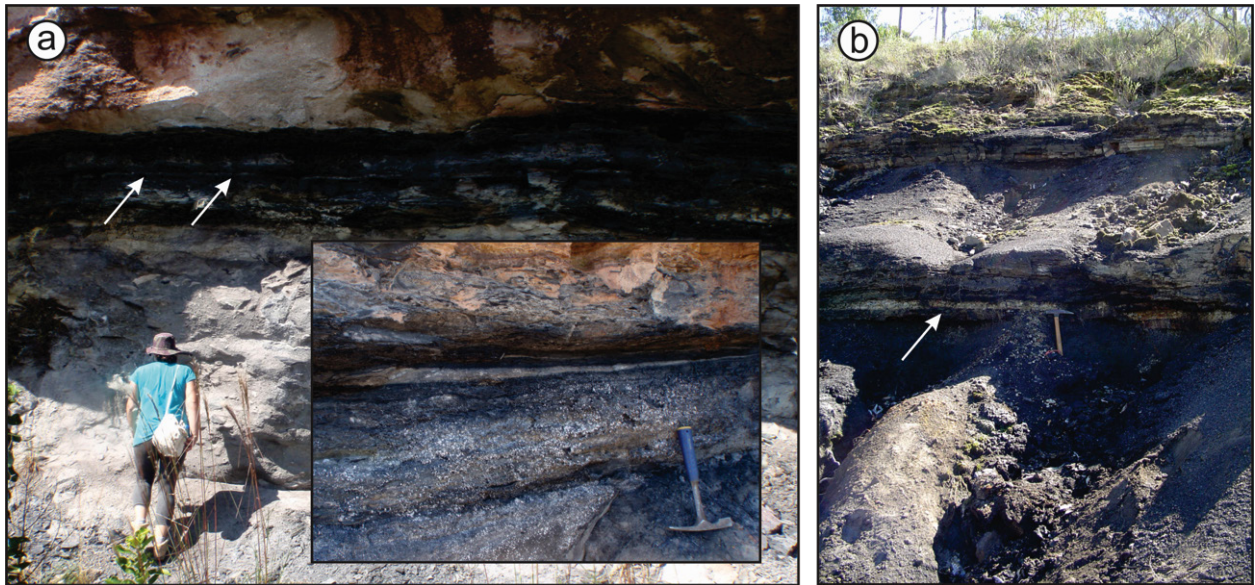


Figura 10: Horizontes centimétricos de argilito caulinitico esbranquiçado (tonstein) preservados em meio a camadas de carvão na jazida Faxinal (a) e Candiota (b). O horizonte identificado em “b” foi datado por Mori et al. (2012).

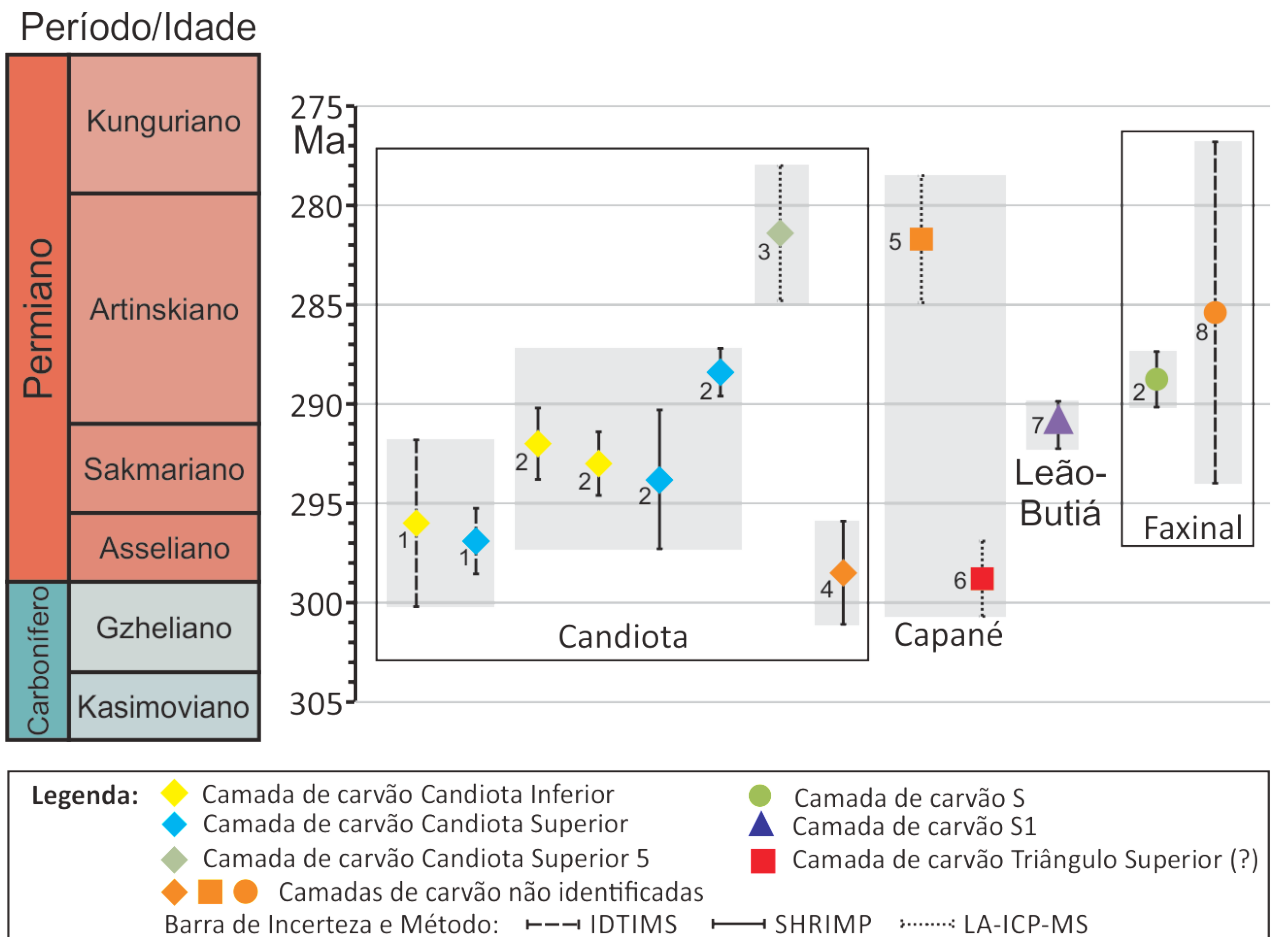


Figura 11: Idades radiométricas U-Pb obtidas em níveis de tonstein da Formação Rio Bonito nas jazidas Candiota, Capané, Leão Butiá e Faxinal. Escala do tempo geológico de acordo com Gradstein et al. (2012). Idades radiométricas: 1- Guerra-Sommer et al. (2008a), 2- Guerra-Sommer et al. (2008c), 3- Mori et al. (2012), 4- Rocha Campos et al. (2006), 5- Cagliari et al. (2014), 6- Cagliari et al. (2016), 7- Simas et al. (2012), 8- Guerra-Sommer et al. (2008b).

As seções estratigráficas desenvolvidas por Aboarrage e Lopes (1986), publicadas antes das datações dos níveis de *tonstein* serem realizadas, mostravam que os carvões da jazida Capané seriam os mais antigos do que os carvões da jazida Candiota, que por sua vez seriam contemporâneos aos da jazida Iruí. Entretanto, a Figura 11 mesmo com uma grande dispersão de idades mostra uma tendência de que os carvões mais velhos estejam nas jazidas de Candiota e Capané e os mais novos nas jazidas de Leão-Butiá e Faxinal. Até o momento, os carvões da jazida Iruí não foram datados, mas sabe-se que estratigraficamente eles são mais jovens do que os da jazida Capané. Aboarrage e Lopes (1986) ao elaborar a seção estratigráfica utilizaram como *datum* a camada de marga localizada abaixo da primeira ocorrência de folhelho betuminoso da Formação Irati. A diferença encontrada entre a correlação estratigráfica e a cronológica pode estar associada à perda de seção no extremo sul da bacia (área da jazida Candiota) causada por tectonismo ou processos erosivos (Holz, 2003; Mori et al. 2012).

1.6 Considerações finais

As principais ocorrências de carvão no Brasil estão na Formação Rio Bonito, no sul da Bacia do Paraná. Estes depósitos foram formados após o fim da era do gelo do final do Paleozoico (LPIA – *Late Paleozoic Ice Age*), provavelmente entre o Ghzeliano (Carbonífero) e o Kunguriano (Permiano). O derretimento das geleiras resultou em uma constante subida do nível relativo do mar durante o Permiano e condicionou a natureza transgressiva registrada nas formações Rio Bonito e Palermo (Grupo Guatá), que constituem parte da sequência deposicional de segunda ordem Gondwana I de Milani (1997).

Inicialmente, a paleogeografia pós-glacial no sul da bacia, caracterizada por uma linha de costa bastante recortada, propiciou apenas a formação de carvões pouco espessos, restritos ao interior dos paleovales, e principalmente associados a ambientes estuarinos e flúvio-deltaicos. Um significativo aporte sedimentar somado a uma constante subida no nível relativo do mar resultou no afogamento e preenchimento dos paleovales existentes, e na mudança da linha de costa recortada para uma costa mais retilínea devido à formação de extensos cordões litorâneos. Os carvões deste tempo, formados em ambientes protegidos na parte de trás das barreiras litorâneas, são os mais espessos e de maior expressão em área.

Assim, em síntese se pode dizer que os ambientes deposicionais associados à formação dos carvões da Formação Rio Bonito, mesmo que sempre associados ao trato de sistemas transgressivo de 2ª ordem da Sequência Gondwana I, mudaram ao longo do tempo em função do preenchimento de uma morfologia irregular herdada da era glacial imediatamente anterior à deposição da formação Rio Bonito. Neste sentido, as turfeiras foram inicialmente associadas a ambientes mais restritos dominados por correntes de maré e fluviais. Já para o topo da sucessão, com o contínuo preenchimentos dos paleovales e expansão da superfície deposicional, os carvões passaram a ser formados em ambientes mais extensos, principalmente vinculados a ação de ondas em um litoral mais aberto, e consequente formação de sistemas de barreiras e lagunas litorâneas com pântanos associados.

Referências

- Aboarrage, A.M., Lopes, R. da C., 1986. Projeto a Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica. Porto Alegre, CPRM, 18v.
- Alves, R.G., Ade, M.V.B., 1996. Sequence stratigraphy and organic petrography applied to the study of Candiota Coalfield, RS, South Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 30:231– 248.
- Angelim, L.A. de A., Farina, M., 1982. Projeto Linhito de Inajá: relatório final. Recife: CPRM.
- Araújo, C.V., Cazzulo-Klepzig, M., Alves, R.G., 1985. Caracterização petrográfica e palinológica de carvões da jazida carbonífera do Iruí, RS, Brasil. In: Anais do II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, Santa Catarina, 449-460.
- Bohor, B.F. & Triplehorn, D.M., 1993. Tonsteins: Altered Volcanic-Ash Layers in Coal-Bearing Sequences. *Geological Society of America Special Paper* 285, 42p.
- 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 do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 227 p.
- Cagliari, J., Lavina, E.L.C., Philipp, R.P., Tognoli, F.M.W., Basei, M.A.S., Faccini, U.F., 2014. New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U–Pb radiometric dating of zircon crystals. *Journal of South American Earth Sciences*, 56:265-277.
- Cagliari, J., Lavina, E.L.C., Philipp, R.P., Buso, V.V., Netto, R.G., Hillebrand, P.K., Lopes, R.C., Basei, M.A.S., Faccini, U.F., 2016. Age constraints of the glaciation in the Paraná Basin: evidence from new U–Pb dates. *Journal of the Geological Society*, 173:871-874.
- Candido, M., 2016. Evolução de um sistema laguna-barreira da Formação Rio Bonito, no sul da Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 65 p.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. Amsterdam, Elsevier, 375 p.
- D'Elboux, C.V., Paiva, I.B., 1980. Bacias residuais: Proposição de uma nova unidade prospectiva uranífera no Escudo Sulriograndense. In: Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camburiú, Santa Catarina, 4: 2437-2445.
- Corrêa da Silva, Z.C., 1989. The rank evaluation of South Brazilian Gindwana coals on the basis of different chemical and physical parameters. *International Journal of Coal Geology*, 13:21-39.
- Elias, A.R.D., Garcia, A.J.V., Lavina, E. L., 2000. Arcabouço Cronoestratigráfico do Eopermiano da Bacia do Paraná na Região Centro-Oeste do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências – UFRGS, Porto Alegre – RS. *Pesquisa em Geociências* 27(2): 31-44.
- Ferreira, J.A.F., Süffert, T., Santos, A.P., 1978. Projeto Carvão no Rio Grande do Sul: Relatório Final. Porto Alegre, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1.
- Gandini, R., Netto, R.G., Kern, H.P., Lavina, E.L., 2010. Assinaturas icnológicas da sucessão sedimentar Rio Bonito no bloco central da jazida carbonífera de Iruí, Cachoeira do Sul (RS). *Gaea*, 6(1):21-43.
- Gradstein, F.M. (ed.) 2012. *The Geologic Time Scale*. 1st edition. Elsevier: Amsterdam.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Formoso, M.L.L., Menegat, R., Fo, J.G.M., 2008a. U–Pb dating of tonstein layers from a coal succession of the southern Paraná Basin (Brazil): A new geochronological approach. *Gondwana Research*, 14:474-482.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Menegat, R., Formoso, M.L.L., Basei, M.A.S., Barboza, E.G.; Simas, M.W., 2008b. Geochronological data from the Faxinal coal succession, southern Paraná Basin, Brazil: A preliminary approach combining radiometric U–Pb dating and palynostratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences*, 25:246-256.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Ketzer, J.M., Formoso, M.L.L., 2008c. Radiometric age determination of tonsteins and stratigraphic constraints for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 74:13-17.

Holz, M., 1999. Early Permian sequence stratigraphy and the paleogeographic evolution of the Paraná basin in southernmost Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 29:51-61.

Holz, M., Kalkreuth, W., Banerjee, I., 2002. Sequence stratigraphy of paralic coal-bearing strata: an overview. *International Journal of Coal Geology*, 48:147-179.

Holz, M., 2003. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system – an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 162:305-331.

Kalkreuth, W., Holz, M., Mexias, A., Balbinot, M., Levandowski, J., Willett, J., Finkelman, R., Burger, H., 2010. Depositional setting, petrology and chemistry of Permian coals from the Paraná Basin: 2. South Santa Catarina Coalfield, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 84:213-236.

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, 142 p.

Lavina E.L., Nowatzki C.H., Santos M.A.A., Leão H.Z., 1985. Ambientes de sedimentação do Super-Grupo Tubarão na região de Cachoeira do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 9:5-75.

Lavina, E.L.C., Lopes, R. da C., 1987. A Transgressão Marinha do Permiano Inferior e a Evolução Paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. *Paula-Coutiana, Porto Alegre*, 1, 51-103.

Lopes, R. da C., 1990. Estudo Paleambiental da Formação Rio Bonito na Jazida do Leão, RS: uma análise inicial. *Acta Geológica Leopoldensia*, 13:91-112.

Lopes, R. da C., Albuquerque, L. F. F., 1990. Estudo Paleambiental da Formação Rio Bonito na Região das Jazidas do Leão, Pantano Grande e Nordeste da Jazida do Iruí. *Ciência e Natura*, 12:35-39.

Lopes, R. da C. 1995. Arcabouço aloestratigráfico para o intervalo “Rio Bonito-Palermo” (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.

Lopes, R. da C. & Lavina, E.L., 1995. Arcabouço Aloestratigráfico para o Intervalo Rio Bonito - Palermo (Eopermiano) entre Butiá e São Sepé, RS. In: Simpósio Sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1995, Porto Alegre. *Boletim de Resumos Expandidos do Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná*, 1:51-56.

Lopes, R. da C., Lavina, E.L., Paim, P.S.G., Goldberg, K., 2003a. Controle estratigráfico e deposicional da gênese dos carvões da região do Rio Jacuí (RS). In: Paim P.S.G., Faccini U.F. & Netto R.G. (eds.) *Geometria, arquitetura e heterogeneidade de corpos sedimentares: estudo de casos*. São Leopoldo, Unisinos, 187-206.

Lopes, R. da C., Paim, P.S.G., Lavina, E.L., 2003b. Modelo de reservatório em arenitos litorâneos: ilha de barreira permiana na Formação Rio Bonito (Minas do Leão). In: Paim P.S.G., Faccini U.F. & Netto R.G. (eds.) *Geometria, arquitetura e heterogeneidade de corpos sedimentares: estudo de casos*. São Leopoldo, Unisinos, 59-77.

Lopes, R. da C., Faccini, U.F., Paim, P.S.G., Garcia, A.J.V., Lavina, E.L., 2003c. Barras de maré na Formação Rio Bonito: elementos arquiteturais e geometria dos corpos (Iruí e Capané – RS). In: Paim P.S.G., Faccini U.F. & Netto R.G. (eds.) *Geometria, arquitetura e heterogeneidade de corpos sedimentares: estudo de casos*. São Leopoldo, Unisinos, 78-92.

Marques-Toigo, M. & Corrêa da Silva, Z.C. 1984. Paleoeecologia dos carvões da Bacia do Paraná. In: *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, 1022-1023.

Matos, S.L.F. de, Yamamoto, J.K., Hachiro, J., Coimbra, A.M., 2000. Tonstein da Formação Rio Bonito no depósito de carvão Candiota, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):649-684.

Mori, A.L.O., de Souza, P.A., Marques, J.C., Lopes, R. da C., 2012. A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations. *Gondwana Research*, 21:654–669.

Oliveira, J. C., 1981. Projeto Prospecção de Carvão Energético na Bacia do Parnaíba: relatório final. Fortaleza: CPRM, 1 v.

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, Ontario, 179-194.

Rossi, A.R., 2008. Caracterização paleoambiental a partir dos componentes orgânicos particulados em depósitos

bioturbados do bloco central da jazida carbonífera do Iruí (Cachoeira do Sul, RS). Tese de Doutorado. Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia, São Leopoldo.

Saraiva, R. & Marques, S.P.P. 1983. Caracterização da jazida Iruí: geologia, lavra e aproveitamento. In: Atas dos I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, RS, 99-116.

Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F. Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, 41-65.

Scislewski, G., Lacerda Filho, J.V. de, Martins, E.G., Morais Filho, J.C.R., Souza, J.O., Moreton, L.C., Olivatti, O., Santos, A.P., 1983. Projeto carvão energético na Bacia Tocantins/Araguáia Fase II: relatório final. Goiânia: CPRM, 4 v.

Silveira, A. S. da., 2000. Estratigrafia de sequências e evolução paleoambiental da sucessão permiana (Sakmariano-Eokazaniano) da Bacia do Paraná, entre Rio Pardo e Mariana Pimentel (RS). Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo.

Simas, M.W., Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Menegat, R., Schneider Santos, J.O., Fonseca Ferreira, J.A. & Degani-Schmidt, I., 2012. Geochronological correlation of the main coal interval in Brazilian Lower Permian: Radiometric dating of tonstein and calibration of biostratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, 39:1-15.

Süffer, T., Fabrício, J.A.C., Ferreira, J.A.F., 1979. Projeto Carvão Rio Laranjeiras. Relatório Final. DNPM/CPRM, Porto Alegre – RS, 1:49p.

Tedesco, J., Cagliari, J.; Coitinho, J. dos R., Lopes, R. da C., Lavina, E.L.C., 2016. Late Paleozoic paleofjord in the southernmost Paraná Basin (Brazil): Geomorphology and sedimentar fill. *Geomorphology*, 269:203-214.

CAPÍTULO 2

CARVÕES E A ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

Michael Holz¹ e Marcus Vinicius Berao Ade²

¹ *Universidade Federal da Bahia – UFBA, michael.holz@ufba.br*

² *Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, marcus.ade@uerj.br*

2.1 Introdução: estratigrafia de sequências – o que é isso?

A Estratigrafia como ciência geológica tem passado por decisivas modificações nos seus modelos e paradigmas, desde o surgimento da sismoestratigrafia nos anos setenta, passando pelo advento do conceito da sedimentação episódica e dos primeiros modelos das sequência deposicionais, resultando na moderna Estratigrafia de Sequências, cujo embrião foi constituído pelos trabalhos de pesquisadores da Exxon Research Company na década de setenta (Payton, 1977) e, sobremaneira, desenvolvida e popularizada a partir do final dos anos oitenta (e.g., Wilgus *et al.*, 1988; Weimer & Posamentier 1993), e popularizado desde então através de livros técnicos e didáticos (Emery & Myers, 1996; Catuneanu, 2006).

A estratigrafia tradicional tinha como objetivo central descrever e empilhar as rochas de uma área de estudo, praticando a chamada “layer cake stratigraphy” ou “Estratigrafia de Bolo de Camadas”, onde além da obediência à primeira lei da estratigrafia (a da “superposição de estratos” de Steno) não havia grandes preocupações com a gênese dos ou com o mecanismo controlador da deposição. Embora as grandes discontinuidades do registro sedimentar estivessem mapeadas e o caráter episódico e cíclico da sedimentação fosse conhecido (e.g., Sloss *et al*, 1949; Wheeler, 1958; Sloss, 1963), a estratigrafia se movia dentro do paradigma do empilhamento e da denominação, usando a nomenclatura formal conforme ditado pelo código de nomenclatura estratigráfica da IUGS, a *International Union of Geological Sciences*. Uma bacia era bem conhecida se tivesse um padrão de empilhamento definido e formalmente denominado, não importando se para cada região estudada diversas colunas estratigráficas existissem, algumas as vezes tão diferentes que chegavam a ser antagônicas.

Já o cerne da Estratigrafia de Sequências é entender o papel de cada fator que influi na sedimentação (clima, aporte, tectônica e eustasia) e em especial compreender o regime deposicional frente a variação do espaço de acomodação sedimentar (vide revisão em Holz, 2012). A metodologia básica desta maneira

de fazer estratigrafia continua tendo como pedra fundamental a litofácies, mas a maneira de agrupar e empilhar associações faciológicas difere fundamentalmente em relação aos procedimentos tradicionais da “Estratigrafia de Bolo de Camadas”.

O tipo de sedimento depositado e a maneira dele ser preservado vai depender:

A – da tectônica, que controla a existência e/ou renovação das áreas-fontes;

B – da variação do nível do mar;

C - do tipo de clima, que pode ser desde árido até extremamente úmido;

D – do aporte sedimentar, que é controlado pelo clima, que por sua vez controla o tipo de intemperismo, erosão e o tipo e *timing* do transporte.

A *tectônica* essencialmente traduz-se no movimento das placas que compõem a crosta terrestre e os movimentos de colisão e separação decorrentes desses movimentos. Assim, os *soerguimentos de áreas-fonte* e a *subsidência* de bacias sedimentares são resultados da atividade tectônica.

Já a variação da *eustasia*, termo definido pelo geólogo austríaco Edward Suess (1831–1914) para designar o fenômeno da variação global do nível do mar, é causado pela alteração no volume de água (devido aos ciclos de glaciação e deglaciação das calotas de gelo) e no volume das bacias oceânicas (por causa das taxas de espalhamento do fundo oceânico).

O clima é outro fator alogênico que controla a sedimentação, porque as condições climáticas afetam os padrões e a intensidade do intemperismo, da erosão e dos processos sedimentares de transporte.

Por fim, o fator aporte ou suprimento sedimentar, que é essencialmente um resultado da interação entre tectônica e clima. A tectônica coloca a área-fonte no lugar, por assim dizer, sendo que a taxa de denudação subaérea cresce com o levantamento do relevo; enquanto isso, o clima se encarrega do tipo de intemperismo, da erosão e do tipo e *timing* do transporte do sedimento até os mais variados ambientes deposicionais.

Assim, podemos dizer que a assinatura estratigráfica de uma bacia (AE) é função de quatro variáveis, ou seja:

$$AE = f(T, E, C, AP)$$

onde

T = Tectônica

E = Eustasia

C = Clima

AP = Aporte

Com o intuito de simplificar essa equação e tornar possível o estabelecimento de modelos, na conceituação fundamental da estratigrafia de sequência adota-se o seguinte:

- o fator *clima* é desprezado como variável, sendo tirado da equação, ou seja, assume-se que o clima como fator controlador não variou significativamente durante a deposição da sucessão sedimentar estudada;
- o fator *aporte sedimentar* é tomado como sendo fixo ao longo dos ciclos sedimentares que preenchem uma bacia, sendo, portanto, considerado uma constante na equação. É uma simplificação similar à adotada com relação ao fator clima, mas necessário para o estabelecimento de um modelo conceitual útil e aplicável;

Assim, sobram os fatores *tectônica* e *eustasia* como determinantes da assinatura estratigráfica de uma bacia, ou seja:

$$AE = f(T, E, K, k)$$

onde

T = Tectônica (variável)

E = Eustasia (variável)

K = constante, representando o aporte sedimentar.

k = constante, representando o clima

Em resumo, na concepção com a qual a estratigrafia atualmente trabalha, o sedimento chega à bacia com uma taxa constante e a preenche tendo como controle os movimentos eustáticos e tectônicos.

Estes movimentos, por sua vez, controlam as oscilações do chamado nível de base.

O *nível de base* é uma superfície teórica de referência abaixo da qual ocorre deposição, e acima da qual ocorre erosão (Fig. 1). Esse nível sempre muda de posição devido aos movimentos tectônicos e eustáticos. Por exemplo, se ocorrer um soerguimento tectônico, o nível de base desce; e o mesmo ocorre se o nível eustático baixar por causa de uma glaciação. Subidas eustáticas e subsidência tem o efeito inverso e fazem o nível de base subir. Deste modo, em cada momento do tempo geológico o nível de base está em uma posição diferente, e isso causa a grande variabilidade no registro sedimentar, ora com domínio de sistemas marinhos, ora com domínio de sistemas continentais.

No domínio marinho, o nível de base é representado pelo nível do mar, enquanto que no domínio continental é representado pelo *perfil de equilíbrio*, que tem esse nome porque ao longo desse perfil os rios estão em equilíbrio quanto ao transporte sedimentar, ou seja, quando atingem seu perfil de equilíbrio, os rios conseguem transportar seus sedimentos sem erodir ou depositar significativamente.

O nível de base, em resumo:

- 1 – é um nível teórico abaixo do qual o acúmulo sedimentar é possível;
- 2 – na área continental é representado pelo perfil de equilíbrio e na área marinha, pelo nível do mar;
- 3 – as suas subidas e descidas são controlados tanto pelos diferentes tipos de eustasia quanto pelas movimentações tectônicas (subsidência e soerguimentos), indiferenciadamente.

O nível de base é um elemento essencial na estratigrafia de sequência porque controla a **acomodação** do sedimento.

O conceito de espaço de acomodação sedimentar, normalmente referido simplesmente como *acomodação*, é um conceito-chave da estratigrafia de sequências, e que envolve as superfícies acima discutidas.

Para o sedimento efetivamente acumular, é necessário que haja espaço disponível abaixo do nível de base, ou seja, o nível de base tem que estar mais elevado do que a superfície deposicional. Se o nível de base está abaixo da superfície deposicional, erosão vai ocorrer. Já o *bypass* sedimentar vai ocorrer se o nível de base coincidir com a superfície onde os sedimentos estão sendo transportados.

Portanto, o conceito de *acomodação* designa o volume de espaço disponível para o sedimento preencher, representado pelo espaço entre o substrato deposicional da bacia e o nível de base.

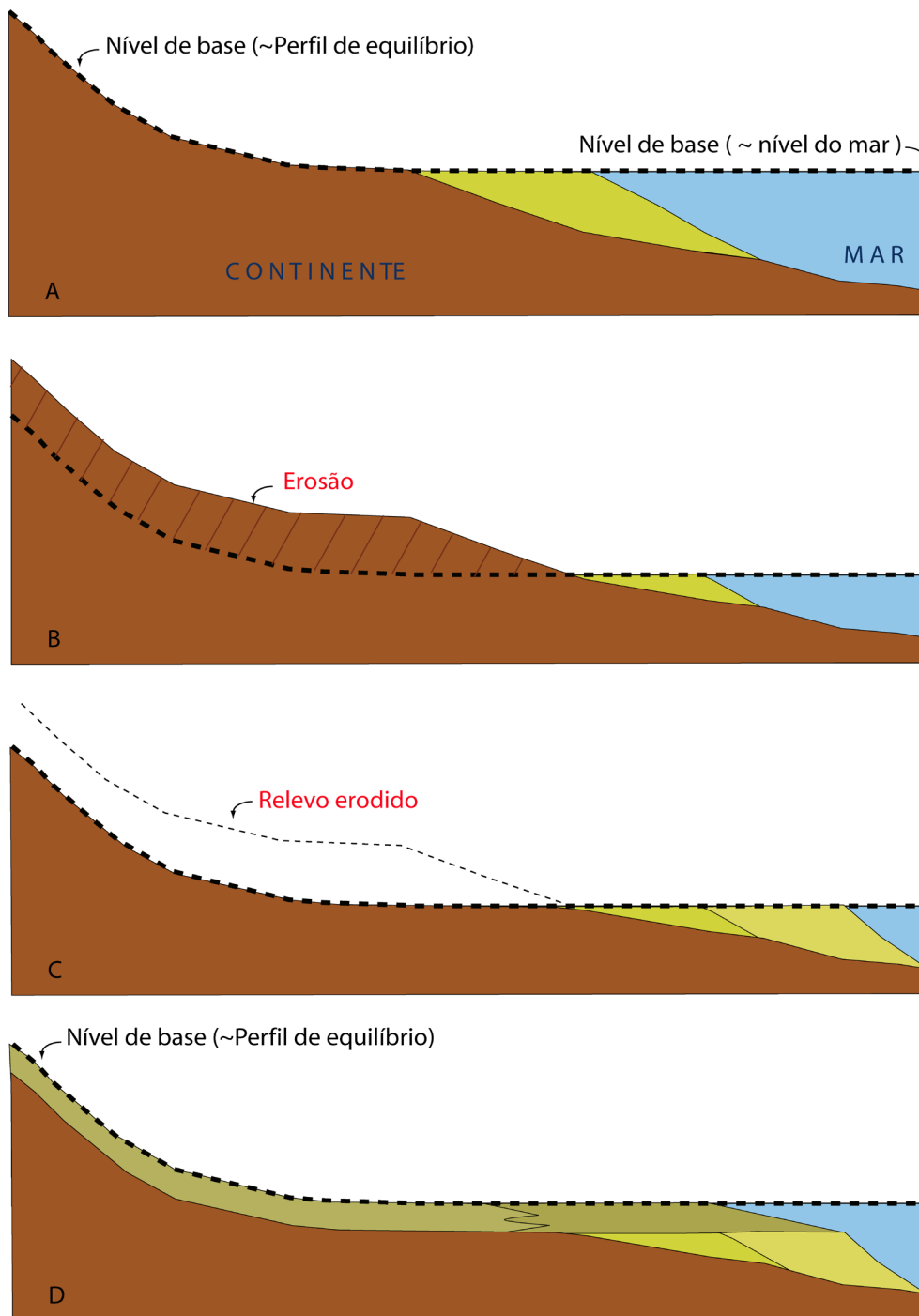


Figura 1: O nível de base é um nível teórico abaixo do qual o acúmulo sedimentar é possível, sendo que na área continental é representado pelo perfil de equilíbrio e na área marinha, pelo nível do mar. Portanto, são as variações no posicionamento do nível de base que controlam a sedimentação:

- (A) Se na área continental o nível de base coincidir com a superfície do relevo, não há espaço para acúmulo de sedimentos continentais. Nessa situação, há apenas espaço de acomodação marinha. Assim, na área continental vai ocorrer bypass sedimentar e na área marinha haverá deposição progradação
- (B) o rebaixamento do nível de base causa erosão tanto na área continental quanto na área marinha.
- (C) A consequência do rebaixamento do nível de base é a erosão que desgasta o relevo na área continental até os rios alcançarem novamente o perfil de equilíbrio. Já na área marinha, onde há espaço de acomodação, ocorre progradação sedimentar .
- (D) Uma subida do nível de base resultou em novo espaço de acomodação, e sedimentos se acumulam tanto na área continental quanto na área marinha

Ao longo da existência de uma bacia sedimentar, o nível de base sobe e desce inúmeras vezes, gerando ciclos de maior e menor taxa de criação de espaço de acomodação. Já que a taxa de aporte sedimentar é considerado constante em cada momento, tanto na descida quanto na subida do nível de base, três situações vão existir:

- a taxa de espaço criado é *menor* do que a taxa de aporte sedimentar;
- a taxa de espaço criado *equivale* a taxa de aporte sedimentar;
- a taxa de espaço criado é *maior* do que a taxa de aporte sedimentar.

No primeiro caso, durante a movimentação do nível de base, a taxa (.i.e, o volume de espaço por unidade de tempo) de espaço criado sempre será menor em comparação a taxa de aporte sedimentar. Assim, pode-se dizer que o grande volume de sedimento tem que se “enfiar” no relativo pouco espaço disponível, e com isso vai ocorrer progradação, ou seja, teremos um regime regressivo e a linha de costa vai avançar em direção à bacia (Fig.2A).

No segundo caso, as duas taxas se equivalem, e por isso em cada momento de tempo o espaço criado é preenchido na medida pelo sedimento que chega à bacia. Nesse caso, a linha de costa não vai pra frente nem para trás, mas terá um comportamento relativamente estacionário (*stillstand*), e o regime sedimentar será de agradação (Fig. 2B).

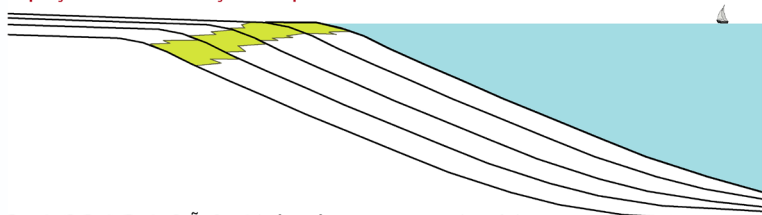
No terceiro caso, em todos os momentos o espaço de acomodação sempre “ganha” do aporte em termos de taxas, e assim sempre estará sobrando espaço relativo ao aporte sedimentar. Isso vai se traduzir em

um regime sedimentar de retrogradação, ou seja, a linha de costa da bacia vai ser transgressiva e vai se deslocar em direção ao continente (Fig. 2C).

Portanto, a relação entre o espaço de acomodação e o aporte sedimentar determina os regimes de retrogradação, agradação e progradação e, portanto, durante um ciclo de descida e subida do nível de base vão existir períodos diferentes em termos de padrões de empilhamento dos estratos sedimentares.

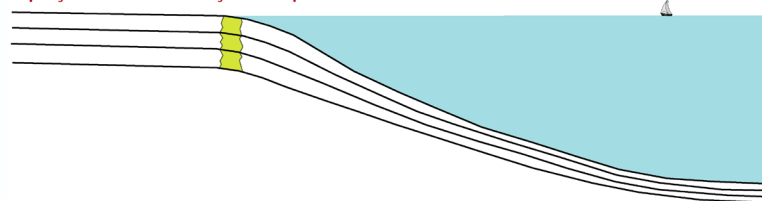
A - PROGRADAÇÃO - Regressão Normal

Espaço de acomodação < Aporte sedimentar



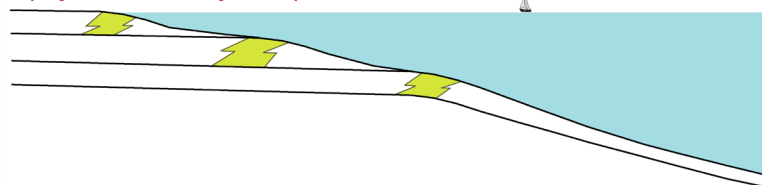
B - AGRADAÇÃO - Linha de costa estacionária

Espaço de acomodação ~ Aporte sedimentar



C - RETROGRADAÇÃO - Transgressão

Espaço de acomodação > Aporte sedimentar



D - PROGRADAÇÃO - Regressão Forçada

Espaço de acomodação <<< Aporte sedimentar

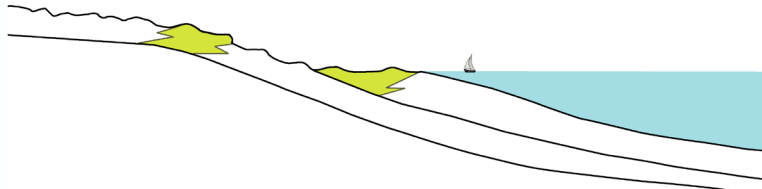


Figura 2 – A relação entre o espaço de acomodação e o aporte sedimentar determina os regimes sedimentares de progradação, agradação e retrogradação. A progradação durante a subida do nível de base é chamada de “regressão normal”, enquanto que a progradação causada pela descida do nível de base é denominada “regressão forçada” e envolve a formação de uma discordância.

Considerando-se agora um ciclo completo de queda e posterior subida do nível de base, regressões e transgressões irão se suceder em uma ordem determinada e previsível. Na fase de queda do nível de base, a diminuição do espaço é muito acentuada, a ponto de não existir, na maioria dos casos, nenhum espaço para o sedimento depositar, havendo apenas erosão. No caso das bacias conectadas com o nível do mar, deve-se imaginar uma queda eustática acentuada, que recue o nível do mar dezenas de metros na vertical. Com isso, as áreas outrora costeiras e marinhas irão ficar expostas e sujeitas à erosão. Nesta época, primeiro verifica-se um forte deslocamento dos sistemas parálicos em direção à linha de costa recuada, em um movimento que se denomina “regressão forçada” (Fig. 2D). Na medida que a erosão da região exposta se espraia, forma-se uma discordância, materializada pela superfície erosiva e pela superposição de sedimentos continentais sobre os sedimentos costeiros e marinhos anteriormente depositados. Esta discordância forma o limite de uma nova sequência deposicional.

Terminada a queda, inicia-se a subida do nível de base, primeiro lenta, depois cada vez mais rapidamente. Com essa subida, incrementa-se também o espaço disponível. Primeiramente o espaço criado é facilmente preenchido pelo sedimento, mas, na medida que a subida do nível de base acelera, é criado mais espaço do que pode ser preenchido pelo sedimento disponível, e a transgressão inicia. A partir do ápice do ciclo de aceleração (no meio do limbo de subida da curva), a criação de espaço começa a desacelerar de novo. Nessa fase, o sedimento começa novamente a “ganhar” do espaço criado, preenchendo-o cada vez mais eficientemente, instaurando uma regressão. Passado a época do ápice da subida do nível de base, este vai cair de novo aceleradamente, e uma nova fase de regressão forçada e de formação de discordância irá ser gerada (Figura 3).

Desta forma, todo o sedimento contido entre as duas discordâncias forma um pacote geneticamente vinculado chamado de sequência deposicional. Esse é o motivo porque se denomina a moderna estratigrafia pelo rótulo de “Estratigrafia de Sequências”. As fases de nível baixo, de transgressão, de nível alto e de regressão forçada geram associações de fácies e sistemas deposicionais com padrões geométricos diferentes e característicos, agrupados nos chamados tratos de sistemas geométricos.

A fase inicial de queda do nível de base gera o chamado trato de sistemas de regressão forçada. Na medida que ele se desenvolve, também se desenvolve a discordância limítrofe da sequência deposicional. Depois segue a fase de nível de base baixo, gerando sedimentos regressivos, i.e., progradacionais a agradacionais, agrupados no chamado trato de sistemas de nível baixo. A fase transgressiva do ciclo com sua característica retrogradação gera o trato de sistemas transgressivo, enquanto que a fase regressiva do final do ciclo gera sedimentos do chamado trato de sistemas de nível alto (Figura 3). As regressões do nível baixo e alto são ditas “regressões normais”, porque ao contrário da regressão forçada, ocorrem durante a subida do nível de base.

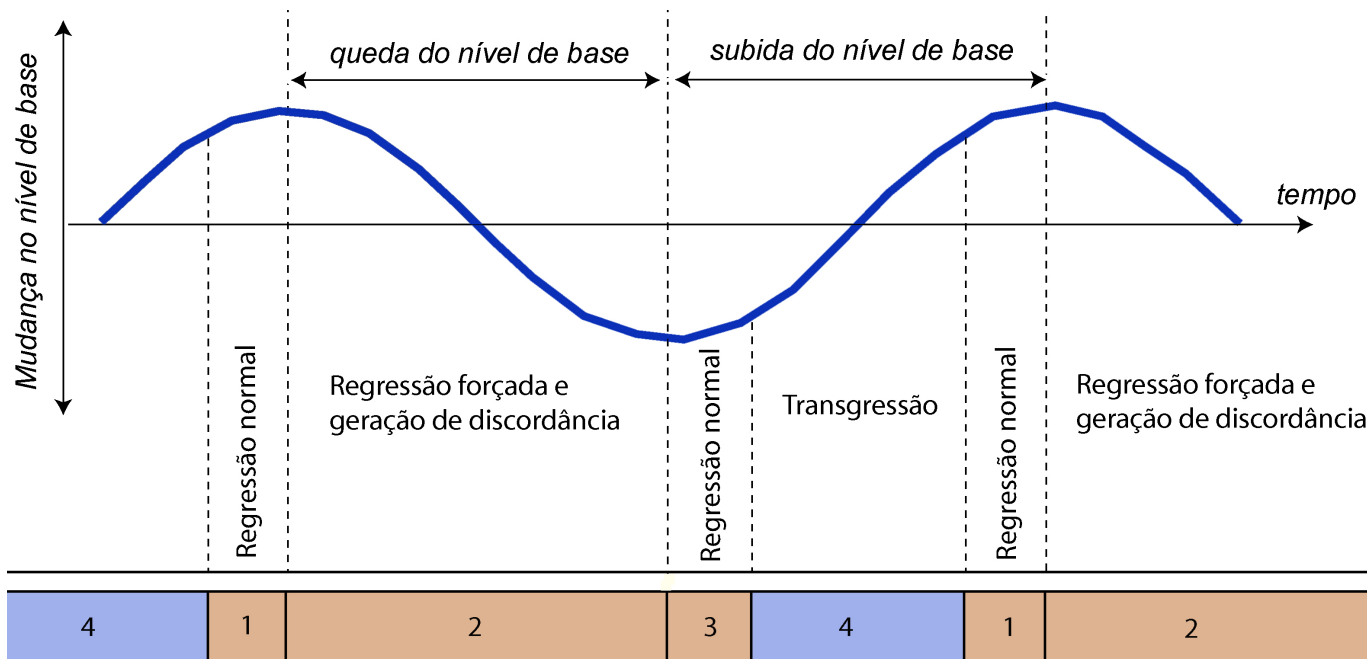


Figura 3: Ciclo de variação do nível de base e regime sedimentar durante cada fase de desenvolvimento de uma seqüência deposicional. O ciclo envolve regressão normal (no final da subida do nível de base), regressão forçada (durante a fase de queda do nível de base), uma nova fase de regressão normal (durante a fase de nível de base baixo), e uma fase de transgressão (durante a subida do nível de base). Essas quatro fases levam ao desenvolvimento dos respectivos tratamentos de sistemas: TSRF – Trato de sistemas de regressão forçada, TSNB – Trato de sistemas de nível baixo, TST – tratamentos de sistemas transgressivos, TSNA – Trato de sistemas de nível alto (números 4, 1, 2 e 3, respectivamente).

As variações do nível de base, como mostrada na curva da figura 3, duram de centenas de milhares a milhões de anos, envolvem uma centena de metros de variação vertical e são compostas por ciclos de subida e descida menores, que compõem o ciclo maior. A estratigrafia de seqüências procura reconhecer essas variações menores, as chamadas parassequências, que são pacotes sedimentares marcados por uma pequena subida (i.e., uma superfície de inundação, depositando fácies marinhas) seguido por uma fase regressiva (i.e., marcada por fácies cada vez mais costeiras - Figura 4). Desse modo, cada seqüência deposicional é composta por certo número de parassequências. Nas fases regressivas do ciclo deposicional, o conjunto de parassequências é progradacional, isto é, as diversas parassequências se empilham de um modo que denota um claro avanço do sedimento para dentro da bacia. Já nas fases transgressivas, ocorre o contrário: as parassequências se empilham de modo dito retrogradacional, denotando o recuo da linha de costa em direção ao continente. Em resumo, um conjunto de parassequências pode ser progradacional, retrogradacional ou ainda agradacional, quando o espaço criado é equivalente ao aporte sedimentar (Fig. 5) É a análise do padrão de empilhamento das parassequências que permite ao estratígrafo definir o que está acontecendo na bacia e definir os tratamentos de sistemas. Esta é uma ferramenta básica para a análise estratigráfica, em especial para as sucessões portadoras de carvões. Os padrões de empilhamento das parassequências em cada tratamento de sistemas são resumidos na tabela 1.

escala horizontal:
dezenas de km's

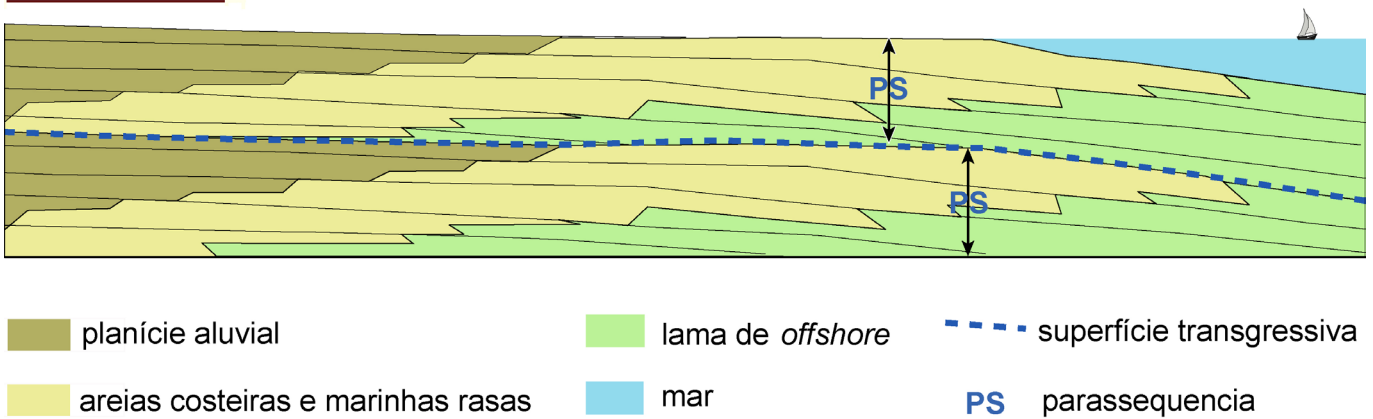
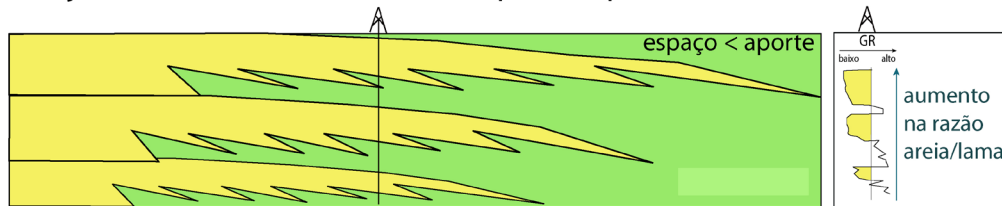
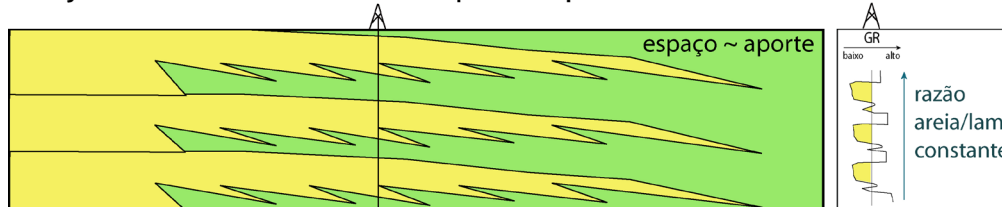


Figura 4: Uma progradação normal (A) é seguida por um pulso transgressivo (B), que cobre grande parte da área costeira com sedimentos de offshore. Após o evento transgressivo, a progradação normal continua (C). Desta forma, geram-se pacotes de sedimentos delimitados por superfícies de inundação - as parasequências (redesenhado de Van Wagoner et al. , 1991)

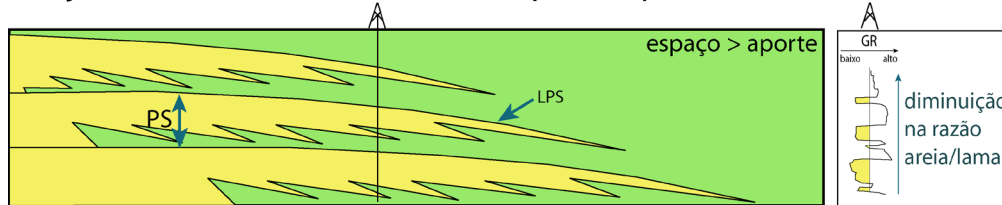
Conjunto PROGRADACIONAL de parasequências



Conjunto AGRADACIONAL de parasequências



Conjunto RETROGRADACIONAL de parasequências



sistemas aluviais e costeiros PS = Parasequência
 sistema de offshore LPS = Limite de parasequência

Figura 5: Padrões de empilhamento das parasequências (redesenhado cf. Van Wagoner et al. , 1991). Nas fases regressivas, o conjunto de parasequências é progradacional, com as diversas parasequências se empilhando de um modo que denota um claro avanço do sedimento para dentro da bacia. Já nas fases transgressivas, ocorre o contrário: as parasequências se empilham de modo dito retrogradacional, denotando o recuo da linha de costa em direção ao continente. Assim, um conjunto de parasequências pode ser progradacional, retrogradacional ou ainda agradacional, quando o espaço criado é equivalente ao aporte sedimentar.

Tabela 1: Características dos tratos de sistemas

Trato de sistemas	Sigla	Movimento da linha de costa	Padrão de empilhamento das parasequências
Nível Alto	(TSNA)	regressão normal	agradacional a progradacional (primeiro agradacional, depois cada vez mais fortemente progradacional)
Regressão forçada	(TSRF)	regressão forçada	fortemente progradacional
Nível baixo	(TSNB)	regressão normal	Progradacional a agradacional (começa progradacional e tende ao agradacional em direção ao topo)
Nível transgressivo	(TST)	transgressão	Retrogradacional

2.2 Um breve histórico: os primeiros modelos de estratigrafia de sequências aplicados às sucessões portadoras de carvão

Analisando-se a história da geologia de carvão e seu desenvolvimento, nota-se que até a década de setenta, a investigação do carvão era focada no papel dos ambientes deposicionais e na formação de turfa nestes ambientes (como lagos, lagunas, planícies costeiras e fluviais), e os principais objetivos da maioria dos geólogos de carvão era entender aspectos relacionadas às fácies orgânicas e à reconstituição das comunidades vegetais que deram origem às turfeiras pretéritas (e.g., Murchison e Westoll, 1968; Horne *et al.*, 1978).

O reconhecimento de ciclos trans-regressivos nas bacias sedimentares e seu controle sobre aparecimento dos estratos portadores de carvão nesses ciclos, levou a tentativas de desenvolvimento de modelos em larga escala que explicassem a formação e distribuição espacial das camadas de carvão nas bacias sedimentares. A mais famosa e popular dessas tentativas foi o conceito de ciclotemas da escola norte-americana de estratigrafia (e.g., Weller, 1930; Moore, 1964), popular até o final dos anos 1960. Foi no início dos anos 1980 que os pesquisadores de carvão começaram a entender que os processos controladores da sedimentação na bacia como um todo também desempenhavam um papel importante no controle sobre a formação e distribuição regional das jazidas de carvão. Fatores como clima (e.g., Parrish *et al.*, 1982), tectônica (e.g., Fielding, 1987) e eustasia (e.g., Ryer, 1981) foram investigados e integrados com a investigação do carvão, o que ajudou a esclarecer certos aspectos da acumulação de carvão e preservação, que antes não tinham sido devidamente compreendidos.

Na época pré-estratigrafia de sequências *sensu stricto* (i.e., antes de 1988), o papel dos ciclos trans-regressivos na formação do carvão, como reconhecido desde o conceito pioneiro do ciclotemas décadas antes, continuou a atrair a atenção dos estratígrafos. Ryer (1981), por exemplo, mostrou que as camadas de carvão mais espessas e mais extensas ocorriam na parte mais transgressiva da sucessão sedimentar estudada. Usando este conceito, ele construiu um modelo preditivo para as camadas de carvão de

uma sucessão sedimentar do Cretáceo dos Estados Unidos. Trabalhos posteriores, já sob a óptica da estratigrafia de sequências (e.g., Aitken e Flint, 1995; Flint *et al.*, 1995) confirmaram a implicação da subida do nível de base para a formação da turfeira.

Com o surgimento do hoje clássico modelo da estratigrafia de sequências (Wilgus *et al.* 1988), que tinha fundamentalmente três tratos de sistemas (o trato de regressão forçado foi reconhecido e incorporado ao modelo só em meados dos anos noventa), os geólogos sedimentares começaram a aplicar essa técnica em outros contextos deposicionais fora o parálico e o plataformal. Assim, surgiram modelos de estratigrafia de sequência para sistemas eólicos (Kocurek & Havholm, 1993; Havholm & Kocurek, 1994), sistemas fluviais (Wright & Marriot, 1993; Olson *et al.*, 1995), carbonáticos (Sarg, 1988; Loucks & Sarg, 1993; Schlager, 2005) e até mesmo sistemas glaciais (Powell & Cooper, 2002). O mesmo ocorreu com relação às sucessões portadoras de camadas de carvões.

A “nova metodologia no estudo estratigráfico” foi formalmente apresentada aos geólogos do carvão por Diessel (1992), que foi o primeiro a fazer uma integração abrangente da formação e preservação do carvão com os conceitos do modelo estratigráfico da *Exxon Research Company*. Em seu renomado e hoje clássico livro, o autor dedica um capítulo de cinquenta e duas páginas à estratigrafia de sequência e formação de carvão, discutindo a assinatura química e mineralógica de carvões regressivos e transgressivos como descrito por análise estratigráfica de seqüências, e liga o desenvolvimento do carvão aos sistemas de um sistema deposicional. Desde então, a estratigrafia de seqüências permitiu aos geólogos de carvão reinterpretar e resolver velhos problemas, analisando diferentes ângulos e pensando de forma diferente sobre a formação da camada de carvão e o registro estratigráfico. Um bom exemplo deste “novo pensamento” é o da formação de camadas de carvão muito espessas, conhecidas de diferentes bacias e diferentes épocas em todo o mundo. Algumas camadas de carvão têm até 90 metros de espessura total. Nenhum ambiente moderno de formação de turfa pode explicar tal espessura enorme de acumulação de turfa (e.g., Shearer *et al.*, 1994; Banerjee *et al.*, 1995).

A investigação da variação do nível de base e o reconhecimento de superfícies-chave dentro do arcabouço estratigráfico das bacias com carvão fornecem uma pista para uma explicação razoável para a formação de espessas camadas de carvão. Estudos de vários autores mostraram conclusivamente que a maioria dos estratos de carvão espessos são compostos por vários corpos de paleo-turfa amalgamados separados por eventos de descidas notáveis do lençol freático, pioneiramente descrito por Shearer *et al.* (1994), lembrando que um nível freático elevado é essencial para a existência de uma turfeira e para a preservação da matéria orgânica vegetal precursora do carvão. Assim, as camadas de carvão espessas podem representar a amalgamação de várias sequências deposicionais de alta frequência sob a seqüência estratigráfica (Banerjee *et al.*, 1995).

Portanto, a abordagem sobre a óptica da estratigrafia de sequências permitiu a reinterpretação de estratos de carvão bem conhecidos, resolvendo alguns dos problemas relativos à formação de carvão e à ciclicidade. Para as bacias australianas de Gunnedah e Bowen, por exemplo, o modelo deltaico tradicional não poderia explicar satisfatoriamente as camadas de carvão espessas, lateralmente contínuas e de baixo teor de cinzas. Arditto (1991) postulou um modelo estratigráfico de sequência para essas bacias, mostrando que a formação de lagos costeiros durante a transgressão levou ao desenvolvimento desses carvões.

Outro aspecto que os geólogos de carvão começaram a abordar foi o das assinaturas petrográficas e geoquímicas típicas das camadas de carvão nos contextos transgressivos e regressivos. Embora Diessel (1992) tenha tratado detalhadamente das assinaturas geoquímicas e petrográficas das camadas de carvão,

uma novidade no modelo foi a adição de assinaturas palinológicas no perfil vertical das sucessões com carvão, para distinguir entre carvões de sistemas transgressivos e regressivos (Casagrande *et al.*, 1974; Coates *et al.*, 1980). Banerjee *et al.* (1995) identificaram cinco comunidades de plantas com base nas proporções relativas de pólenes terrígenos, esporos e quistos aquáticos, incluindo dinoflagelados, e sua sucessão vertical contrastante permitiu definir camadas transgressivas e regressivas.

Em 1997 foi publicado um artigo de estratigrafia de sequência e carvões que foi recebido com certa surpresa pelo meio acadêmico, pois os autores – Kevin Bohacs e John Suter - eram geólogos de petróleo, coincidentemente da mesma companhia que teve fundamental importância na idealização do modelo clássico, que era a companhia Exxon. Os autores discutiram detalhadamente os controles da formação de carvão, enfatizando o que Cross já tinha modelado em 1988: o controle fundamental na formação e preservação do carvão é a taxa de acomodação em relação à produção de turfa. Bohacs & Suter (1997) demonstraram que dentro de uma seqüência deposicional, normalmente representada como uma clinofórmula estendida para a bacia, a ocorrência e distribuição de carvões parálicos são claramente previsíveis, de forma que o modelo foi na época uma das abordagens teóricas mais avançadas para a análise estratigráfica de sucessões portadoras de carvão e acabou virando um *benchmark paper* para a geologia de carvão.

Cabe ressaltar que o trato de regressão forçada não era considerado no modelo dos autores, uma vez que este só foi “oficialmente” incluído no modelo da estratigrafia de sequência no final dos anos noventa.

Também é interessante registrar que enquanto alguns pesquisadores de carvão favoreciam o conceito de seqüências deposicionais delimitadas por discordâncias, geradas por quedas de nível de base. Outros preferiram trabalhar com as *seqüências estratigráficas genéticas* de Galloway (1989). Esse autor, construindo sobre o conceito do episódio deposicional de Frazier (1974), propôs uma unidade estratigráfica delimitada por superfícies de transgressão máxima, envolvendo o que ele chamou uma seqüência estratigráfica genética. Esse tipo de sequência é facilmente reconhecível em águas rasas marinhas e marginais, mas difícil de reconhecer em ambientes não marinhas. Hamilton e Tadros (1994) propuseram que as camadas de carvão regionalmente extensas podem funcionar como limites de seqüência genética porque têm os atributos de limites de seqüência genética como descrito por Galloway (1989), como a ausência de influxo clástico, que é extremamente característico da fase transgressiva máxima.

Entretanto, o conceito de carvão como limite de seqüências genéticas *sensu* Galloway (*op.cit.*) não evoluiu. Em uma resposta bastante incisiva ao trabalho de Hamilton e Tadros (1994), Aitken (1995) mostrou algumas razões pelas quais as camadas de carvão não são limites de seqüência genética *sensu* Galloway. O argumento principal é semelhante ao discutido por Shearer *et al.* (1994): muitas vezes as camadas de carvão não são corpos únicos ou singulares, mas multi-episódicos; assim, não representam uma única superfície e, portanto, não podem ser tomadas como superfícies transgressivas máximas.

No entanto, isso não invalida o uso de superfícies de inundação para estudar estratos de carvão. Pashin (2000) usou ciclos deposicionais limitados pela superfície de inundação para fazer modelos 3D de espaço de acomodação. Diessel *et al.* (2000 a,b) também utilizaram superfícies de inundação para identificar as tendências de acomodação em camadas de carvão, incluindo superfícies de inundação não marinhas correlacionadas com superfícies de inundação marinha.

Atualmente, a estratigrafia de sequência tem ampla aceitação pelos geólogos de carvão, e é aplicada nas mais variadas bacias. Petersen *et al.* (2013), por exemplo, estudaram carvões parálicos de uma sucessão sedimentar do Rhaetiano (Neo-Triássico) da Bacia da Dinamarca, interpretando os ambientes

formadores de turfa em um contexto de estratigrafia de seqüências, vinculando as duas principais camadas naquela sucessão sedimentar ao trato de sistemas transgressivo e ao de nível alto. Outro exemplo é o trabalho de Lv & Chen (2014), que focalizam nas sucessões de carvão permo-carbonífero na província de Shandong, norte da China, a fim de compreender os processos deposicionais e a estratigrafia de uma bacia epicontinental, comparando os padrões das camadas de carvão no âmbito de um arcabouço estratigráfico seqüencial.

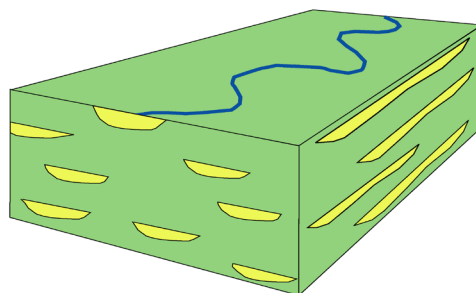
2.3 Estratigrafia de seqüências e formação de carvão em sistemas fluviais

A preservação dos depósitos fluviais e das camadas de turfa associadas é controlada principalmente pela criação de espaço de acomodação – como foi visto antes, este é o principal mecanismo controlador da preservação de sedimentos, tanto em contexto transicional ou marinho quanto em contexto continental. Reitera-se que para depósitos aluviais, o nível de base é representado pelo chamado *perfil de equilíbrio*, como foi visto acima. A criação de espaço, e conseqüentemente a acumulação fluvial, ocorrerá quando há subida do perfil de equilíbrio, enquanto que os processos de erosão estarão associados aos períodos de rebaixamento do perfil de equilíbrio.

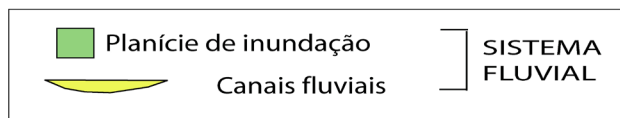
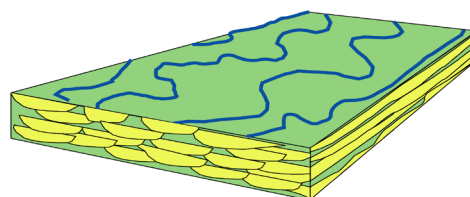
A tectônica afeta diretamente o perfil de equilíbrio, já que os intervalos de subsidência ocasionam uma subida do mesmo, possibilitando a acumulação fluvial, enquanto que os soerguimentos diminuem o perfil de equilíbrio, fazendo com que os canais fluviais erodam os sedimentos previamente depositados. Portanto, em épocas de baixa criação de espaço devido a queda do nível de base, os canais tendem a amalgamar, ocorrendo pouca ou nenhuma sedimentação de fácies de planície de inundação. Já na situação onde o nível de base esteja subindo a altas taxas, criando muito espaço de acomodação, os canais fluviais ficam espalhados em meio a amplas planícies de inundação. Frente ao ciclos de variação do nível de base no contexto aluvial, portanto, estes são os dois extremos no espectro de preservação de fácies fluviais (Fig. 6).

Figura 6 - As variações do nível de base no contexto aluvial controlam a formação e preservação de fácies fluviais. Os dois extremos no espectro de preservação de fácies fluviais são os seguintes: em épocas de baixa criação de espaço devido à queda do nível de base, os canais tendem a amalgamar, ocorrendo pouca ou nenhuma sedimentação de fácies de planície de inundação, enquanto que na situação onde o nível de base esteja subindo a altas taxas, criando muito espaço de acomodação, os canais fluviais ficam espalhados em meio a amplas planícies de inundação (modificado de Holz, 2012).

Nível de base alto - muito espaço de acomodação
Planície de inundação com canais fluviais isolados



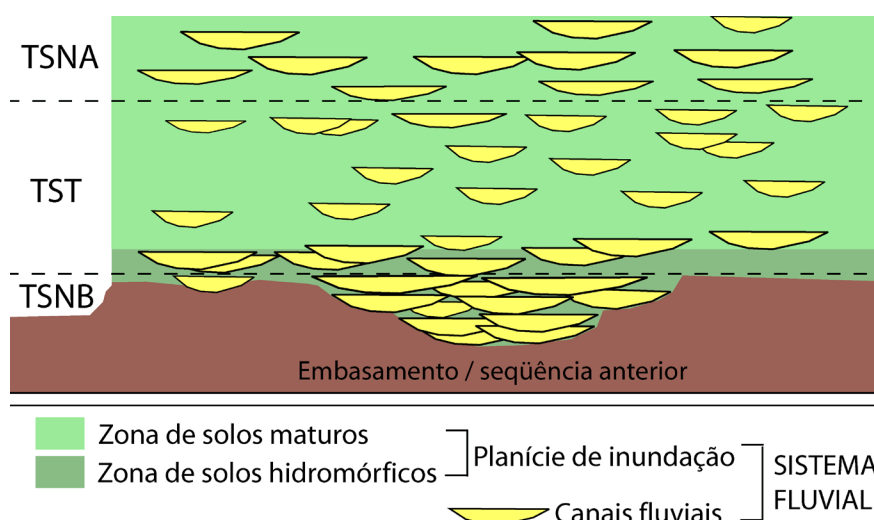
Nível de base baixo - pouco espaço de acomodação
Canais fluviais amalgamados



Wright & Marriot (1993) foram os primeiros a discutir especificamente a relação entre acomodação e sedimentação fluvial. Os autores exploraram a idéia de que uma planície fluvial apresenta um limite na capacidade de acumular sedimentos. O espaço de acomodação para acumular sedimentos numa planície é controlado pela elevação do canal e da profundidade de seus bancos, portanto, o nível de base é realmente o principal controlador da sedimentação em depósitos fluviais. Quando o nível de base é estacionário, os depósitos de planície rapidamente agradam e a acreção lateral substituirá a sedimentação agradacional e os canais se amalgamarão. Se o nível de base sobe, o aumento no espaço de acomodação favorece o acúmulo de sedimentos na planície e os canais se desenvolvem de maneira mais isolada. Baseado nestas premissas, Wright & Marriot (1993) propuseram um modelo arquitetural para seqüências fluviais. Neste modelo, o trato de sistemas de nível baixo (TSNB) é caracterizado por canais amalgamados, de granulometria mais grossa. Durante a deposição inicial do trato de sistemas transgressivo (TST), a acomodação, ainda que crescente, é baixa o suficiente para produzir corpos arenosos amalgamados, enquanto que a deposição no final do TST, devido à alta taxa de acomodação, leva ao desenvolvimento de corpos de canais isolados. Durante a deposição de sedimentos no trato de sistemas de nível alto (TSNA), o rápido decréscimo no espaço de acomodação é responsável pela nova formação de canais amalgamados (Fig.7). Estes comumente são erodidos durante a fase de queda que forma a seqüência seguinte. O trato de sistemas de regressão forçada não é contemplado nesse modelo porque ainda não existia no modelo da estratigrafia de seqüência da época.

Os autores inclusive vinculam a formação de solos em seu modelo estratigráfico. O limite de seqüência, caracterizado pela erosão e pela exposição subaérea (terraceamento fluvial) apresentará desenvolvimento de solos maduros, bem drenados. Por essa óptica pedogênica, o TSNB é caracterizado pelo desenvolvimento de solos imaturos, hidromórficos, que são solos tipicamente desenvolvidos sob condições de drenagem pobre, de cor marrom acinzentado, com concreções ferrígenas e manganésíferas. Já o TST, melhor drenado, é caracterizado pelo desenvolvimento de solos maduros. Portanto, no sistema fluvial a mudança de um trato de sistemas para outro pode ser caracterizado e detectado não apenas pelo estilo dos canais fluviais, mas também pelo tipo de solo desenvolvido.

Figura 7: Modelo arquitetural para seqüências fluviais de Wright & Marriot (1993), onde a geometria e a disposição espacial dos canais fluviais têm controle estratigráfico: no trato de sistemas de nível baixo (TSNB) os canais são mais amalgamados, enquanto que no trato de sistemas transgressivo



(TST), a acomodação crescente leva ao desenvolvimento de canais cada vez mais isolados. Durante o trato de sistemas de nível alto (TSNA), o rápido decréscimo no espaço de acomodação é responsável pela nova formação de canais amalgamados, que comumente são erodidos durante a fase de queda que forma a seqüência seguinte. O trato de sistemas de regressão forçada não é contemplado nesse modelo porque ainda não existia no modelo da estratigrafia de seqüência da época.

Modelos similares foram propostos por Olsen *et al.* (1995) e Shanley & McCabe (1993, 1994, 1998). No Brasil, Silva (1994) foi um dos primeiros a abordar a estratigrafia de sequência de sistemas fluviais, em uma nota técnica onde lembra que em larga escala, tectonismo, flutuações climáticas e eustasia controlam o desenvolvimento da rede fluvial, e que os rios tendem a se ajustar às condições presentes, de modo que rebaixamentos do nível de base podem levar a correções no padrão, na inclinação e na sinuosidade de canais fluviais.

Os sistemas fluviais entrelaçados não formam carvão porque são de alta energia deposicional, e tem planícies de inundação muito reduzidas ou ausentes. Já no contexto de canais fluviais meandantes podem-se desenvolver ambientes formadores de turfa, em face à ampla ocorrência de planícies de inundação. As camadas de carvão associadas a esse tipo de sistemas fluviais acompanham a distribuição das planícies de inundação, já que nesses sistemas a turfa é acumulada em meandros abandonados, conhecidos como *ox bow lakes*, e nos pequenos lagos ou pântanos que existem espalhados na planície de inundação do sistemas fluviais (Fig. 8).

Contudo, embora possam se originar em sistemas fluviais meandantes, as camadas de carvão sempre vão ser relativamente descontínuas, por dois motivos:

Primeiro, porque refletem a localização um tanto quanto restrita desses corpos d'água parados, existentes nas planícies de inundação. Eles só se formam quando um canal é abandonado ou quando existe uma depressão em desnível suficiente para acumular água e constituir um ambiente formador de turfa. Como os *ox bow lakes* e os lagos/pântanos fluviais nunca tem mais do que alguma centena de metros de extensão, as respectivas camadas de carvão tem extensão restrita a algumas centenas de metros.

O segundo motivo é a dinâmica do sistema fluvial meandrante. Devido a intensa e relativamente rápida migração lateral dos canais – a literatura fala em períodos de cinco a dez mil anos para um sistema de canais “varrer” a sua planície por inteira- a área da planície de inundação é constantemente retrabalhada pelos canais em deslocamento, erodindo os depósitos de turfa que possam ter se formado (Fig.8).

Portanto, do ponto de vista do sistema deposicional onde se formam, os carvões fluviais tem duas características que resultam na sua pouca importância do ponto de vista econômico: são muito espalhados e muito descontínuos.

Do ponto de vista do controle estratigráfico, aplica-se o que foi discutido antes: quanto maior for a amalgamação dos canais fluviais devido à falta de espaço de acomodação, menos depósitos de planície de inundação vão se formar, e por conseqüência, menos camadas de carvão. Assim, o trato de sistemas de nível baixo (TSNB) e de nível alto (TSNA) são menos favoráveis a registrar camadas de carvão, enquanto que o trato de sistemas transgressivo (TST), onde os canais ficam espalhados e amplos depósitos de planície de inundação podem se desenvolver, a chance de acumular turfa em lagos e *ox bow lakes* é maior, principalmente no início do TST. Isso ocorre porque, segundo alguns autores (*e.g.*, Olson, 1997), a época do máximo transgressivo, que marca o final do TST e o início do TSNA, eventualmente pode ser uma época de influencia marinha na planície fluvial, devido a ação de ondas e de marés que podem resultar em influencia de águas salinas nos ambientes formadores de turfa.

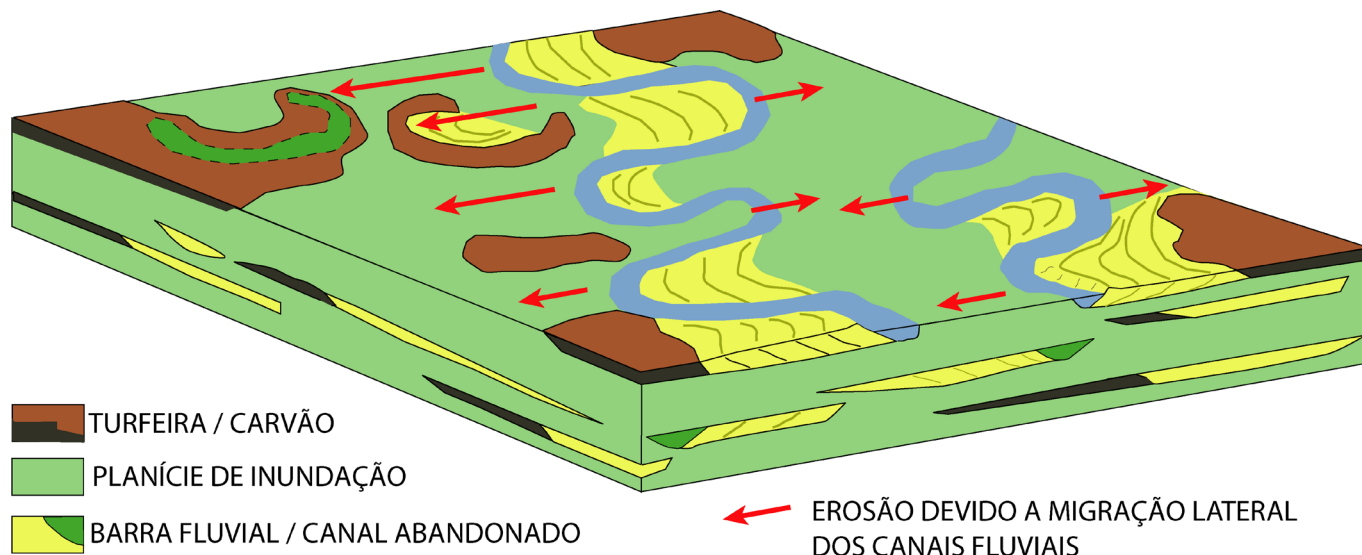


Figura 8: Os ambientes formadores de turfa em um contexto de rios meandrantés: expressivas camadas de carvão são raras nesse tipo de ambiente por dois motivos: devido a localização um tanto quanto restrita dos corpos d'água parados, e devido a intensa e relativamente rápida migração lateral dos canais, mecanismo que faz com que a área da planície de inundação seja constantemente retrabalhada pelos canais em deslocamento, erodindo os depósitos de turfa que possam ter se formado.

Aitken & Flint (1995) aplicaram o modelo básico da estratigrafia de sequência a uma sucessão fluvial em uma bacia no Kentucky (USA). Eles reconhecem que parassequências e conjuntos de parassequências não são identificáveis, o que é de se esperar haja visto que esse tipo de unidade sedimentar é parálica. No entanto, os autores identificam tratos de sistemas com base nas geometrias deposicionais, delimitando TST e TSNA na sucessão, e concluem que a estratigrafia de sequências é aplicável aos sistemas fluviais em nível de tratos de sistemas de 4ª ordem.

Em vez de usar o modelo dos tratos de sistemas geométricos, alguns autores preferem trabalhar com o conceito de trato de sistemas de alta e de baixa acomodação (*Low- and High-Accommodation systems tracts*), termo introduzido por Dahle *et al.* (1997) e popularizado por Catuneanu em seu livro-texto de 2006. Os autores preferem essa terminologia porque acham que em sistemas fluviais, ou seja, sistemas longe da margem da bacia e da influência marinha direta, fica muito difícil, senão impossível, o estratígrafo reconhecer e demarcar os quatro tratos do modelo básico da estratigrafia de sequências.

Nesse contexto, o trato de sistemas de baixa acomodação é uma sucessão sedimentar ligado a regressão normal e ao vale inciso preenchido por canais amalgamados e pouca fácies de planície de inundação (ou seja, tem razão areia/lama muito alta) e portanto, não desenvolve turfeiras, de modo que carvão é ausente ou muito raro nesse trato. As texturas são tipicamente grossas e a geometria deposicional é progradacional.

Já o trato de sistemas de alta acomodação é formado durante a fase de acentuada subida do nível de base, onde ocorre criação de espaço maior do que o aporte sedimentar. Esse trato tem uma geometria agradacional, textura mais fina devido a abundante ocorrência de fácies de planície de inundação (ou seja, razão areia/lama baixa). Camadas de carvão são frequentes nesse trato e tendem a ser mais localizadas do que espaiadas, além de serem mais espessas.

2.4 Estratigrafia de sequências e a formação de carvão em sistemas parálicos

Um dos principais locais de formação de turfeiras – o ambiente deposicional que leva às camadas de carvão – é o ambiente parálico, ou seja, os corpos d'água próximos à linha de costa. Segundo Diessel (1970), mais de noventa por cento dos carvões no mundo se formaram em sistemas parálicos. Dentro desse contexto, o que acontece em uma turfeira é diretamente controlado pelo nível do mar, ou seja, o nível de base importante na formação de carvão parálico não é o perfil de equilíbrio, mas o nível relativo do mar.

Turfa só se forma em lâminas d'água relativamente rasas, da ordem de alguns metros. Se o nível do mar desce esses poucos metros, a turfeira fica exposta e a matéria vegetal de ambiente continental (troncos, arbustos, galhos, folhas, etc.) oxida e se perde, não formando carvão. Se o nível sobe muito, a lâmina d'água na turfeira fica muito alta, e não se forma turfa de modo eficiente, apenas alguns acúmulos delgados e espalhados vão ocorrer. Desta forma, parece bastante evidente que os conceitos básicos que regem a estratigrafia de sequências têm perfeita aplicação aos sistema formador de carvão nos sistemas parálicos.

Entendeu-se que volumes significativos de turfeiras ricas em matéria orgânica só serão preservados e formarão carvão se a criação de espaço de acomodação se igualar à taxa de acumulação (produção) de matéria orgânica (vide capítulo 4). Se a criação de espaço for inferior a taxa de produção da turfeira, haverá erosão e oxidação, caso contrário a turfeira será inundada por sedimentos clásticos ou afogada.

Quem aplicou esse conceito de modo pioneiro às sucessões portadoras de carvão foram os já mencionados geólogos de petróleo Bohacs & Suter (1997). Com base no que já tinha sido referido por Gastaldo *et al.* (1993), Aitken & Flint (1995) e outros, Bohacs e Suter (1997) discutiram detalhadamente esse papel e seu controle de formação de camadas de carvão, mostrando que a formação de carvão mais importante (no que se refere a espessura e extensão regional) ocorre na fase inicial do trato de sistemas transgressivo. O modelo preditivo de carvão como descrito por Bohacs e Suter pressupõem taxa de aporte constante, tal qual o modelo básico da estratigrafia de sequências. Só que aqui não se trata de siliciclásticos, mas de material formador de turfa, ou seja, a matéria vegetal produzida pelo ecossistema. Tendo o aporte de matéria vegetal constante, o modelo prevê o controle do espaço de acomodação (variável) frente ao aporte (constante) de matéria vegetal. Portanto, dentro de uma seqüência deposicional, a ocorrência e distribuição dos carvões parálicos são previsíveis.

Durante a deposição do trato de sistemas de nível baixo, a taxa de criação de espaço é pequena, e o espaço disponível na turfeira é prontamente preenchido verticalmente. Então a turfeira estende-se horizontalmente, formando carvão em camadas delgadas a moderadamente espessas , e relativamente contínuas.

Durante a fase final do trato de sistemas de nível baixo, no limite para o trato de sistemas transgressivo, a taxa de acomodação está em certo equilíbrio com a taxa de aporte de material vegetal, o que cria um ambiente propício à agradação, de modo que o espaço é preenchido sem que a turfeira precise estender para os lados para acomodar a matéria vegetal. Assim, se formam camadas relativamente espessas, mas lateralmente descontínuas de carvão.

Durante o desenvolvimento do trato de sistemas transgressivo, a taxa de acomodação é cada vez maior e, portanto, muito mais alta que a de aporte de matéria vegetal. As turfeiras podem se formar no início do TST, mas no decorrer da transgressão, são frequentemente inundadas pelo mar, diminuindo a preservação da turfa. Estes fatores – o aporte relativo baixo e a alta influência marinha - impedem acumulação significativa,

e apenas camadas finas, descontínuos e dispersas de carvão são formadas durante grande parte do TST.

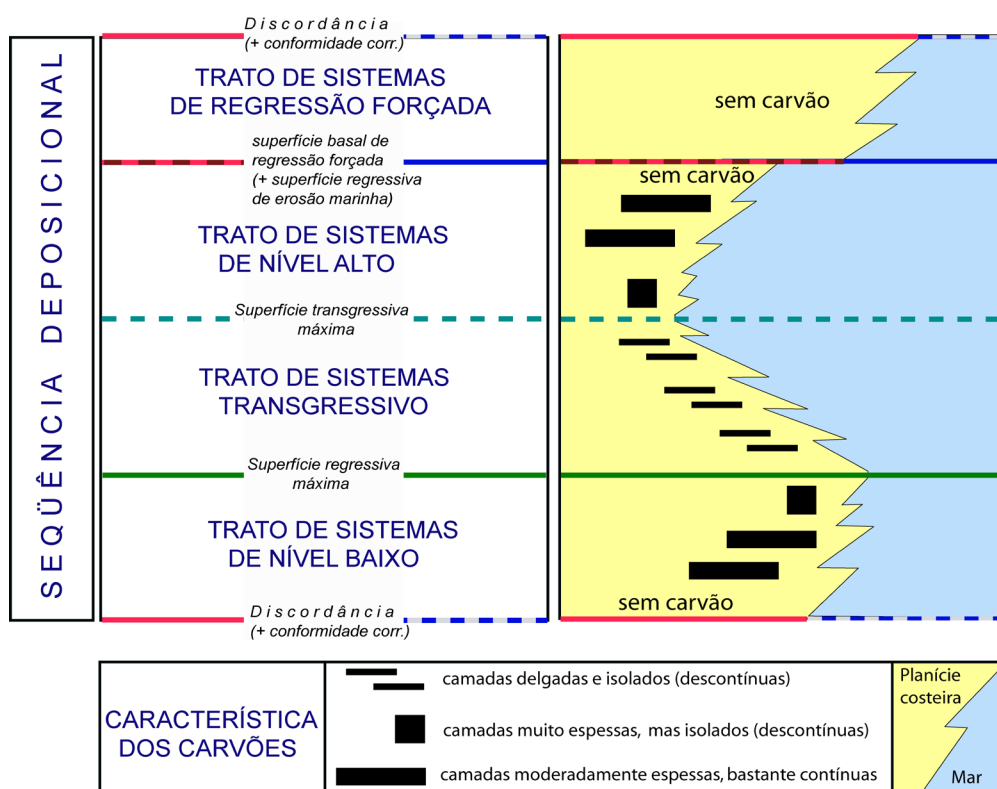
No trato de sistemas de nível alto inicial ocorre a situação similar aquela do limite entre os tratos de nível baixo e do transgressivo: a fase de agradação, devido a similaridade entre acomodação e aporte, levam à formação de carvões espessos e isolados. No trato de sistemas de nível alto final, que é fortemente progradante, as camadas de carvão são menos espessas e mais contínuas devido a diminuição na taxa de acomodação.

Durante a fase de regressão forçada e formação de discordância, camadas de carvão não se formam, e frequentemente as camadas do trato de nível alto subjacente são erodidas.

Como tudo em estratigrafia de sequências, esse modelo deve ser usado como ferramenta de análise para fins de compreensão da bacia sob estudo, não como esquema rígido de interpretação geológica. Os próprios autores chamam atenção para o fato que frente a uma determinada taxa de geração de turfa, a ocorrência de carvão parálico pode variar significativamente devido a variações locais na taxa de acomodação. Taxas mais baixas vão favorecer o desenvolvimento de espessas camadas de carvão no início do trato de nível baixo, porque o crescimento lento do espaço de acomodação é acompanhado relativamente fácil pelo aporte da matéria vegetal. Situação similar vai ocorrer no final do trato de nível alto. Já taxas muito elevadas de acomodação podem impedir a criação de turfeiras na bacia, já que a taxa de criação de espaço estaria sempre muito mais elevada que a de aporte de matéria vegetal. Nesse caso, apenas lamitos carbonosos iriam se desenvolver.

Esse modelo foi testado e aperfeiçoado por vários autores em diferentes bacias sedimentares, inclusive no Brasil (e.g., Diessel, 1998, 2000, 2007; Holz *et.al*, 2002; Holz & Kalkreuth, 2004; Suess *et al.*, 2007; Desjardins *et al.*, 2009). A Figura 9 mostra a ocorrência e distribuição ideais de carvões parálicos dentro de uma sequência de deposição completa.

Figura 9: Modelo conceitual das características das camadas de carvão formadas ao longo de um ciclo completo de queda e subida do nível de base gerando uma seqüência deposicional.



e subida do nível de base gerando uma seqüência deposicional. O modelo preditivo de carvão pressupõem taxa constante de aporte de matéria vegetal, sendo a geometria das camadas de carvão controladas pela variação de espaço de acomodação nas turfeiras. O modelo mostrado na figura é inspirado no modelo clássico de Bohacs & Suter (1997), na época proposto ainda sem o trato de sistemas de regressão forçada (modificado de Holz, 2012).

2.5 Aplicações – Exemplos brasileiros

No Brasil, a única bacia que tem uma sucessão portadora de carvão importante do ponto de vista econômico é a Bacia do Paraná. Essa bacia intracratônica registra, nas unidades do Eo-Permiano na borda sul-sudeste, geograficamente abrangendo os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, importantes camadas de carvão que se estendem por dezenas de quilômetros e tem espessuras cumulativas da ordem de 12 metros. Nessa sucessão, que litoestratigraficamente é conhecida como Formação Rio Bonito, diferentes autores aplicaram os modelos da estratigrafia de sequência.

2.5.1 Jazida de Candiota

Os carvões da região sudoeste do Rio Grande do Sul, Jazida de Candiota, foram analisados sob esse ponto de vista paleogeográfico e de estratigrafia de sequências por Alves & Ade (1996).

O pacote sedimentar contendo as camadas de carvão, litoestratigraficamente denominado Fm. Rio Bonito, materializa uma sequência deposicional de terceira ordem cujo limite inferior é caracterizado por uma superfície em *onlap* sobre o embasamento cristalino e uma discordância cortando os depósitos do Grupo Itararé. O limite superior da sequência deposicional é marcado por uma desconformidade que coincide com o limite litoestratigráfico entre as Formações Rio Bonito e Palermo. Essa sequência de terceira ordem é constituída por seis parasequências de quarta ordem preservadas em um vale inciso. Nesta sequência foram identificados o Trato de Sistemas de Nível Baixo (parasequência A), o Trato de Sistemas Transgressivo (parasequências B,C,D e E) e o Trato de Sistemas de Nível Alto (parasequência F, Fig. 10).

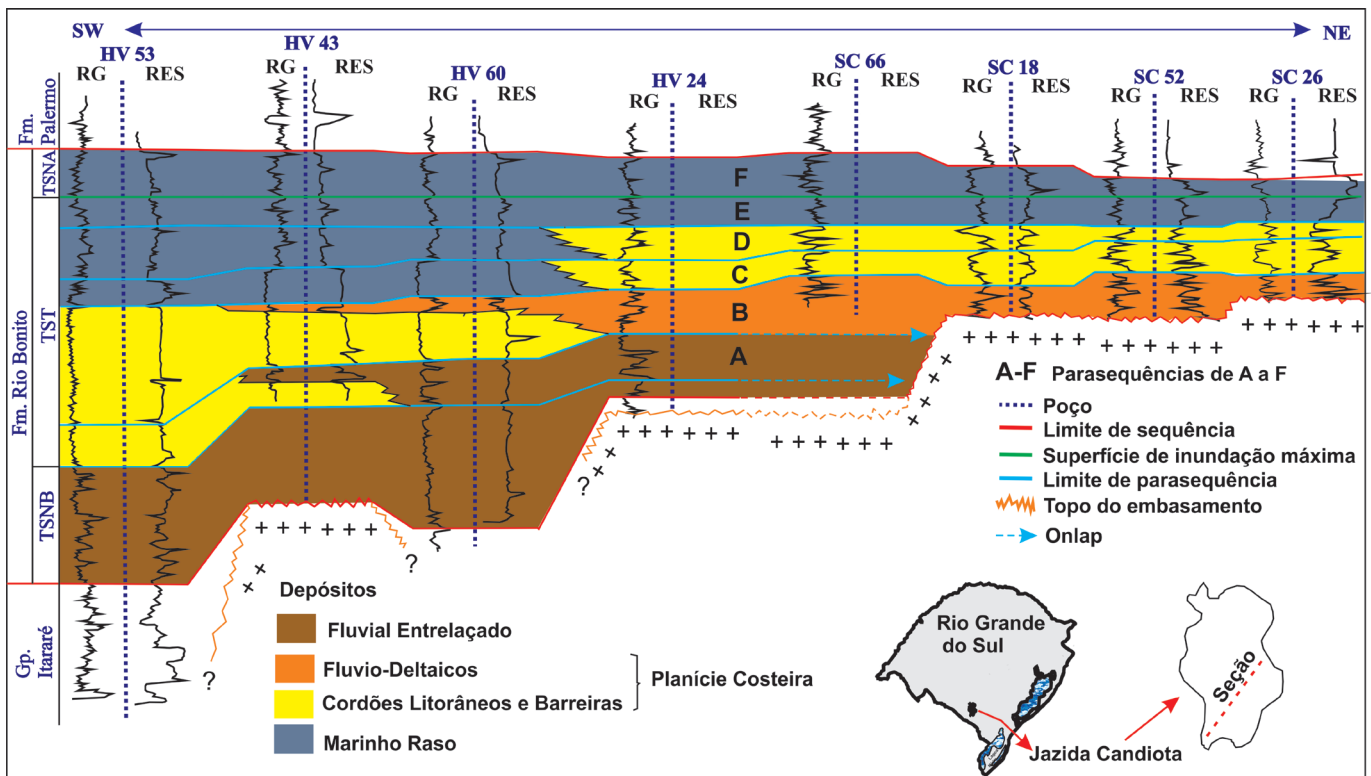


Figura 10: Seção estratigráfica na Jazida de Candiota com os limites da sequência de terceira ordem, as parasequências A a F e os tratos de sistemas de Nível Baixo, (TSNB), Transgressivo (TST) e Nível Alto (TSNA) (Alves & Ade, 1996).

A deposição da *parasequência* "A" ocorre no trato de sistemas de nível baixo marcando o início da subida do nível de base através de um sistema fluvial entrelaçado encaixado no paleovale, já protegido por uma barreira litorânea. Com a subida em pulsos do nível de base, e a consequente migração do *onlap* costeiro para as bordas do vale, instala-se um sistema fluvio-deltaico e lagunar com pântanos, protegido por barreira litorânea, formando o trato de sistemas transgressivo (parasequências B,C,D e E). Neste conjunto de parasequências estão presentes as camadas de carvão. A parasequência "F" arenosa, marcada na base pela superfície de afogamento e no topo pela discordância com a Fm. Palermo, materializa o trato de sistemas de nível alto. A figura 11 ilustra esse comportamento transgressivo através do mapeamento na sucessão de parasequências da migração dos depósitos marinhos e de barreira litorânea sobre os depósitos fluvio-deltaicos e lagunares.

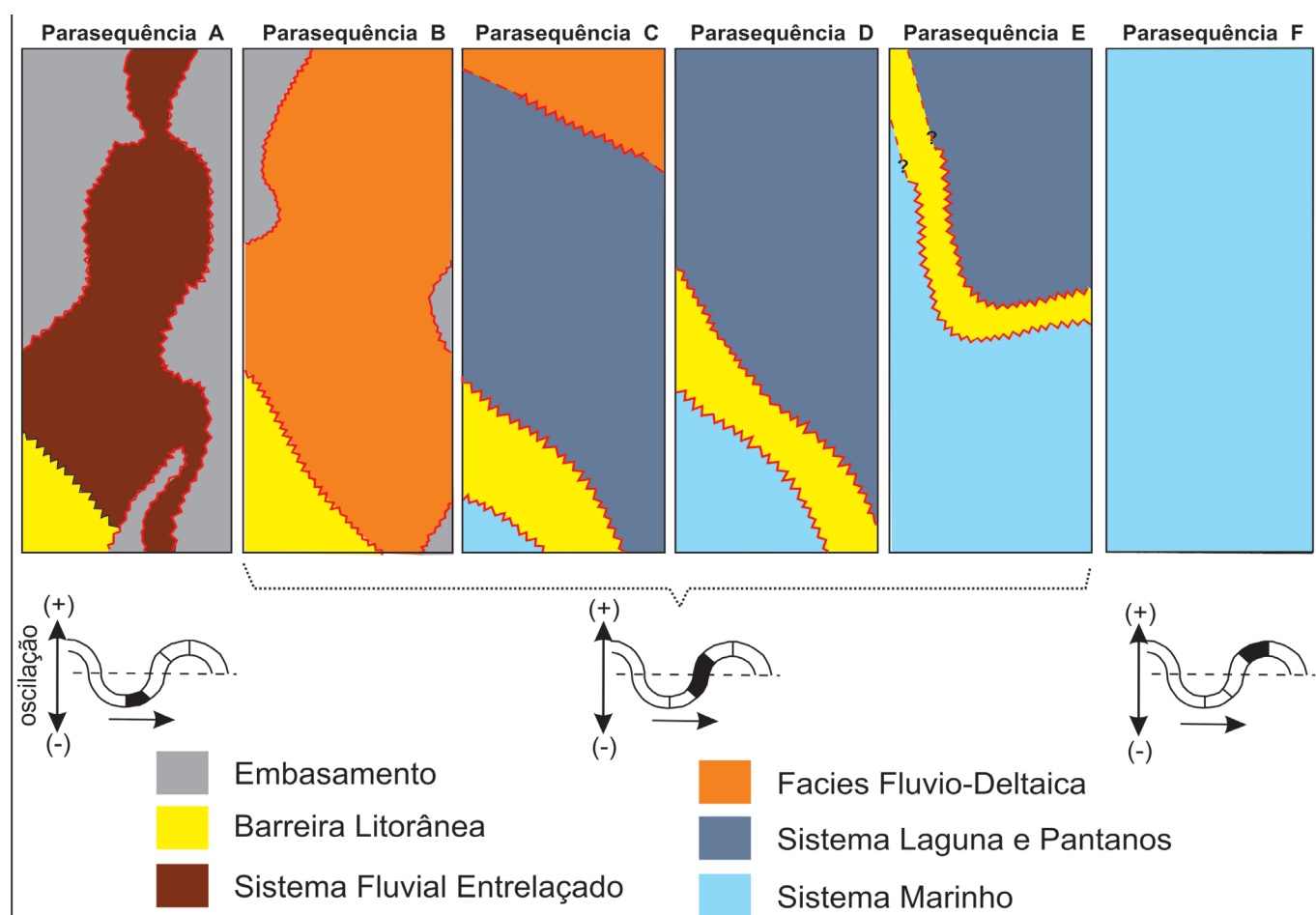


Figura 11- Evolução paleogeográfica da região de Candiota conforme o mapeamento da variação espacial dos sistemas marinhos e costeiros nas parasequências de A a F e a respectiva posição dos tratos de sistemas, mostrando a transgressão do cordão litorânea /barreira e da sedimentação marinha sobre depósitos fluviais entrelaçados, fluvio-deltaicos e lagunares com pântanos associados (Alves & Ade, 1996).

Nos testemunhos da sondagem SC-030, Mina de Candiota, pode-se observar as camadas de carvão com lâminas pelíticas intercaladas, associadas ao trato transgressivo (parasequências B, C, D e E). Estas camadas apresentam espessuras inferiores a 2m com turfeiras que se desenvolveram em um sistema laguna-barreira associado a condições parálicas (fig. 12). Esses carvões foram posicionados no andar sakmario com base em datação radiométrica U-Pb (Simas *et al.* 2012).

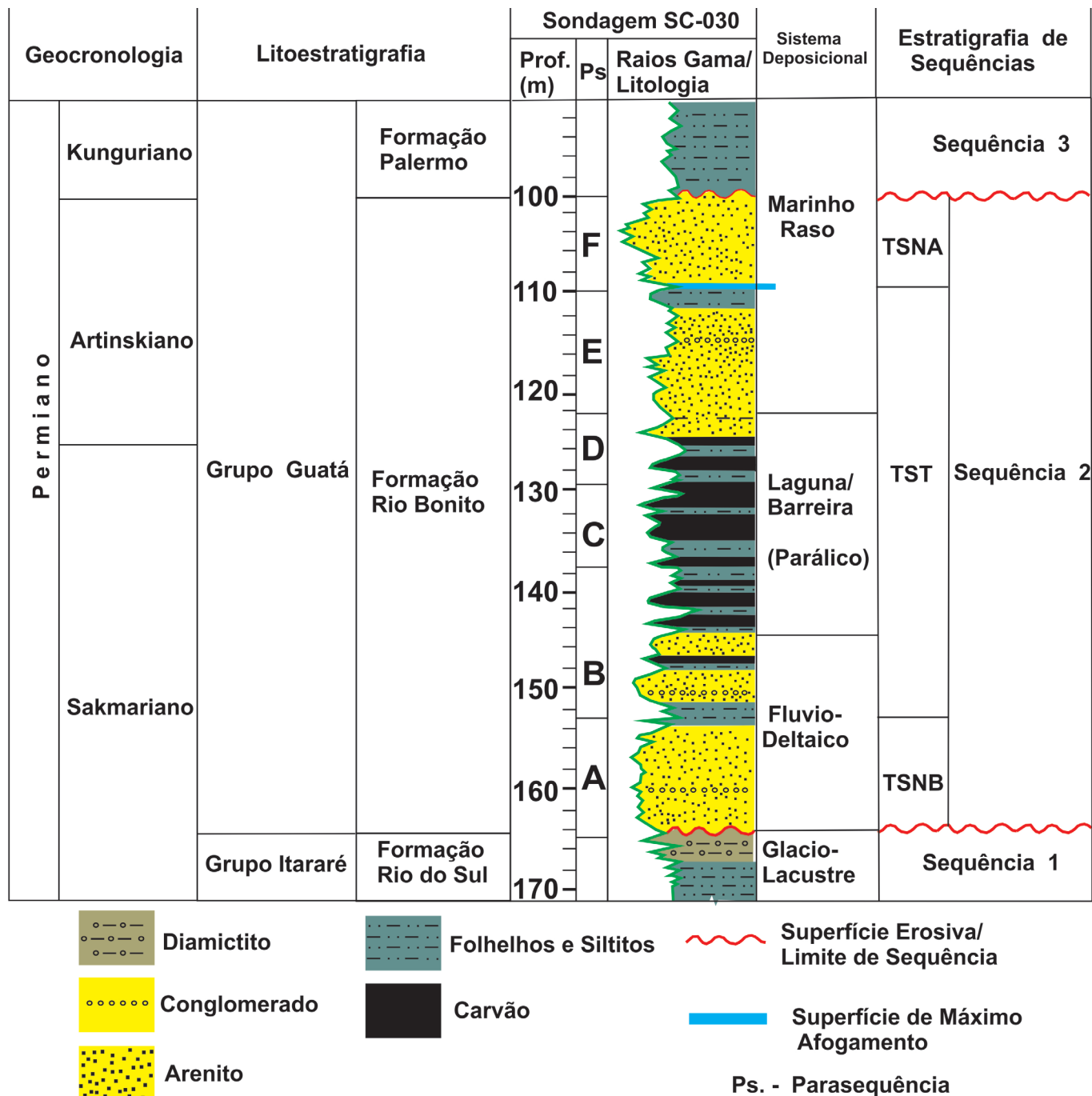


Figura 12: Sucessão vertical na Mina de Candiota do pacote carbonoso descrito nos testemunhos da sondagem SC-30, mostrando a associação cronoestratigráfica, litoestratigráfica e a estratigrafia de sequências, os limites superior e inferior da sequência bem como as parasequências de A a F. As camadas de carvão estão associadas ao trato de sistemas transgressivo (modificado de Alves & Ade 1996).

2.5.2 Jazida Leão-Butiá

Na região central do RS, na área das minas de Leão e Butiá, Silva *et al.* (2008) apresentaram um estudo da sucessão com carvão, concluindo que a fase principal de desenvolvimento das camadas de carvão é vinculado a um contexto de barreira-laguna dentro do trato de sistemas transgressivo (TST) da sequência deposicional. Os depósitos fluvio-deltaicos da base são interpretados como sendo do Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB), enquanto que a progradação costeira no topo da sucessão portadora de carvão é

do trato de sistemas de nível alto (TSNA) daquela sequência deposicional, que no topo é cortada por um limite de sequências registrado por uma camada conglomerática delgada e sobreposta por fácies costeiras e marinhas rasas (Fig. 13).

Geocronologia		Litoestratigrafia		Sistemas e padrões deposicionais	Estratigrafia de Sequências
Permiano	Kunguriano	Gr. Passa Dois	Formação Irati	marinho restrito	SEQÜÊNCIA 4
		Grupo Guatá	Formação Palermo	costeiro (praial à costa-afora)	SEQÜÊNCIA 3
	Artinskiano		Formação Rio Bonito	sistemas barreira-laguna	SEQÜÊNCIA 2
				fluvio-deltaico	
Sakmariano	Grupo Itararé	Formação Rio do Sul	marinho raso		
Neo-Proterozóico	Suite Cambaí		glacial	SEQÜÊNCIA 1	

Figura 13: Estratigrafia de sequências da sucessão portadora de carvão na região central do Rio Grande do Sul, baseado no trabalho de Silva et al. (2008). Note que a sequência 2, que encerra as camadas de carvão, comporta três tratos de sistemas: os depósitos fluvio-deltaicos da base são do Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB), os sistemas barreira-laguna em retrogradação são do Trato de Sistemas Transgressivo (TST), enquanto que a progradação costeira no topo da sucessão portadora de carvão é do trato de sistemas de nível alto (TSNA) daquela sequência deposicional.

2.5.3 Correlação entre o Rio Grande do Sul – Santa Catarina

Um bom exemplo da aplicação dos conceitos da estratigrafia de sequência em escala regional é a correlação entre as sucessões portadoras de carvão de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul.

O conjunto litoestratigráfico composto pelo Grupo Itararé e as Formações Rio Bonito, Palermo e Irati - representa o registro da deposição terrígena clástica e química da Bacia do Paraná desde o Stefaniano (Neo-Carbonífero) até o Wordiano (Neo-Permiano), *c.f.* Schneider et al. (1974) e Milani et al. (1994). Esta deposição, em linhas gerais, ocorreu inicialmente sob influência glacial (Grupo Itararé), passou por um estágio de aporte clástico intenso e formação de grandes deltas e planícies costeiras (Formação Rio Bonito), evoluiu para um ambiente de mar raso com características de plataforma interna (Formação Palermo) e finalmente com características de mares isolados ou de circulação restrita (Formação Irati).

No Rio Grande do Sul, o registro dessa sucessão tem início no Sakmariano (Eo-Permiano), portanto, algo retardado em relação às áreas de depocentro da Bacia do Paraná. Em razão disto, existem alguns problemas de correlação com as colunas formalmente propostas, em especial com relação ao Grupo Itararé, que é dividido em várias formações, de difícil reconhecimento no Rio Grande do Sul. Uma situação similar - uma discrepância litoestratigráfica - detecta-se na comparação da divisão formal da Formação Rio Bonito em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul.

Nas zonas que podem ser consideradas depocentros da bacia no tempo de deposição da Formação Rio Bonito (Sakmariano/Artinskiano), a formação é dividida em três membros: Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis (Schneider *et al.*, 1974). A unidade apresenta arenitos fluvio-deltaicos na base (Membro Triunfo), sucedida por uma notável intercalação marinha, manifestada nos depósitos sílticos-argilosos do Membro Paraguaçu, e um topo caracterizado por arenitos fluviais, costeiros e importantes camadas de carvão (Membro Siderópolis).

No Rio Grande do Sul, a divisão tripartida da Formação Rio Bonito não é reconhecida, e muitos autores tratam a unidade como indivisa ou afirmam que no Estado gaúcho existe apenas o Membro Siderópolis, topo da formação.

A pergunta que se faz diante dessa discrepância é a seguinte: o que aconteceu com a deposição da Formação Rio Bonito no Rio Grande do Sul, já que a divisão tripartida claramente observada em Santa Catarina não é mais reconhecida no Estado gaúcho? Ou seja, onde estão os três membros da Formação Rio Bonito no Rio Grande do Sul?

A análise da seção completa da unidade Rio Bonito, como se expõem em sondagens perfuradas ao longo de praticamente toda a borda da Bacia do Paraná nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, ou em seções aflorantes como na área de Criciúma/Urussanga (SC) ou na Serra do Rio do Rastro (“Coluna White”), permite uma divisão nos seguintes termos:

Tendo o conjunto se depositado no Sakmariano/Artinskiano, ele envolve um período deposicional de aproximadamente 15 milhões de anos. Esta sucessão de rochas encontra-se inserida em um pacote maior, denominado de seqüência Carbonífera-Eo-Triássica por Milani *et al.* (1994), que é caracterizada como uma seqüência deposicional de segunda ordem. Portanto, a sedimentação das rochas litoestratigraficamente denominadas de Formação Rio Bonito pode ser considerada um evento deposicional de terceira (*e.g.*, Holz, 1999), se levado em conta exclusivamente a *duração* do evento deposicional que se rotula de “Rio Bonito”, ou seja, dos deltas pós-glaciais até a efetiva instalação de um mar epicontinental transgressivo sobre os ambientes parálicos (costeiros e associados).

Esta ressalva é importante porque uma seqüência deposicional, por definição, tem discordâncias como superfícies limítrofes, não simples variações litofaciológicas. Na prática, contudo, nota-se que comumente os limites de seqüências coincidem ou estão muito próximos aos limites litoestratigráficos das unidades da Bacia do Paraná. Isso decorre da natureza intracratônica desta bacia, que propiciou um preenchimento sob regime de pouca geração de espaço e com geometria muito tabular, onde as mudanças faciológicas geradas pela queda do nível de base (=geração de limites de seqüências) são muito planos e extensos, tendo sido mapeados no passado como limites entre formações e membros.

O pacote chamado de *Formação Rio Bonito* tem uma discordância basal regionalmente reconhecida e que coincide com a superfície que a grande maioria dos autores toma como contato entre as unidades Itararé e Rio Bonito nos Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Portanto, o limite entre as unidades litoestratigráficas em questão é também um limite de seqüências.

A progradação de sistemas fluvio-deltaicos, litoestratigraficamente denominados de Membro Triunfo caracterizaria um trato de sistemas de nível baixo. Uma importante subida relativa do nível do mar marca o final do trato de nível baixo e o início de uma transgressão. Litoestratigraficamente o registro dessa transgressão encontra-se nos siltitos e argilitos do Membro Paraguaçu. No meio a terço superior desse membro existe uma seção argilosa interpretada como o registro de sistemas de *shoreface* inferior a *offshore*, onde valendo-se da curva de raios-gama encontra-se um nível mais radioativo, interpretado como sendo a

seção condensada, marcando assim a Superfície Transgressiva Máxima.

Depois dessa superfície ocorre o trato de sistemas de nível alto precoce dessa seqüência, com deposição de siltitos e arenitos finos costeiros, gradando para um trato de sistemas de nível alto tardio, quando o espaço de acomodação é muito pequeno e a sedimentação, por conseqüência, fortemente progradante. O caráter progradante do trato de nível alto tardio manifesta-se nos arenitos finos e carvões da base do Membro Siderópolis. Aproximadamente na metade desse membro, a marcante entrada de arenitos fluviais representa um rebaixamento do nível de base e, por conseqüência, um novo limite de seqüências (Holz *et al.*, 2000).

Já no Rio Grande do Sul, análises estratigráficas efetuadas sob escopo da estratigrafia de seqüências (e.g. Alves & Ade, 1996; Holz, 1995; 1998) mostram que o ciclo trans-regressivo reconhecido para a Formação Rio Bonito no depocentro da bacia também está presente na área marginal da bacia. Para o Rio Grande do Sul, Holz (1998) reconhece um trato de nível baixo na base do pacote litoestratigraficamente chamado de Formação Rio Bonito, representado por arenitos e pelitos fluvio-deltaicos com algumas camadas de carvão. Um evento transgressivo muda o regime sedimentar de progradante para retrogradante, registrando uma sucessão retrogradante de conjuntos de paraseqüências de quarta ordem. Cada conjunto é faciologicamente representado por um sistema barreira-laguna (Holz, 1998). A máxima extensão desta transgressão, com a materialização de uma superfície de máxima transgressão, é claramente reconhecida nos perfis disponíveis e marcada acima do último pacote significativo de carvão. O trato de sistemas de nível alto subsequente está registrado sob a forma de arenitos costeiros progradantes, com algumas camadas de carvão. No topo do trato de sistemas de nível alto ocorre um conjunto faciológico indicativo de forte queda no nível de base. Dependendo do local, essa nova discordância é marcada pelo aparecimento de arenitos fluviais, ou arenitos de *shoreface* de base abrupta por sobre os sedimentitos do trato de sistemas de nível alto.

A fase de nível baixo, representada por sedimentação fluvio-deltaica e rotulada de Membro Triunfo em Santa Catarina, não é reconhecida litoestratigraficamente no Rio Grande do Sul, porque fica sotoposta aos pelitos marinhos do Membro Paraguaçu, que decididamente não correm no Estado gaúcho. Desta forma, pela lógica litoestratigrafica, não existe correlação entre os arenitos fluvio-deltaicos da base da unidade Rio Bonito em Santa Catarina (= Membro Triunfo) e os arenitos da base da unidade Rio Bonito no Rio Grande do Sul.

E por que o Membro Paraguaçu não é reconhecido no Rio Grande do Sul? Como foi dito antes, é porque litoestratigraficamente os pelitos marinhos ali não existem. Contudo, acima dos arenitos fluvio-deltaicos da base do Rio Bonito no Estado gaúcho registra-se o início de um evento transgressivo (marcado pela superfície transgressiva *Transgressive Surface 2* - TS2 no arcabouço de Holz, 1998), com a instalação de um trato de sistemas transgressivo, faciologicamente representado por um conjunto barreira/laguna (composto por arenitos, pelitos e carvões) em padrão retrogradante. Isto indica claramente que no meio da unidade Rio Bonito no Estado gaúcho existe o registro de um grande evento transgressivo, assim como existe um evento transgressivo no meio do Rio Bonito de Santa Catarina, sendo litoestratigraficamente rotulado de Membro Paraguaçu.

Desta forma, pode-se dizer que a correlação dos tratos de sistemas mostra claramente que os pelitos marinhos do Paraguaçu em Santa Catarina correspondem às paraseqüências retrogradantes do trato de mar transgressivo do Rio Bonito no Rio Grande do Sul, conforme retratado na figura 14.

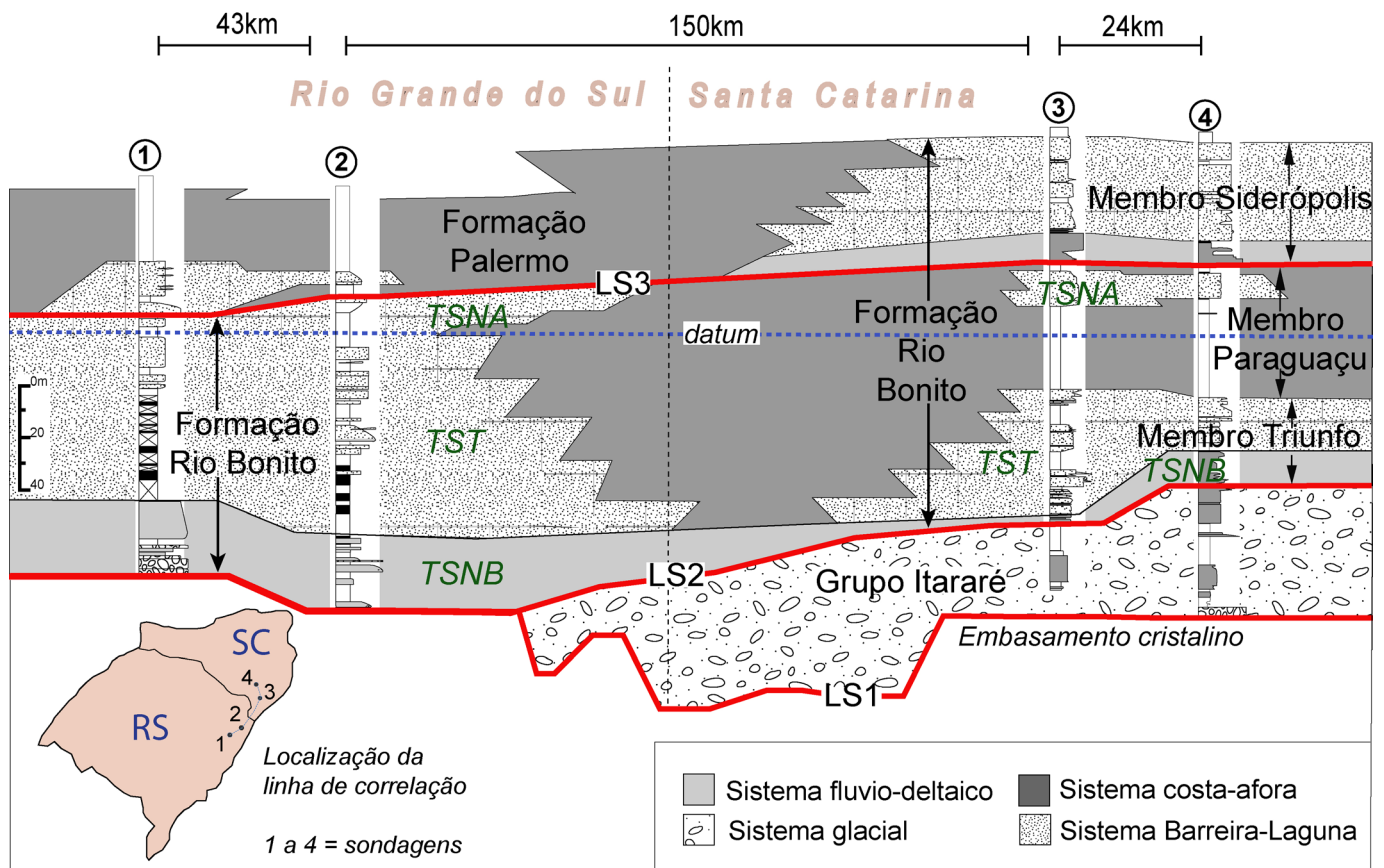


Figura 14: Quadro de correlação estratigráfica da sucessão portadora de carvões no sul do Brasil, entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, confrontando a divisão litoestratigráfica com a estratigrafia de sequência. Notar que a correlação dos tratos de sistemas mostra que os pelitos marinhos do membro Paraguaçu em Santa Catarina correspondem às parasequências retrogradantes do trato de sistemas transgressivo do “intervalo Rio Bonito” no Rio Grande do Sul, e que o topo da Formação Rio Bonito em Santa Catarina equivale aos primeiros estratos da Formação Palermo no Rio Grande do Sul. O datum para a correlação entre-poços é a superfície transgressiva máxima da sequência deposicional que contém as camadas de carvão do Rio Grande do Sul. LS = limite de sequências, TSNB = Trato de sistemas de nível baixo, TST = trato de sistemas transgressivo, TSNA = trato de sistemas de nível alto. Modificado de Holz et al. (2000).

Assim, pode-se afirmar que o Membro Paraguaçu, embora “litoestratigraficamente” ausente, está representado no Rio Grande do Sul pelos arenitos e carvões dos sistemas laguna/barreira retrogradantes que são reconhecidos em toda extensão da margem da bacia no Rio Grande do Sul. Nesse sentido, os sedimentitos sílticos-argilosos do Membro Paraguaçu representam as fácies distais (*shoreface inferior/offshore*) dos sedimentitos arenosos de *shoreface proximal* registrados no Rio Grande do Sul.

Existe também uma correlação regional entre os limites de sequências LS2 (“entre o Itararé e o Rio Bonito”) e o LS3 (no “topo do Rio Bonito”), que são duas discordâncias muito reconhecíveis e regionalmente extensas. Estudos indicaram que o fator que controlou a geração desta queda do nível de base não foi eustático, mas tectônico. Sabe-se que toda a margem sul/sudeste da bacia apresenta uma compartimentação em blocos de subsidência diferencial (e.g., Menezes, 1994; Holz & Philipp, 1995, Holz et al., 2002). Evidências disto são a grande variação nas espessuras das parasequências mapeáveis ao

longo da borda da bacia, assim como as variações faciológicas detectadas, como resultados diretos de variações do espaço de acomodação (que está relacionado a eustasia e subsidência). Pelitos e arenitos transgressivos coexistiram temporalmente com arenitos fluviais, demonstrando que as diferentes regiões respondiam faciologicamente diferente frente a transgressão generalizada do Eo-Permiano (Lavina & Lopes, 1987). Os blocos de subsidência menos acentuada apresentavam sedimentação fluvio-deltaica enquanto que blocos com subsidência mais acentuada registraram sedimentação transgressiva.

Esse também foi o caso da área aqui discutida: o Rio Grande do Sul sofreu uma subsidência mais acentuada em comparação com a área ao sul de Santa Catarina. Assim, em Santa Catarina se instalou uma sedimentação fluvial, enquanto que no Estado gaúcho ocorreu a formação de uma ampla planície costeira até o domínio do mar transgressivo, cujo registro litoestratigráfico é a Formação Palermo.

Na região de Figueira-Sapopema, no nordeste do estado do Paraná, Della Favera *et al.* (1993), apresentaram estudo sob a óptica da estratigrafia de seqüências do pacote sedimentar englobando as Fm. Rio Bonito e Palermo onde ocorrem as principais camadas de carvão, associado da Fm. Rio Bonito. Três importantes superfícies estratigráficas foram identificadas: superfície erosiva (base da seqüência marcada na base do último diamictito no topo do Grupo Itararé), superfície de regressão máxima (observada ao longo dos perfis de raios gama e resistividade) finalizando o intervalo do trato de sistemas de nível baixo) e a superfície de inundação máxima marcando o final do trato de sistemas transgressivo e início do trato de sistemas de nível alto. Para os autores, as turfeiras instalaram-se durante o trato de sistemas de nível baixo, de terceira ordem, próximo à superfície de regressão máxima associado a um sistema laguna-barreira que foi recoberto pelo trato transgressivo conforme figura 15.

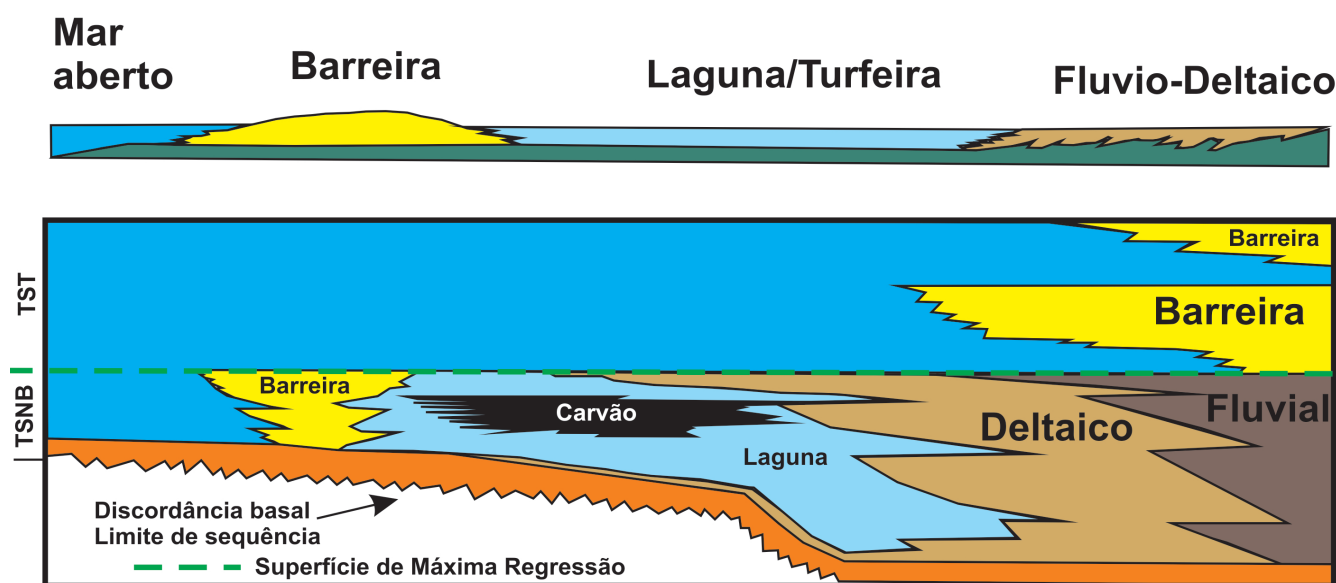


Figura 15: Modelo conceitual dos depósitos de carvão na área de Figueira-Sapopema. Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB) e Trato de Sistemas Transgressivo (TST) (segundo Della Favera *et al.* 1993).

Outros autores, entre eles Lavina & Lopes (1987), Meneses (1994), Alves & Ade (1996) e Holz *et al.* (2000, 2003), discordam da posição da base da seqüência proposta por Della Favera *et al.* (1993), para esses autores o limite posiciona-se no topo dos diamictitos marcados pelo início da sedimentação da seqüência fluvio-deltaica.

Segundo Sbaraini (2006), o carvão da região de Figueira, estaria associado ao início do trato de sistemas transgressivo em um ambiente de planície estuarina (Fig.16)

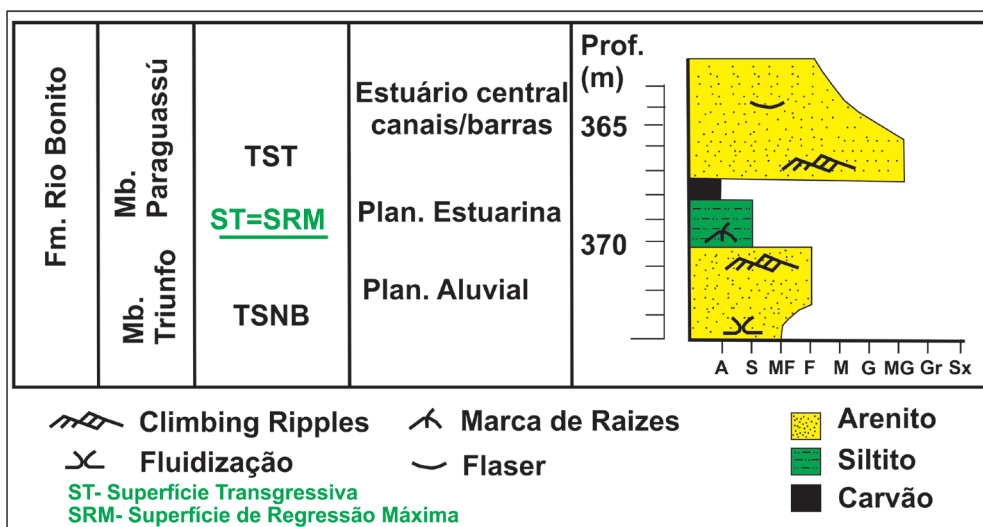


Figura 16: Base do perfil estratigráfico do poço CC04, com o posicionamento do pacote carbonoso associado ao Trato de Sistemas Transgressivo na região de Figueira/PR (conforme Sbaraini, 2006).

Concluindo, pode-se afirmar que a abordagem pela óptica da estratigrafia de seqüências é superior ao enfoque dado pela litoestratigrafia, porque permite uma melhor compreensão daquilo que efetivamente interessa ao estratígrafo: a história deposicional das rochas estudadas. A divisão litoestratigráfica, quando realizada em diversos pontos geologicamente distintos de uma bacia, leva a uma profusão de colunas formais, com muitos nomes e subdivisões aparentemente confusas e sem correlação lateral. Cabe lembrar que até 1974, quando saiu o último grande trabalho de cunho litoestratigráfico da Bacia do Paraná (o trabalho clássico de Schneider *et al.*, 1974), existiam 25 (vinte-e-cinco!) colunas litoestratigráficas para esta bacia. A abordagem dinâmica permitida pela moderna estratigrafia de seqüências mostra claramente o porquê desta confusão litoestratigráfica; mais além, mostra como as divisões litoestratigráficas podem ser abordadas e entendidas geneticamente. A discussão aqui apresentada é um pequeno exemplo.

6. Bibliografia

Aitken, J.F., 1995. Utility of coal seams as genetic stratigraphic sequence boundaries in non-marine basins: an example from the Gunnedah Basin, Australia: discussion. AAPG American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 79:1179-1181.

Aitken, J.F. & Flint, S.S., 1995. The application of high-resolution sequence stratigraphy to fluvial systems: a case study from the Upper Carboniferous Breathitt Group, eastern Kentucky, USA. *Sedimentology*, 42:3-30.

Arditto, P.A., 1991. A sequence stratigraphic analysis of the Late Permian succession in the Southern coalfield, Sydney Basin, New South Wales. *Australian Journal of Earth Science*, 38:125-137.

Alves, R.G. & Ade, M.V.B., 1996. Sequence stratigraphy and organic petrography applied to the study of Candiota Coalfield, RS, South Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 30:231-248.

Banerjee, I., Kalkreuth, W., Davies, E., 1995. Sequence stratigraphy of coal with examples from the Mannville Group in Central Alberta. Proceedings of the Oil and Gas Forum '95, Energy from Sediments, Geological Survey of Canada, Open File 3058:151-157.

Bohacs, K. & Suter, J., 1997. Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks: fundamental controls and paralic examples. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81:1612-39.

Casagrande, D., Cohen, A., Given, P., Spackman, W., 1974. The comparative study of the Okefenokee swamp and the Everglades-Mangrove swamp marsh complex of Southern Florida. Geological Society of America Annual Meeting Field trip, University Park, Pennsylvania State University Coal Research Section, 265p.

Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 375p.

Coates, E., Groat, C., Hart, G., 1980. Subsurface Wilcox lignite in west-central Louisiana. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 30:309-332.

Cross, T.A., 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C. (Eds.) 1988. Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42:371-80.

Della Fávera, J.C., Chaves, H.A.F., Pereira, E., Bergamaschi, S., Reis, C.C., Lima Filho, M.F., Pereira, S.D., 1993. Geologia da área de Figueira-Sapopema, Bacia do Paraná, Estado do Paraná. LABC/GUERJ, Relatório curso de Análise de Bacias, 89p.

Diessel, C.F.K. 1970. Paralic coal seam formation. Inst. Fuel Conference, Brisbane, proc. 14:1-22.

Desjardins, P.R., Buatois, L.A., Limarino, C.O., Cisterna, C.A., 2009. Latest Carboniferous–earliest Permian transgressive deposits in the Paganzo Basin of western Argentina: Lithofacies and sequence stratigraphy of a coastal-plain to bay succession *Journal of South American Earth Sciences*, 28(1):40-53.

Diessel, C.F.K., 1986. The correlation between coal facies and depositional environments. Advances in the study of the Sydney Basin, Proc. 20th Symposium. The University of Newcastle, 19-22.

Diessel, C. F. K., 1992. Coal-bearing depositional systems. Berlin, Springer, 721p.

Diessel, C.F.K., 1998. Sequence stratigraphy applied to coal seams: two case histories. In: Shanley, K.W. and McCabe, P.J. eds. 1998. Relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rocks. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 59:151-173.

Diessel, C.F.K., Boyd, R., Wadsworth, J., Chalmers, G., 2000 a. The identification of accommodation trends in coal seams. *American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting Abstracts (CD-ROM)*.

Diessel, C.F.K., Boyd, R., Wadsworth, J., Leckie, D., Chalmers, G., 2000 b. On balanced and unbalanced accommodation/peat accumulation ratios in the Cretaceous coals from Gates Formation, Western Canada, and their sequence-stratigraphic significance. *International Journal of Coal Geology*, 43:143-186.

Emery, D. & Myers, K.J., 1996. Sequence stratigraphy. Blackwell Science. 297p.

Frazier, D.E., 1974. Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northeastern portion of the Gulf Basin. *Texas Bureau of Economic Geology, Geological Circular*, 74(1):28p.

Galloway, W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-

surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73(2):125-142.

Gastaldo, R.A., Demko, T.M., Liu, Y., 1993. Application of sequence and genetic stratigraphic concepts to carboniferous coal-bearing strata: an example from the Black Warrior Basin, USA. *Geologische Rundschau*, 82:212-226.

Hamilton, D.S. & Tadros, N.Z., 1994. Utility of coal seams as genetic stratigraphic sequence boundaries in non-marine basins: an example from the Gunnedah Basin, Australia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78:267-86.

Havholm, K.G. & Kocurek, G., 1994, Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: Clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology*, 41(5):913-934.

Holz, M., 1998. The Eo-Permian coal seams of the Paraná Basin in southernmost Brazil: an analysis of the depositional conditions using sequence stratigraphy concepts. *International Journal of Coal Geology*, 690:1-23.

Holz, M., 1999. Early Permian sequence stratigraphy and the palaeogeographic evolution of the Paraná Basin in southernmost Brazil. *Journal of African Earth Science* 29(1):51-61.

Holz, M. & Philipp, R.P., 1995. Estratigrafia de seqüências e controle tectônico: um exemplo na borda leste da Bacia do Parana no Rio Grande do Sul. In: SNET 95, 1:284-286.

Holz, M., Vieira, P.E., Kalkreuth, W., 2000. The Early Permian coal-bearing succession of the Paraná Basin in southernmost Brazil: depositional model and sequence stratigraphy. *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, 30(3):420-422.

Holz, M., Kalkreuth, W., Banerjee, I., 2002. Sequence stratigraphy of paralic coal-bearing strata: an overview. *International Journal of Coal Geology*. Amsterdam, 48(3/4):1-33.

Holz, M. & Kalkreuth, W., 2004. Sequence stratigraphy and coal petrology applied to the Early Permian coal-bearing Rio Bonito Formation, Parana´ Basin, Brazil, In: J. C. Pashin and R. A. Gastaldo, (eds.), *Sequence stratigraphy, paleoclimate, and tectonics of coal-bearing strata: AAPG Studies in Geology*, 51:147-167.

Holz, M., 2012. Estratigrafia de seqüência – histórico, conceitos a aplicações. Interciencia, Rio de Janeiro. 256p.

Kocurek, G. & Havholm, K.G., 1993, Eolian sequence stratigraphy: A conceptual framework, in: *Siliciclastic sequence stratigraphy* (P. Weimer and H.W. Posamentier, eds.): AAPG Memoir, 58:393-409.

Lavina, E.L. & Lopes, R. da C., 1987. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no estado do Rio Grande do Sul. Paula-Coutiana, Porto Alegre. 1:51-103.

Loucks, R.G. & Sarg, J. F., 1993. Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications. AAPG Memoir, 57:545p.

Lv, D. & Chen J., 2014. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Late Carboniferous–Early Permian coal-bearing successions (Shandong Province, China): Sequence development in an epicontinental basin. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79:16-30.

Martino, R.L., 2016. Sequence stratigraphy of fluvially-dominated strata of the Mid-Late Pennsylvanian Conemaugh Formation, Central Appalachian Basin. *International Journal of Coal Geology*, 154-155:136-154.

Menezes, J.R.C., 2000. Estratigrafia do Neopermiano da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: Holz, M. de Ros, L.F. (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO-UFRGS, 3323-334.

Milani, E.J., França, A.B., Schneider, R.L., 1994. Bacia do Paraná. In: Feijó, F.J. (ed.), *Cartas estratigráficas das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro, Boletim Geociências da Petrobrás, 8(2):69-82.

Pashin, J.C., 2000. Using flooding surfaces in coal-bearing strata to model accommodation space: example from the Black Warrior foreland basin, Alabama. *American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting Abstract* (CD-ROM).

Payton, C.P. (Ed.). 1977. *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26:516p.

Petersen H.I., Lindström S., Therkelsen J., Pedersen G.K., 2013. Deposition, floral composition and sequence stratigraphy of uppermost Triassic (Rhaetian) coastal coals, southern Sweden. *International Journal of Coal Geology*, 116-117:117-134.

Powell, R.D. & Cooper, J.M., 2002. A glacial sequence stratigraphic model for temperate, glaciated continental shelves. *Geological Society, London, Special Publications*, 203:215-244.

Ryer, T.A., 1981. Deltaic coals of Ferron Sandstone Member of Mancos Shale: predictive model for Cretaceous coal-bearing strata of Western Interior. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65:2323-2340.

Sarg, J.F., 1988. Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.; St. C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.). *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 155-181.

Schlager, W., 2005. Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 8.

Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F., Nogueira, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre. *Anais*, 1:41-65.

Shearer, J.C.; Staub, J.R.; Moore, T.A., 1994. The conundrum of coal bed thickness: a theory for stacked mire sequences. *The Journal of Geology* 102:611-617.

Silva, M.B., Kalkreuth, W., Holz, M., 2008. Coal petrology of coal seams from the Leão-Butiá Coalfield, Lower Permian of the Paraná Basin, Brazil — Implications for coal facies interpretations. *International Journal of Coal Geology*, 73:331-358.

Simas, M.W., Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Menegat, R., Santos, J.O.S., Ferreira, J.A.F., Degani-Schmidt, I., 2012. Geochronological correlation of the main coal interval in Brazilian Lower Permian: Radiometric dating of tonstein and calibration of biostratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, 39:1-15.

Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C., 1949. Integrated facies analysis. In: LONGWELL, C.R. (ed.). *Sedimentary facies in geologic history*. Geological Society of America Memoir, 39:91-124.

Sloss, L.L., 1863. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74:93-113.

Suess, M.P., Drozdowski, G., Schaefer, A., 2007. Sedimentary environment dynamics and the formation of coal in the Pennsylvanian Variscan foreland in the Ruhr Basin (Germany, Western Europe) *International Journal of Coal Geology* 69(4):267-287.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1991. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series*, n. 7.

Weimer, P. & Posamentier, H., 1993. Siliciclastic sequence stratigraphy. *AAPG Memoir* 58.

Wheeler, H.E., 1958. Time-Stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 42(5):1047-1063.

Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., van Wagoner, J.C. (eds.) 1988. *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:407 p.

CAPÍTULO 3

PALEOFLORA DOS CARVÕES BRASILEIROS

Margot Guerra-Sommer¹, Isabela Degani-Schmidt¹ e Miriam Cazzulo-Klepzig¹

*¹Docentes investigadores da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Brasil
Contactos: margot.sommer@ufrgs.br, dagani.schmidt@ufrgs.br e miriam.klepzig@ufrgs.br*

As turfeiras neopaleozoicas geradoras do carvão mineral brasileiro

3.1 Os carvões neopaleozoicos

Durante o Neopaleozoico, quando se formaram extensas turfeiras que originaram grandes jazidas de carvão mineral que ocorrem atualmente em diferentes continentes, as massas continentais estavam em grande parte agregadas no megacontinente Pangeia, circundado pelo oceano Pantalassa, e um conjunto de microcontinentes e ilhas contornavam o mar oriental de Tétis. Esse megacontinente foi subdividido em quatro regiões de acordo com critérios paleofitogeográficos (Fig. 1). Angara e Gondwana localizavam-se em latitudes temperadas a norte e sul respectivamente, os microcontinentes tropicais orientais formavam a Cataísia e a Euramérica compreendia a mais expressiva massa de terra no domínio tropical (Cantrill e Poole, 2012).

A deposição da turfa que originou as mais importantes jazidas de carvão mineral que hoje ocorrem globalmente deu-se durante a Idade do Gelo do Neopaleozoico (Neocarbonífero-Eopermiano). Diversas evidências apontam para processos dinâmicos nesse intervalo, inferidos a partir de uma série de glaciações descontínuas no espaço e no tempo que se expandiram a partir de diversos núcleos, com duração entre menos de 1 Ma até 8 Ma, (Montañez & Poulsen, 2013).

Durante o Neocarbonífero na Euramérica, diferentes padrões sedimentares refletem registros da alternância de recuos e avanços do nível do mar provocados por eventos glaciais e interglaciais. O padrão cíclico de ocorrência das sequências sedimentares vinculadas a esse processo é composto por camadas de carvão mineral depositadas em sequências interglaciais alternando-se com sequências de arenitos, que são indicativas de períodos glaciais, secos e frios (Cantrill & Poole, 2012).

Ao longo do Permiano há uma grande variação na localização dos cinturões climáticos no Pangeia, refletindo movimentos tectônicos e mudanças no padrão global de *icehouse* para *hothouse* (Ziegler et

al., 1997; Scotese et al., 1999). Nos trópicos, o padrão de floras glaciais–interglaciais é substituído por outro padrão de longo termo, caracterizado pela aridização e aquecimento que passam a vigorar com o deslocamento de Pangeia para o norte. Cessam, então, as condições de deposição de turfa (Tabor & Poulsen, 2008), com exceção de Cataísia, cujas turfeiras tropicais são consideradas como as últimas remanescentes do Neopaleozoico (Fig. 1).

No Permiano, o supercontinente Gondwana estendia-se desde o equador até a região polar sul. Indicadores litológicos, dentre os quais os carvões, que são marcadores de climas úmidos, foram utilizados para mapear a localização aproximada de quatro zonas climáticas (Fig. 1) evidenciadas tanto paleogeograficamente quanto temporalmente, caracterizadas como tropical úmida, subtropical quente e

seca (árida), temperada e polar (Frakes et al., 1992).

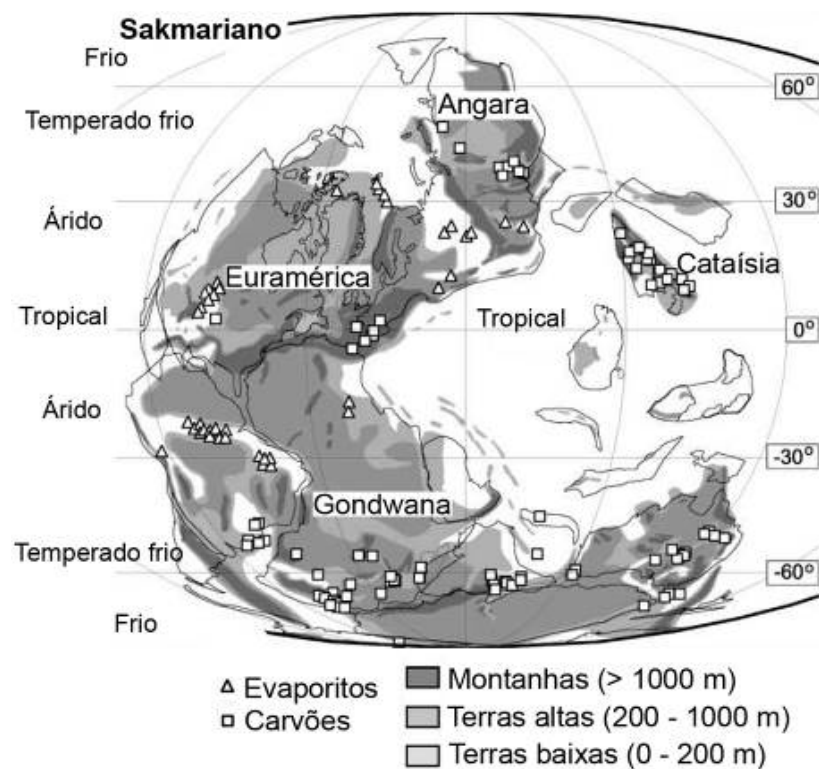
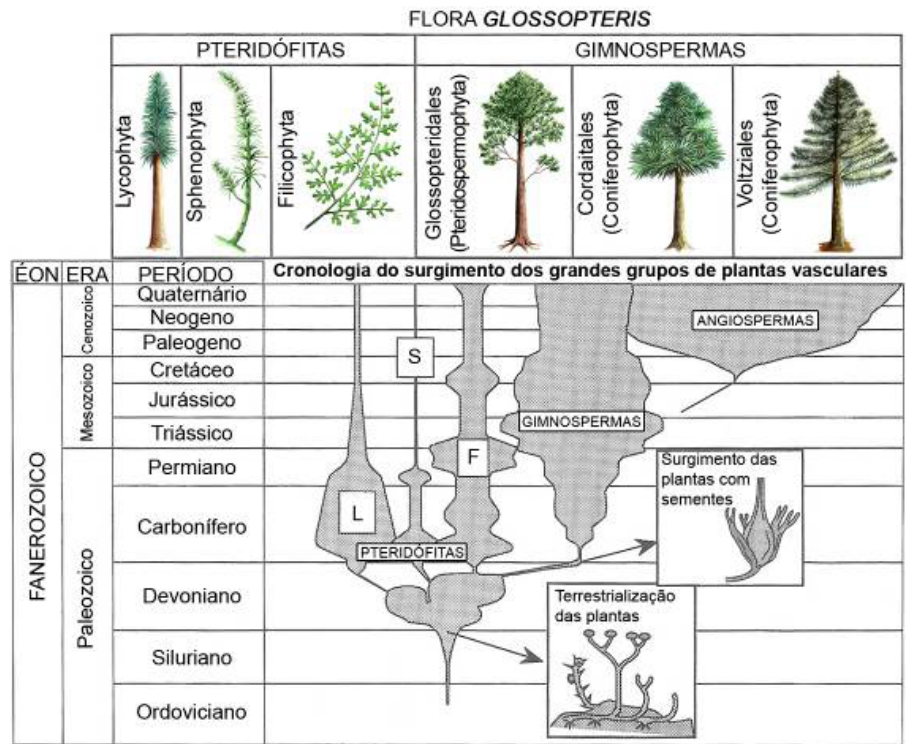


Figura 1: Mapa paleoclimático do Eopermiano. Fonte: Modificado de Gibbs et al., 2002.

A composição florística das turfeiras temperadas do Gondwana no Permiano era dominada por elementos da Flora *Glossopteris* (Fig. 2). Ela distingue-se daquelas da Euramérica no Pensilvaniano e da Cataísia no Eopermiano (faixa tropical), que eram dominadas por *Lycophyta* arborescentes e *Filicophyta*. As associações que geraram turfeiras em Angara no Permiano eram formadas principalmente por gimnospermas (*Cordaitales* e *Pteridospermophyta*). As associações vegetais que originaram a biomassa formadora dos carvões gondwânicos de altas latitudes que hoje ocorrem na Austrália, Índia, Antártida, África do Sul e sul do Brasil caracterizavam-se não somente pela presença das pteridospermas glossopterídeas, mas também por plantas com afinidade pteridofítica, de hábito herbáceo, arbustivo e subarborescente, exclusivas ou não das floras gondwânicas. Essas turfeiras de altas latitudes representam extensivo registro de turfeiras não tropicais e sua distribuição sugere um zoneamento análogo aos gradientes latitudinais observados atualmente no hemisfério norte (Greb et al., 2006).

Na fase final da Idade do Gelo do Neopaleozoico, durante o Neopermiano (Changhsingiano), processos relacionados à subsidência tectônica, alteração nas taxas de sedimentação, paleotopografia, modificações florísticas e de ambientes deposicionais, controles eustáticos do nível de base e transgressões marinhas, além de alterações expressivas nos teores de gases atmosféricos, foram os principais fatores atuantes no desaparecimento das extensivas turfeiras que ocorreram na faixa climática úmida temperada do Gondwana (Greb et al., 2006).

Figura 2: Principais componentes da Flora Glossopteris e seu surgimento no tempo geológico. O termo "pteridófita" é utilizado informalmente pra indicar o grande grupo de plantas vasculares sem sementes. Modificado de Niklas, 1997.



3.2. As turfeiras geradoras de carvões na Bacia do Paraná

3.2.1 Carvões Interglaciais

As mais antigas ocorrências de carvão mineral no Neopaleozoico do Brasil são representadas por delgadas e descontínuas camadas na região nordeste da Bacia do Paraná e não têm expressão econômica. No Estado de São Paulo, são conhecidas as localidades de Buri, Monte-Mor e Cerquilho (Fig. 3) onde ocorrem camadas de carvão, todas elas incluídas no Grupo Itararé, o qual apresenta associações de diferentes fácies, desde glaciais até periglaciais e, provavelmente, pós-glaciais, além de depósitos marinhos (Petri e Souza, 1993).

Segundo Hoelzel (2014), a diversidade florística regional esteve condicionada à proximidade, distanciamento ou mesmo retração de geleiras.

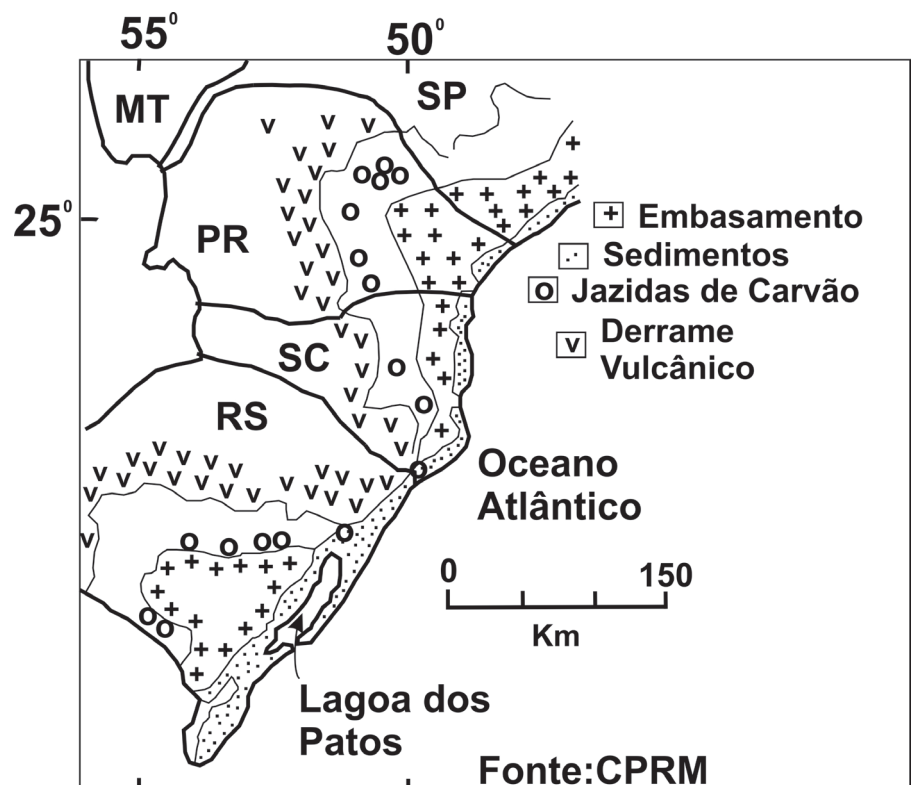


Figura 3: Bacia do Paraná com a localização das jazidas carboníferas.

3.2.1.1 Carvões de Buri

Os carvões da região de Buri registram uma diversificada palinoflora, cujo domínio é de esporos triletes lisos, zonados, mucronados e cingulados, destacando-se os gêneros *Ancistrospora*, *Granulatisporites*, *Convolutispora*, *Raistrickia*, *Retusotriletes*, *Verrucosisporites*, *Cristatisporites* e *Punctatisporites*. Ocorrem também grãos de pólen monossacados relacionados aos gêneros *Florinites*, *Potoniesporites* e *Divarisaccus*, e raramente grãos estriados como *Protohaploxypinus*. (Souza *et al.*, 1993a).

3.2.1.2 Carvões de Monte-Mor

Souza *et al.* (1997) definem, para o carvão de Monte-Mor, uma associação palinológica constituída principalmente por representantes de Lycophyta (*Densosporites*, *Ancistrospora*, *Vallatisporites*, *Cristatisporites*, *Lundbladispota*) e Filicophyta (*Punctatisporites*, *Raistrickia*, *Granulatisporites*, *Horriditriletes*). Grãos de pólen de simetria radial e estriados como *Protohaploxypinus* são raros, como também os megásporos incluídos nos gêneros *Sublagenicula* e *Banksisporites*.

Essas associações palinológicas indicam uma composição florística dominada por Lycophyta, Sphenophyta e Filicophyta no cenário de geração de turfa. A baixa representatividade e pouca diversificação dos grãos de pólen estriados descartam uma idade eopermiana tanto para os carvões de Buri quanto de Monte-Mor. De acordo com os critérios de Souza (2006), é atribuída uma idade pensilvaniana a esses carvões.

Os macrofósseis vegetais preservados em sítios sub e suprajacentes à camada de carvão em Monte-Mor representam a associação vegetal contemporânea àquela que deu origem ao carvão, porém desenvolvida em pântanos não geradores de turfa. A paleoflora, caracterizada pela ausência de glossopterídeas, é composta majoritariamente por licófitas (*Brasilodendron*, *Bumbudendron* e *Cyclodendron*), esfenófitas arborescentes (*Trizygia*, *Koretrophyllites*, *Paracalamites*) e ainda *Nothorhacopteris*, *Botrychiopsis*, *Adiantites*, *Buriadia*, *Ginkgophyllum* e *Paranocladus*, além de megásporos, destacando-se *Sublagenicula* e *Banksisporites* (Mune e Bernardes-de-Oliveira, 2007).

Dadas as características da micro e macrofloras, e também dos padrões sedimentares associados às camadas de carvão de Buri e Monte-Mor, infere-se que sua deposição ocorreu em fases de aquecimento intercaladas a estágios de glaciação a partir de floras com características pré-glossopterídeas (Hoelzel, 2014).

3.2.1.3 Carvões de Cerquilho

A sequência sedimentar que contém a camada de carvão de Cerquilho, bem como as associações microflorísticas nela contidas, têm sido enquadradas em diferentes intervalos interglaciais (Grupo Itararé) ou pós-glaciais (Grupo Guatá).

A análise em subsuperfície de quatro níveis efetuada por Souza *et al.* (1993b; 2001) evidenciou, em todos eles, o domínio de grãos de pólen sobre esporos. Os grãos de pólen estriados, que são os mais representativos da associação, são representados especialmente pelos gêneros *Protohaploxypinus*, *Striatopodocarpites*, *Striatoabieites* e *Vittatina*. Grãos de pólen sacados não estriados (*Vestigisporites*, *Caheniassaccites* *Potoniesporites*) ocorrem subordinadamente. Esporos são raros, mas diversificados, destacando-se os gêneros *Punctatisporites* *Lundbladispota*, *Vallatisporites* e *Cristatisporites*. Essa composição microflorística indica que gimnospermas arborescentes eram dominantes na vegetação formadora da turfa.

Os fitofósseis provenientes de níveis sílticos associados ao carvão (Hoelzel, 2014 e autores aí referidos) identificam uma associação florística composta por esfenófitas (*Paracalamites*, *Phyllothea*, *Stephanophyllites*) gimnospermas cordaitanas (*Cordaites*), sendo as glossopterídeas representadas por *Gangamopteris*. Coníferas (*Paranocladus*), além de estruturas reprodutivas de tipo *fertiliger* (*Arberia minasica*, *Arberiosis boureaui*) e sementes de tipo *Samaropsis* e *Cordaicarpus* também são típicas da associação.

A composição microflorística dos carvões e a associação florística registrada em siltitos sobre e subjacentes, associada a dados estratigráficos e sedimentológicos levou Hoelzel (2014) a indicar uma idade correspondente ao Asseliano-Sakmariiano para o pacote sedimentar, em concordância com o esquema palinoestratigráfico proposto por Souza (2006) para o Permiano da Bacia do Paraná, e um posicionamento interglacial para a sequência sedimentar em que esses carvões estão incluídos.

Distintamente dos carvões de Buri e Monte-Mor, porém, a origem desses carvões deu-se a partir de associações vegetais de afinidade com a Flora *Glossopteris*.

3.2.2 Carvões pós-glaciais

As mais expressivas e contínuas camadas de carvão da porção brasileira da Bacia do Paraná formaram-se durante estágio climático pós-glacial (Cisuraliano-Eoguadalupiano), definido por Limarino *et al.* (2014) ao caracterizar a história paleoclimática das bacias paleozoicas do hemisfério sul com base em indicadores litológicos, informações bioestratigráficas e dados cronoestratigráficos.

As jazidas de carvão mineral concentram-se na margem direita da porção brasileira da Bacia do Paraná (Fig. 3), incluídas em uma sucessão de sedimentos de origem deltaica e marinha, durante a deposição da Sequência Gondwana I de Milani *et al.*, (2007), mais especificamente a estratos que caracterizam litologicamente a Formação Rio Bonito, no cinturão climático temperado em latitude aproximada de 50° (Ziegler *et al.*, 2003).

Análises faciológicas e paleodeposicionais do pacote sedimentar em que estão inseridas as camadas de carvão as relacionam a ambientes fluvio-deltaicos e a sistemas laguna-barreira (e. g. DNPM/CPRM 1986, Lavina & Lopes 1987, Della Fávera *et al.*, 1992, Alves & Ade, 1996). Posteriormente Holz, (2003) confirma essas interpretações caracterizando um sistema estuarino/deltaico influenciado por ação de ondas que evoluiu para um sistema deposicional laguna-barreira, onde as turfeiras se formaram protegidas pelas ilhas de barreira.

De acordo com o esquema palinoestratigráfico definido por Souza e Marques-Toigo (2005), o intervalo de deposição dos carvões pós-glaciais da Bacia do Paraná corresponde à Subzona *Protohaploxypinus goraiensis*.

3.2.2.1 Turfeiras da porção meridional da Bacia do Paraná

As mais importantes jazidas de carvão da porção meridional da Bacia do Paraná são Candiota e Leão-Butiá. As características florísticas distintas entre si identificadas nessas jazidas refletem condições paleoambientais locais de deposição de turfa, sem conotação estratigráfica significativa (Simas *et al.*, 2013). Essas inferências concordam com a carta cronoestratigráfica de Holz *et al.* (2010) com base em estratigrafia de sequências, que vincula a ocorrência das camadas mais expressivas de carvão no Rio Grande do Sul a uma única sequência de terceira ordem, a LPTS-3 de idade sakmariana. Datações radiométricas (SHRIMP U-Pb) em zircões procedentes de leitos de tonstein intercalados a carvões nas

jazidas de Candiota, Leão-Butiá e Faxinal obtiveram uma idade média para este intervalo de 291 ± 1.3 milhões de anos (Simas *et al.*, 2012).

Jazida de Candiota

A jazida de Candiota é a mais extensa e mais produtiva jazida de carvão brasileira. Chaves *et al.* (1994), Alves & Ade, (1996), Kalkreuth *et al.* (1999), Holz *et al.* (2000), e Holz & Kalkreuth (2002), aplicando métodos de estratigrafia de sequências, sugerem variações laterais de fácies e um modelo para a evolução paleoambiental da turfeira.

Estudos palinológicos nos carvões das camadas Superior e Inferior da jazida de Candiota (que são as mais espessas de todas as camadas) desenvolvidos por Marques-Toigo & Corrêa-da-Silva (1984) reconheceram palinofloras derivadas de vegetação herbácea e arbustiva como formadoras da turfa em um ambiente limno-telmático de água doce, com predomínio de esporos de licófitas, esfenófitas e filicófitas. Esporos de licófitas arborescentes e grãos de pólen gimnospérmicos de coradaiteanas, glossopterídeas e coníferas aparecem como formas subordinadas.

Cazzulo-Klepzig *et al.* (2005) reavaliaram qualitativa e quantitativamente as associações palinológicas apresentadas anteriormente por Marques-Toigo & Corrêa da Silva (1984) sob enfoques relacionados à afinidade botânica de alguns elementos e, também, visando testar os modelos de estratigrafia de sequências definidos para esses carvões, que associam o ambiente deposicional a uma planície costeira em sistema de laguna-barreira (Holz, 2003).

Na palinoflora da camada Inferior, a dominância de esporos relacionados a licófitas herbáceas e/ou arbustivas e, mais raramente, a formas subarborescentes (*Lundbladispora*), associadas a esfenófitas de pequeno porte (*Cristatisporites*, *Vallatisporites* e *Kraeuselisporites*) e a rara ocorrência de formas com afinidade gimnospérmica (e.g. *Plicatipollenites*, *Caheniasaccites*, *Cannanoropollis*, *Vesicaspora*, *Scheuringipollenites*) indicaram dominância de vegetação com afinidade pteridofítica na biomassa formadora dos carvões (Cazzulo-Klepzig *et al.*, 2005).

Na camada de carvão Superior, os esporos de licófitas e esfenófitas subarborescentes na turfeira ainda dominam; todavia, pólenes de gimnospermas relacionadas aos grupos das Glossopteridales e Cordaitales ocorrem como elementos importantes na vegetação que deu origem à turfa. As diferenças na composição florística das duas camadas sugerem distintos ambientes deposicionais.

O reconhecimento por Meyer e Marques-Toigo (2000) e Cazzulo-Klepzig *et al.* (2005) de palinomorfos algálicos de afinidade imprecisa (e.g. *Tetraporina*, *Portalites*, *Quadrisporites*, *Maculatasporites*, *Brazilea*, *Pilasporites*, *Circulisporites*, *Cymatiosphaera* e *Navifusa*), relacionados ao grupo os acritarcos, indica maior tolerância desses microfósseis a ambientes com maior salinidade, em condições mais próximas a regiões costeiras do que o modelo de Marques-Toigo & Corrêa da Silva (1984) de deposição em ambientes de água doce. Essa evidência palinológica corrobora o modelo estabelecido por para os carvões de Candiota como estando associado a um sistema laguna-barreira transgressiva (Lavina & Lopes 1987, Alves & Ade 1996, Holz 2003).

O registro de megafósseis vegetais para a jazida de Candiota resume-se à conífera *Buriadia isophylla* (Guerra-Sommer & Bortoluzzi, 1982) e à licófitas subarborescente *Brasilodendron pedroanum* (Chaloner *et al.*, 1979), ambos morfogêneros procedentes de siltitos intermediários às camadas Inferior e Superior.

Com base na integração de dados palinológicos e paleobotânicos e no modelo proposto por Holz *et al.* (2000), Cazzulo-Klepzig *et al.* (2005) propõem duas diferentes unidades de paisagem, relacionadas

distintivamente à camada Inferior representada na figura 4 e à camada Superior da jazida de Candiota.

É importante ressaltar que, diferentemente de Marques-Toigo & Corrêa da Silva,(1984), que postulam uma afinidade com licófitas herbáceas para *Lundbladispora* (*sensu* Balme, 1995), Cazzulo-Klepzig et al.(2005) aceitam a interpretação de afinidade botânica com licófitas subarborescentes de acordo com Archangelsky & Césari (1990). Com base nessa interpretação, incorporando novos dados sobre a paleoecologia dos microfósseis de origem algálica e relação de *Lundbladispora* com licófitas arborescentes, foi feita a reconstrução da paisagem onde teriam se originado as trufeiras geradoras desses carvões.



Figura 4: Reconstrução da comunidade vegetal dominante de Candiota Inferior. - 1. algas, elementos algálicos e acritarcas (associação hidrófila); 2. plantas herbáceas e/ou arbustivas: *Lycophyta*, *Filicophyta*, *Sphenophyta* (associação higrófila); 3. *Lycophyta* arborescentes (associação higrófila-mesófila); 4. *Cordaitales* e *Glossopteridales* arborescentes (associação mesófila); 5. *Coniferophyta* arborescentes (associação xerófila). Fonte: Cazzulo-Klepzig et al., 2005.

Jazida de Leão-Butiá

O contexto estratigráfico da jazida de Leão-Butiá é semelhante ao da jazida de Candiota. As mais expressivas camadas de carvão dessa jazida, que afloram na mina a céu aberto do Recreio, identificadas localmente como I2, CI, L4, S3, S2 e a camada superior S1, não atingem espessuras mais expressivas do que 40 cm (Simas et al., 2012).

Análises palinológicas desenvolvidas por Picarelli e Marques-Toigo (1985) nas camadas S2 e C1 na mina do Recreio indicaram associações palinológicas dominadas por esporos de licófitas

(*Lundbladispora*, *Cyclogranisporites*, *Vallatisporites*, *Horriditriteles*., *Cristatisporites*), além de esporos de esfenófitas (*Calamospora*), esporos de filicófitas (*Punctatisporites*) e raros grãos de pólen monossacados gimnospérmicos. A composição palinoflorística sugeriu uma vegetação de pequeno a médio porte, eminentemente vinculada a licófitas e filicófitas como biomassa geradora da turfa.

Estudos desenvolvidos por Simas *et al.*(2012) na camada S1 da mina do Recreio apontaram para uma composição semelhante àquela registrada anteriormente por Picarelli & Marques-Toigo (1985) para as camadas S2 e C1, caracterizando a dominância de vegetação de pequeno e médio porte em relação à vegetação arbórea gimnospérmica nas associações que deram origem às turfeiras. Silva *et al.*(2008), com base em critérios petrográficos, confirmaram a origem basicamente subarborescente da vegetação que deu origem à turfeira.

Jazida de Faxinal

A jazida de Faxinal, localizada na região leste do estado do Rio Grande do Sul, foi explorada entre 1984 e 2009 como uma mina a céu aberto, atualmente exaurida. A jazida incluía 5 camadas de carvão nomeadas desde a base até o topo como I, IM, M, MS, S.

Um leito de tonstein (Fig. 5), de espessura média de 12 cm, ocorre intercalado à camada superior (S) e representa a deposição de cinza vulcânica sobre a turfeira, evento considerado como geologicamente instantâneo (Prothero, 1990), do qual procede uma associação de fitofósseis originalmente descrita por Guerra-Sommer (1988).

Figura 5: Leito de tonstein intercalado à camada de carvão superior S na jazida de Faxinal. Fonte: Simas, 2007.



Amegaflora, preservada sob a forma de compressões carbonificadas, é predominantemente gimnospérmica, e os fragmentos de folhas de *Glossopteris* spp. correspondem a 70% da associação. Folhas cordaiteanas (*Ruffloria gondwanensis*) correspondem a aproximadamente 20%, e frondes de afinidade com filicófitas ou pteridospermas (*Sphenopteris*) são muito raras (Fig. 6).

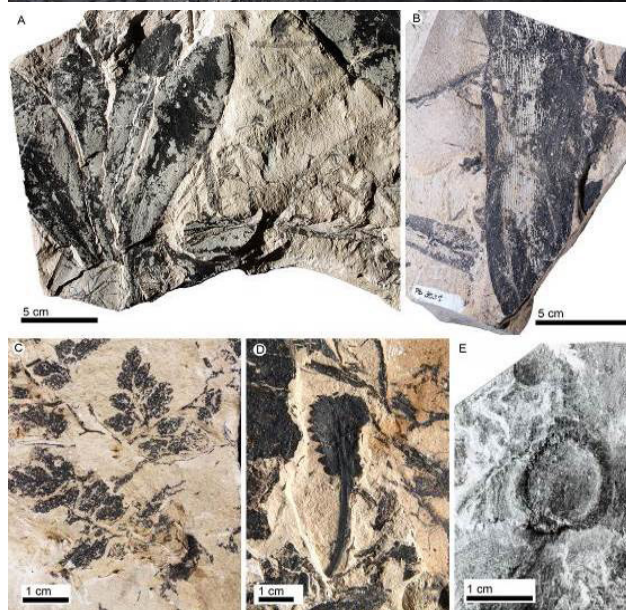


Figura 6. Compressões fossilíferas da megaflora do tonstein de Faxinal. A) Tufo foliar de *Glossopteris* sp.; B) fragmento foliar de cordaiteana *Ruffloria* sp.; C) fragmento de fronde filicófitas *Sphenopteris* cf. *S. ischanovensis*; D) eixo reprodutivo do gênero *Ottokaria*; E) semente do gênero *Platycardia*. Material depositado na coleção paleobotânica do Dept. de Paleontologia e Estratigrafia/UFRGS.

A composição das associações palinológicas dos carvões da jazida do Faxinal, segundo Cazzulo-Klepzig *et al.* (2007), registra o predomínio de grãos de pólen bissacados, estriados ou não, como *Alisporites*, *Limitisporites*, *Scheuringipollenites*, *Vesicaspora* e *Protohaploxypinus*, os quais refletem a presença de uma vegetação constituída principalmente por glossopterídeas, cordaitanas e coníferas. Esporos triletes derivados de licófitas, esfenófitas e filicófitas, abundantes na maioria das palinofloras dos carvões sul-brasileiros, como *Lundbladispora*, *Punctatisporites*, *Granulatisporites*, *Leiotriletes*, *Calamospora*, *Deltoidospora*, *Cristatisporites* e *Vallatisporites*, ocorrem em baixa proporção.

O conjunto de dados palinoflorísticos e megaflorísticos registrados na jazida de Faxinal remete a uma comunidade vegetal de tipo floresta turfosa como responsável pelo acúmulo de turfa em um cenário que se distingue dos demais já registrados para as turfeiras brasileiras do Eopermiano.

A partir da integração dos dados micro e megaflorísticos e paleoecológicos com modelos deposicionais baseados em estratigrafia de seqüências (Holz e Kalkreuth, 2004), foi reconstruída por Cazzulo-Klepzig *et al.* (2007) a unidade de paisagem geradora da turfeira que originou os carvões de Faxinal (Fig. 7).



Figura 7. Reconstrução da comunidade vegetal dominante da jazida de Faxinal. 1. Algas e elementos algálicos (associação hidrófila); 2. plantas herbáceas e/ou arbustivas: *Lycophyta*, *Filicophyta*, *Sphenophyta* (associação higrófila); 3. *Lycophyta* arbórescentes (associação higrófila-mesófila); 4. *Cordaitales* e *Glossopteridales* arbórescentes (associação mesófila); 5. *Coniferophyta* arbórescentes (associação xerófila). Fonte: Cazzulo-Klepzig *et al.*, 2007.

A unidade de paisagem proposta, diferentemente daquela inferida para a jazida de Candiota, é relacionada a áreas mais internas de planície costeira, vinculada a sistema fluvio-deltaico em nível relativo de mar alto, porém com influência marinha menos marcada (Fig. 8). Conforme pode ser observado na interpretação de Cazzulo-Klepzig *et al.* (2007), a influência de processos ocorrentes em ambientes de laguna-barreira é muito remota no ambiente de deposição inferido para a turfeira de Faxinal.

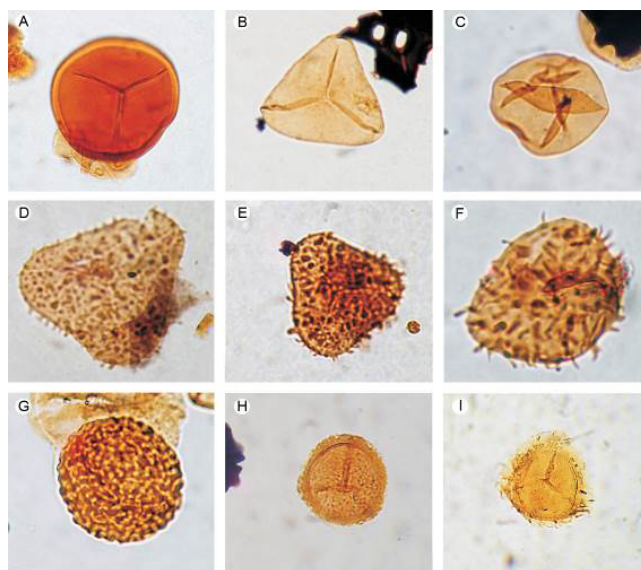


Figura 8. Reconstrução da unidade de paisagem e comunidades vegetais relacionadas à formação de carvão em nível relativo de mar alto e localização das jazidas de Faxinal e Candiota. 1. Associação hidrófila; 2. associação higrófila; 3. associação higrófila-mesófila; 4. associação mesófila; 5. associação xerófila. Fonte: Cazzulo-Klepzig *et al.*, 2007.

A distinção entre os ambientes deposicionais das duas jazidas ficou ratificada pela maior frequência de palinórfos de afinidade imprecisa (e.g. *Tetraporina*, *Portalites*, *Quadrifidites*, *Maculatasporites*, *Brazilea*, *Pilasporites*, *Circulisporites*, *Cymatiosphaera* e *Navifusa*) nas associações palinológicas da jazida de Candiota.

As formas mais representativas das associações palinológicas das jazidas de Candiota, Leão-Butiá e Faxinal estão representadas nas figuras. 9 e 10.

Figura 9: Palinórfos mais representativos dos carvões de Candiota, Leão-Butiá e Faxinal. A) *Punctatisporites gretensis* forma minor Hart (1965) 04978 9.2/109.0; B) *Leiotriletes virkii* Tiwari (1965) 4978 12.0/95.2; C) *Calamospora minuta* Bharadwaj, 1967; D) *Lophotriletes rectus* Bharadwaj et Salujha (1963) 4978 9.7/120.0; E) *Horriditriletes* sp. 4244 30.3/ 90.0; F) *Horriditriletes* cf. *H. ramosus* (Balme et Hennely) Bharadwaj et Salujha (1964) 4325 12.4/104.0; G) *Convolutispora candiotensis* Ybert (1975) 4301 32.1/100; H) *Lundbladispora braziliensis* (Pant et Srivastava) Marques-Toigo et Picarelli (1984) 4301 3.9/108.0; I) *Kraeuselisporites* sp. 4325 7.8/80.5. Lâminas depositadas na laminoteca do Dept. de Paleontologia e Estratigrafia/UFRGS. Escala= aumento de 500x. Fonte: Cazzulo-Klepzig *et al.*, 2009.



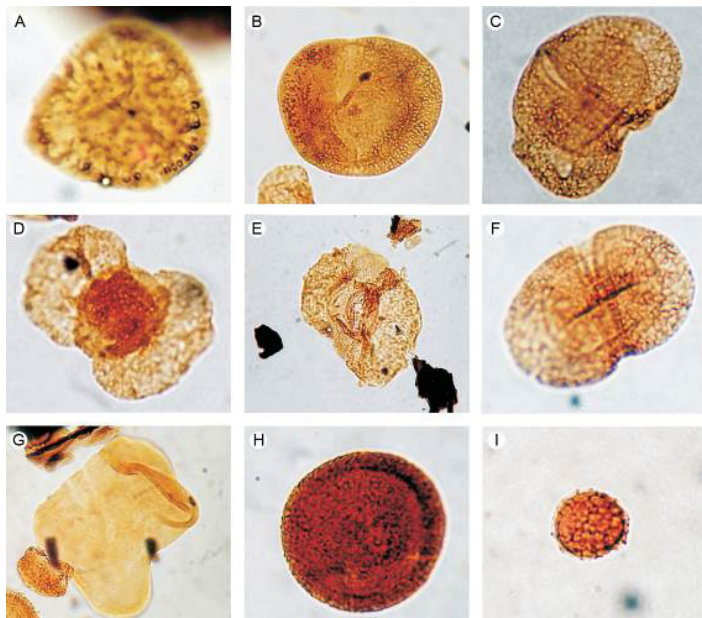


Figura 10. Palinomorfos mais representativos dos carvões de Candiota, Leão-Butiá e Faxinal. A) *Vallatisporites arcuatus* (Marques-Toigo) Archangelsky et Gamero (1979) 4244 29.3/105; B) *Alisporites splendens* (Leschik) Foster (1975) 4243 9.9/109.8; C) *Vesicaspora wilsonii* (Schemel) Wilson et Venkatachala (1963) 4304 10.8/96.0; D) *Caheniasaccites ovatus* (Bose et Kar) Archangelsky et Gamero (1979) 4304 28.8/100.5; E) *Plicatipollenites cf. trigonalis* Lele (1964) 4301 28.6/100.5; F) *Protohaploxypinus sp.* 4301 8.9/107.0; G) *Tetraporina tetragona* (Tiwari et Navale) Kar et Bose (1976) 4301 22.4/98.0; H) *Portalites gondwanensis* Nahuys, Alpern et Ybert (1968) 3295 13.0/90.0; I) *Maculatasporites*

gondwanensis Tiwari (1964) 4325 11.5/98. Lâminas depositadas na laminoteca do Dept. de Paleontologia e Estratigrafia/UFRGS. Escala= aumento de 500x. Fonte: Cazzulo-Klepzig et al., 2009.

3.2.2.2 Bacia Carbonífera de Santa Catarina

A Bacia Carbonífera de Santa Catarina situa-se no flanco sudeste do estado de Santa Catarina, estendendo-se desde o sul de Araranguá até Lauro Müller, numa faixa com direção norte-sul de aproximadamente 100 km de comprimento e largura média de 20 km.

A individualização das unidades que compõem a bacia carbonífera nem sempre obedece o mesmo padrão. Bortoluzzi *et al.* (1978) diferenciam as seguintes camadas de carvão, em ordem ascendente: camadas D, C, Pré-Bonito, Ponte Alta, B, A, Irapuá, Barro Branco e Treviso. Mais recentemente, a sucessão tem sido referida como D, C, Pré-Bonito, Superior, Bonito, Ponte Alta, B, A, Irapuá, Barro Branco e Treviso (Kalkreuth *et al.*, 2010).

As camadas mais expressivas são Barro Branco e Bonito, constituídas por horizontes de formato tabular com grande extensão lateral, e a camada Irapuá, lateralmente limitada. De acordo com os critérios de Holz *et al.* (2010), essas camadas nos estados de Santa Catarina e Paraná ocorrem no membro Siderópolis da Formação Rio Bonito e estão incluídas na sequência de terceira ordem LPTS-4 de idade artinskiana. Os demais horizontes de carvão, por ocorrerem apenas localmente, não serão aqui abordados.

Camada Barro Branco

A camada Barro Branco atinge uma superfície de 2000 km², constituindo-se em excelente camada de referência para o estabelecimento de parâmetros estratigráficos. A camada total tem, em média, cerca de 2 m de espessura, sendo que nas bordas da bacia a espessura é bastante reduzida (Redivo, 2002). Essa camada tem sido objeto de muitos estudos, dada sua ampla distribuição e características do carvão. Todavia, a única contribuição à caracterização da biomassa que deu origem à turfeira foi efetuada por Bortoluzzi *et al.* (1978) a partir de amostras procedentes da mina de céu aberto de Siderópolis.

Na associação palinológica, observa-se a dominância de grãos de pólen não estriados gimnospéricos

(*Vesicaspora*, 22%) de afinidade pteridospérmica, o que remete a uma possível contribuição de glossopterídeas à biomassa formadora da turfa. *Sulcatissporites* de afinidade com o grupo das pteridospermas aparece com 4% de representatividade. O gênero *Cordaitina*, que remete a plantas cordaiteanas, representa apenas 1% da associação.

Os esporos são dominados por *Lundbladispora*, forma relacionada a licófitas (Isoetales), que corresponde a 12% da associação. O registro de tétrades de *Lundbladispora* indica proximidade da planta mãe à área de deposição da turfa. Formas que também ocorrem em percentuais representativos são *Punctatissporites* e *Cyclogranisporites* (10 a 12%), indicando que as filicófitas foram componentes representativos na paleoflora.

A integração dos dados palinológicos permite inferir uma associação vegetal de tipo floresta pantanosa como fornecedora da biomassa para o depósito de turfa. O dossel era composto principalmente por plantas gimnospérmicas, possivelmente dominadas por glossopterídeas, ocorrendo porém nichos em que licófitas subarborescentes eram bem representadas, sendo o sub-bosque povoado principalmente por filicófitas.

Camada Irapuá

A camada de carvão Irapuá tem espessura média de 2 metros e ocorre em áreas restritas no estado de Santa Catarina, geralmente depositada em estruturas de formas alongadas e em ferradura (Bortoluzzi *et al.*, 1978).

A análise dos testemunhos de sondagem permitiu verificar que o siltito subjacente à camada é rico em fósseis vegetais (Bortoluzzi *et al.*, 1978). Já o afloramento Bainha, localizado na zona urbana de Criciúma, com 3 metros de espessura, constituído de argilito carbonoso intercalado com centimétricos leitos de carvão (Iannuzzi, 2010), seria correspondente a uma variação lateral de fácies da camada de carvão Irapuá (Bortoluzzi *et al.*, 1978). O conteúdo fitofossilífero preservado como impressões e compressões é muito expressivo (Iannuzzi, 2010 e citações incluídas).

Folhagens glossopterídeas dominam a associação (50%), em sua maioria quase absoluta relacionadas a *Glossopteris*, sendo muito rara a ocorrência de *Gangamopteris*, representada por algumas espécies endêmicas. Folhas cordaiteanas (*Cordaites hislopii*) e sementes atribuídas a esse grupo (tipo *Samaropsis-Cordaicarpus*) são bem representadas; frondes pecopterídeas (*Pecopteris* sp., *Pecopteris pedrasica*), relacionadas tentativamente a filicófitas, são raras. A presença de formas herbáceas relacionadas a esfenófitas é registrada pela presença de caules desnudos de tipo *Paracalamites* (*Paracalamites australis*) e *Notocalamites* (*Notocalamites desnudo*) e de ramos articulados com folhagem de tipo *Phyllothea* (*Phyllothea australis*, *P. griesbachii*). Estruturas reprodutivas relacionadas a esfenófitas Equisetales (*Giridia indica* e *G. quiteriensis*) são registradas por Boardman e Iannuzzi (2010). Ramos de coníferas (*Brasilocladus acicularis*, *Buriadia mendesii*) são muito raros. Estruturas reprodutivas isoladas, relacionadas a glossopterídeas (*Ottokaria*), e outras com afinidade ainda incerta (*Arberia*, *Arberiopsis*, *Plumsteadella*) concentram-se preferencialmente em alguns níveis como decorrência de processos tafonômicos seletivos ou como consequência de deposição sazonal (Bernardes-de-Oliveira, 1980). Os principais representantes dessa megaflore estão ilustrados na figura. 11.

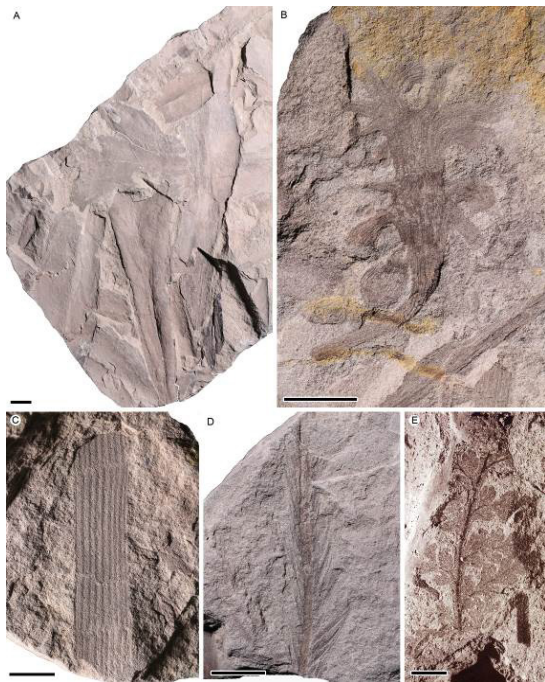


Figura 11: Impressões fossilíferas da megaf flora de Irapuá. A) Múltiplos fragmentos de folhas glossopterídeas; B) estrutura reprodutiva de tipo *Arberia* sp.; C) caule de esfenófito *Paracalamites australis*; D) ramo de conífera *Brasilocladus acicularis*; fronde de filicófito *Pecopteris* sp. Material depositado na coleção paleobotânica do Dept. de Paleontologia e Estratigrafia/UFRGS. Escalas= 1 cm.

Análises palinológicas realizadas na mina a céu aberto de Siderópolis (Bortoluzzi *et al.*, 1978) indicaram o predomínio de esporos do gênero *Lundbladispora* (55%) com identificação botânica a licófitas subarborescentes do grupo das Isoetales (Looy *et al.*, 2005), seguidos de *Punctatisporites* (15%) *Calamospora* (3%) e *Granulatisporites* (3%) relacionadas a filicófitas. Grãos de pólen bissacados não estriados (*Sulcatisporites*) ocorrem em baixo percentual (3%) e grãos bissacados estriados (*Striatoabieites*) relacionados a pteridospermas ocorrem em percentagens ainda mais baixas (1%).

Os resultados palinológicos obtidos na camada de carvão, que indicam uma associação predominantemente formada por licófitas subarborescentes e filicófitas, são discrepantes quando confrontados com a composição paleoflorística de sedimentos clásticos do afloramento Bainha, que evidenciam o domínio de glossopterídeas. Essa discrepância também é citada por Glasspool (2003) para os carvões da Formação Vryheid (África do Sul), onde é registrada grande diversidade de megásporos de licófitas. Tal evidência contrapõe-se à extrema pobreza de registros megaf lorísticos desse grupo em camadas silticas associadas aos carvões (Anderson & Anderson, 1995).

É importante ressaltar que as distinções encontradas entre macrofloras de ambientes clásticos e microfloras dos carvões podem ser consequência da composição diferencial das comunidades que deram origem à turfeira e das comunidades contemporâneas distribuídas em terras baixas a ela circundantes (Collinson & Scott, 1987). Gastaldo *et al.* (1995) indicaram que as floras de substratos clásticos são distintas em relação às floras geradoras de turfa, especialmente em índices relacionados à dominância e diversidade. Especificamente com relação à Camada Irapuá, a alta representatividade de glossopterídeas nos sedimentos clásticos do afloramento Bainha pode representar associações que viviam na porção proximal das comunidades geradoras de turfa enquanto que as licófitas subarborescentes, adaptadas a ambientes muito saturados em poções distais, não estariam representadas na associação fitofossilífera dos sedimentos clásticos.

Camada Bonito

A Camada Bonito atinge 3,4 metros de espessura na mina subterrânea de Bonito (atualmente desativada), próxima à cidade de Lauro Müller, SC. Análises palinológicas realizadas por Bortoluzzi *et al.* (1978) indicaram a predominância do gênero *Lundbladispora*, com percentagem relativa de 48% na associação palinológica. Já formas gimnospérmicas (*Vesicaspora*, *Piceapollenites* e *Sulcatisporites*) têm

registro abundante (até 60%) em níveis onde *Lundbladispora* ocorre de forma muito escassa.

Mendonça Filho *et al.*(2013), em estudo integrado por análises petrográficas, geoquímicas e paleobotânicas na Camada Bonito, caracteriza a associação espora-pólnica do nível basal da camada pelo domínio de grãos de pólen bissacados derivados de gimnospermas, principalmente *Vesicaspora*, *Scheuringipollenites*, *Alisporites*, *Cannanoropollis* e *Caheniasaccites*, de afinidade botânica com cordaiteanas ou glossopterídeas (segundo Gould e Delevoryas, 1977 e Quadros *et al.*, 1995). Grãos de pólen estriados, tais como *Protohaploxylinus*, produzidos provavelmente por glossopterídeas e/ou coníferas, também ocorrem na associação.

Já a associação palinológica preservada no topo da camada caracteriza-se pela dominância de esporos triletes tais como *Lundbladispora* e *Vallatisporites*, algumas vezes agrupados em tétrades. Essa composição indica o domínio de licófitas subarborescentes e herbáceas na comunidade geradora de turfa. Esporos de afinidade botânica atribuída a filicófitas (e.g. *Punctatisporites*) e formas atribuíveis a esfenófitas (*Calamospora*) também foram identificados.

Os dados obtidos por Mendonça Filho *et al.*(2013) coadunam-se com as análises palinológicas realizadas por Bortoluzzi *et al.*(1978). Os principais representantes da palinoflora estão ilustrados nas FIG. 12 e 13.

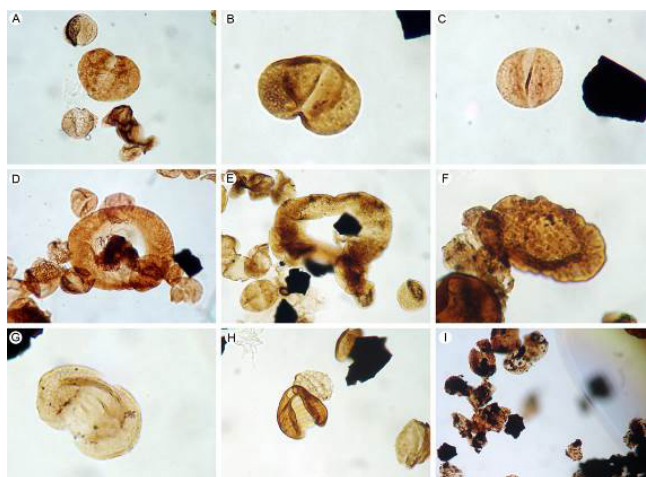


Figura 12. Palinomorforfos da Camada Bonito, com dominância de grãos de pólen bissacados relacionados a gimnospermas. A) *Alisporites splendens* (Leschik) Foster (1979); B) *Vesicaspora wilsonii* (Schemel) Wilson et Venkatachala (1963); C) *Scheuringipollenites medius* (Burjack) Dias-Fabricsio (1981); D) *Cannanoropollis diffusus* (Tiwari) Dias-Fabricsio (1981); E) grão de pólen monossacado não identificado; F) *Caheniasaccites ovatus* (Bose et Kar) Archangelsky et Gamarro,

1979; G) *Protohaploxylinus hartii* Foster (1979); H) *Fusacolpites fusus* Bose et Kar (1966); I) vista geral do conteúdo palinológico do nível intermediário de carvão (dominância de grãos de pólen bissacados). Material depositado na laminoteca do Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica-IGEO/UFRJ. Escalas= A-H) aumento de 500x; I) aumento de 100x. Fonte: Mendonça Filho *et al.*, 2013.

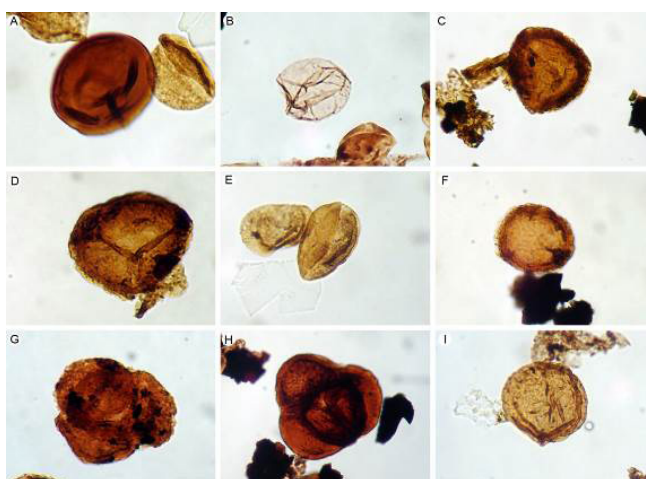


Figura 13. Palinomorforfos da Camada Bonito. A) *Punctatisporites gretensis* Hart (1964); B) *Calamospora sahariana* Bharadwaj (1957); C, D) *Lundbladispora braziliensis* (Pant et Srivastava) Marques-Toigo et Picarelli (1984); E) *Cycadopites glaber* (Luber et Waltz) Hart (1964); F) *Lundbladispora* sp.; G) tétrade de *Cyclogranisporites* sp.; H) tétrade de *Lundbladispora* sp.; I) *Cyclogranisporites parvigranulosus* (Leschik) Ybert (1975). Material depositado na laminoteca do Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica-

IGEO/UFRJ. Escala= aumento de 500x. Fonte: Mendonça-Filho *et al.*, 2013.

Megafósseis procedentes de roof-shale da Camada Bonito foram identificados por Mendonça Filho *et al.*(2013) em densas associações de caules muito comprimidos de licófitas subarborescentes em disposição horizontal, sem orientação preferencial, no teto da camada na mina subterrânea. Essas formas apresentam padrão morfológico compatível com o fóssil-gênero *Brasilodendron*. Análises em microscopia eletrônica de varredura demonstraram que as almofadas foliares na totalidade dos fragmentos estavam superficialmente queimadas (Fig. 14 A, B, C).

Figura 14: Megaflores da Camada Bonito. A, B, C) Adressões de caules de licófitas do teto da mina subterrânea mostrando almofadas foliares preservadas (*Brasilodendron* sp.) e superfície queimada; D) contra-molde de caule de licófitas (*Brasilodendron* sp.) identificado em níveis siliciclásticos associados ao carvão; E) detalhe de D. Material depositado no Setor de Botânica e Paleobotânica do Museu de Ciências Naturais/UNIVATES. Fonte: Mendonça Filho *et al.*, 2013.



Adicionalmente, a ocorrência de densas associações monotípicas de moldes de caules de *Brasilodendron pedroanum* são observáveis em afloramentos nas proximidades da mina subterrânea em níveis associados ao topo da camada de carvão (Fig. 14 A, B, C) o que sugere que a vegetação de terras baixas contemporânea era constituída eminentemente por licófitas (Manfroi *et al.*, 2012).

A integração dos dados palinológicos, de palinofácies e paleobotânicos indicam, para Mendonça Filho *et al.*(2013), modificações nas condições paleocológicas que propiciaram o desenvolvimento de diferentes comunidades de plantas durante o intervalo de deposição de turfa, envolvendo desde uma floresta gimnospérmica incluindo plantas com afinidade a coníferas na base da camada, até um cenário dominado por licófitas subarborescentes mais ao topo, sugerindo uma aproximação progressiva de um ambiente costeiro.

3.2.2.3 Jazidas do Estado do Paraná

Jazida de Figueira

A jazida de Figueira, localizada no nordeste do Estado do Paraná, compreende uma única camada de carvão ocorrente a 40 metros de profundidade, composta por uma unidade inferior de 40 cm de espessura, separada da unidade superior (20 cm) por uma camada de siltito carbonoso (40 cm). De acordo com Zacharias e Assine (2005), a deposição irregular da camada decorre de condições paleoambientais relacionadas a

planícies deltaicas localizadas na porção central do estuário.

A associação paleoflorística descrita por Ricardi-Branco *et al.*(2002), Ricardi-Branco & Ricardi (2003) e Ricardi-Branco & Rösler (2004) provém do nível siltico intermediário aos dois níveis de carvão que compõem a camada.

A paleoflora é constituída por abundantes frondes pecopterídeas (*Pecopteris* spp., *P. pedrasica*, *Asterotheca derbyi*), seguidas por caules e folhas de esfenófitas (*Sphenophyllum brasiliensis*, *Annularia* spp.), caules de licófitas (*Brasilodendron* sp.), ramos de coníferas (*Paranocladus* spp., *Buriadia figueirensis*), glossopterídeas (*Glossopteris* spp., *Gangamopteris obovata*) e sementes (*Paranospermum cambuiense*) (Ricardi-Branco e Rösler, 2004; Vieira *et al.*, 2007; Iannuzzi, 2010).

A composição palinológica da camada não foi até o presente definida, o que dificulta tentativas de identificar características da associação florística que gerou a turfa. Nesse contexto, Gastaldo *et al.*(1995) e Collinson & Scott (1987) afirmam que podem ocorrer diferenças significativas entre os padrões composicionais das associações provenientes de sedimentos clásticos e de floras geradoras da turfa propriamente dita.

A presença de uma associação de megásporos registrada no topo da camada de carvão, com expressiva dominância de *Lagenosporites triunfensis* e *L. scutiformis*, além de raríssimas ocorrências de *Sublagenicula* cf. *S. brasiliensis* e *Setosisporites* cf. *S. furcatus* indica a provável dominância de um padrão monotípico de licófitas, provavelmente *Brasilodendron*.

3.3 Incêndios em paleofloras geradoras de turfa

Ambientes onde se desenvolvem turfeiras têm sido considerados como áreas de umidade permanente, onde as variações climáticas não são impactantes para a ocorrência de incêndios naturais. Esses ambientes, apesar de não serem totalmente imunes a flutuações no teor de umidade, exigem que “as águas subterrâneas devam permanecer acima ou muito próximas da superfície” (Taylor *et al.*, 1998).

Todavia, a detecção global da presença de carvão vegetal (*charcoal*) macroscópico associada a altos teores de inertinita em sedimentos clásticos e em carvões procedentes de sequências depositadas durante Idade do Gelo do Neopaleozoico levaram Glasspool *et al.*(2015) a concluir que o aumento de teores de oxigênio atmosférico durante o Neopaleozoico foi superior aos modelos propostos até o presente para esse intervalo, e podia ocasionar incêndios em ambientes de alta umidade.

A presença de carvão vegetal macroscópico em sedimentos clásticos associados a camadas de carvão tem sido registrada na grande maioria das jazidas desde a porção norte, na jazida de Figueira, até a porção sul da Bacia do Paraná (Jasper *et al.*, 2008, 2011a, 2011b, 2011c, 2013). Sua procedência tem sido relacionada a transporte de material desde regiões de terras baixas marginais aos locais de deposição de turfa (Jasper *et al.*, 2013). Os padrões anatômicos preservados nos fragmentos de carvão vegetal detectados por observação em microscopia eletrônica de varredura são relacionados, em sua grande maioria, a xilema secundário gimnospérmico (Fig. 15).

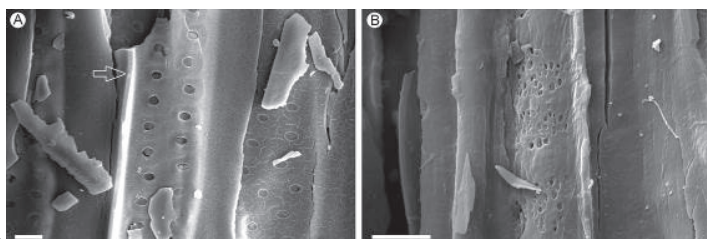
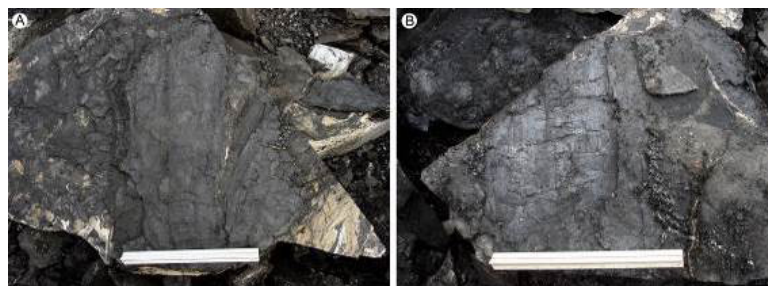


Figura 15: Tecido vascular secundário queimado. A) Xilema secundário evidenciando parede celular homogênea (seta); B) Floema secundário. Escalas= 10 µm. Fonte: Degani-Schmidt *et al.*, 2015.

Incêndios recorrentes na vegetação gimnospérmica da porção proximal da turfeira de Faxinal foram detectados por Degani-Schmidt *et al.*(2015) através da identificação de carvão vegetal macroscópico, com destaque à ocorrência de um expressivo nível de caules queimados de grandes dimensões, detectado em toda a extensão da jazida na camada de carvão superior S (Fig. 16).

Figura 16: Lenhos de grandes dimensões comprimidos e queimados da camada superior S da jazida de Faxinal. Escalas= 20 cm. Fonte: Degani-Schmidt *et al.*, 2015.



A presença de altos teores de inertinita em diversas camadas de carvões da Bacia do Paraná (Henz & Corrêa-da-Silva, 1988; Ade *et al.*,1999; Silva & Kalkreuth 2005, Kalkreuth *et al.*, 2006), que atualmente é considerada por Scott (2010) e Glasspool *et al.*(2015) como sinônimo de carvão vegetal microscópico, também é considerada como evidência de incêndios na área de deposição da turfa e em terras baixas circundantes.

Referências

- Ade, M.V.B., Silva, M.B., Corrêa da Silva, Z.C., 1999. Palaeoenvironments of coal seams deposition in Candiota Coalfield, South Brazil, based on maceral composition. 2. Symposium on Gondwana Coals, Porto, September 1998. Faculdade de Ciências do Porto, Departamento de Geologia, Porto, Portugal. Memória, 5:13-24.
- Alves, R.G. & Ade, M.V.B., 1996. Sequence stratigraphy and coal petrography applied to the Candiota Coalfield, Rio Grande do Sul, Brazil: A depositional model. *Int. J. Coal Geol.*, Amsterdam, 30(3):231-248.
- Anderson, J.M. & Anderson, H.M., 1985. The Palaeoflora of southern Africa. Prodrum of South African megafloras Devonian to Cretaceous. Rotterdam: AA Balkema, 423 p.
- Archangelsky, S. & Césari, S., 1990. Ultra-estrutura de la exina en ejemplares carboníferos de Lundbladispora (Licofita), La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 27:131-139.
- Balme, B.E., 1995. Fossil in situ spores and pollen grains: an annotated catalogue. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 87 :81-323.
- Bernardes de Oliveira, M.E.C., 1980. Nouveau genre néomariopitéridien fertile de la flore à Glossopteris du bassin de Paraná au Brésil. *Boletim IG-USP*, 11:113-119.
- Boardman, D.R. & Iannuzzi, R., 2010. Presence of the genus *Giridia*, Sphenophyte, in the Paraná Basin (Lower Permian, Rio Bonito Formation). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 13:5-12.
- Bortoluzzi, C.A., Piccoli, A.E.M., Bossi, G.E., Guerra-Sommer, M., Marques-Toigo, M., Pons, M.E., Wolf, M., Corrêa da Silva, Z.C., 1978. Pesquisa geológica na bacia carbonífera de Santa Catarina. *Pesquisas*, 11:33-192.
- Cantrill, D.J. & Poole, I., 2012. The vegetation of Antarctica through geological time. Cambridge University Press.
- Cazzulo-Klepzig, M., Guerra-Sommer, M., Menegat, R., Simas, M.W., Mendonça Filho, J.G., 2007. Peat-forming environment of Permian coal seams from the Faxinal Coalfield (Paraná Basin) in southern Brazil, based on palynology and palaeobotany. *Revista brasileira de paleontologia*, Porto Alegre, 10(2):117-127.
- Cazzulo-Klepzig, M., Mendonça Filho, J.G., Guerra-Sommer, M., Menezes, T.R., Simas, M.W., Mendonça, J.O., Degani-Schmidt, I., 2009. Effect of volcanic ash-fall on a Permian peat-forming environment, on the basis of palynology, palynofacies and paleobotany (Faxinal Coalfield, Brazil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, Porto Alegre, 12(3):179-194.

- Cazzulo-Klepzig, M., Menegat, R., Guerra-Sommer, M., 2005. Palynology and palaeobotany in the reconstruction of landscape units from the Candiota Coalfield, Permian of Paraná Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8(1):83-98.
- Chaloner, W.G., Leistikow, K.U., Hill, A., 1979. *Brasilodendron* gen. nov. and *B. pedroanum* (Carruthers) comb. nov., a Permian lycopod from Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 28(2):117-136.
- Chaves, H.A.F., Della Fávera, J.C., Pereira, E., Medeiros, M.A.M., Câmara Filho, L.M., 1994. Eventos cíclicos na seqüência permiana da região de Candiota, RS, Brasil. *Acta Geologica Leopoldensia*, 39(1):221-234.
- Collinson, M.E. & Scott, A.C., 1987. Implications of vegetational change through the geological record on models for coal-forming environments. In: Scott, A.C. (ed). *Coal and Coal-bearing Strata: Recent Advances*. Geological Society Special Publication 32, Blackwell Scientific Publications, 67-85.
- Degani-Schmidt, I., Guerra-Sommer, M., Mendonça, J.O., Mendonça Filho, J. G., Jasper, A., Cazzulo-Klepzig, M., Iannuzzi, R., 2015. Charcoalified logs as evidence of hypautochthonous/ autochthonous wildfire events in a peat-forming environment from the Permian of southern Paraná Basin (Brazil). *International Journal of Coal Geology*, Amsterdam, 146:55-67.
- Della Fávera, J.C., Chaves, H.A.F., Pereira, E., Câmara Filho, L.M., Medeiros, M.A.M., 1992b. Geologia da área de Candiota, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul. LABCG/UERJ, Relatório final do primeiro curso de análise de bacias, 68p., Rio de Janeiro.
- Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.I., 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge: University Press. 274 p.
- Gastaldo, R.A., Pfefferkorn, H.W., Dimichele, W.A., 1995. Taphonomic and sedimentologic characterization of 'roof-shale' floras. In: Lyons, P., Wagner, R.H., Morey, E. (Eds.), *Historical Perspective of Early Twentieth Century Carboniferous Paleobotany in North America*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 185:341-352.
- Gibbs, M.T., Rees, P.M., Kutzbach, J.E., Ziegler, A.M., Behling, P.J., Rowley, D.B., 2002. Simulations of Permian climate and comparisons with climate sensitive sediments. *Journal of Geology*, 110:33-55.
- Glasspool, I., 2003. Palaeoecology of selected South African export coals from the Vryheid Formation, with emphasis on the role of heterosporous lycopods and wildfire derived inertinite. *Fuel*, 8(8):959-970.
- Glasspool, I.J., Scott, A.C., Waltham, D., Pronina, N., Shao, L., 2015. The impact of fire on the Late Paleozoic Earth system. *Frontiers in Plant Science*, Lausanne, 6, article 756.
- Gould, R.E. & Delevoryas, T. 1977. The biology of *Glossopteris*: evidence from petrified seed-bearing and pollen-bearing organs. *Alcheringa*, 1(4), 387-399.
- Greb, S. F., Dimichele, W. A., Gastaldo, R. A., 2006. Evolution and importance of wetlands in earth history. *Geological Society of America Special Papers*, Washington, 399:1-40.
- Guerra-Sommer, M., 1988. Padrões epidérmicos da Flora *Glossopteris* na Jazida do Faxinal (Formação Rio Bonito, Kunguriano, RS): implicações taxonômicas, bioestratigráficas, paleoecológicas e paleogeográficas. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Guerra-Sommer, M. & Bortoluzzi, C.A., 1982. Conífera com estrutura epidérmica preservada no Gondwana sulriograndense (Formação Rio Bonito, Candiota). In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, 1982, Salvador. *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia*, 4:1235-1245.
- Henz, G.I. & Corrêa da Silva, Z. C., 1987. Organo-petrologia dos carvões da Jazida do Faxinal, Município de Arroio dos Ratos, RS. In: I Congresso Brasileiro de Geoquímica, 1987, Porto Alegre. *Anais*, 2:521-546.
- Hoelzel, A., 2014. Revisão da taoflora interglacial de Cerquilha (SP), porção superior do Grupo Itararé, eocisuraliano da borda nordeste da Bacia do Paraná: o gênero *Gangamopteris* McCoy, 1860. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Holz, M., 2003. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system - an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Parana Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, 162(3/4):301-327.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R., Rohn, R., 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/ Permian succession of the eastern border of the Parana Basin, Brazil, South America. *J. S. Am. Earth Sci.*, Oxford, 29(2):381-399.

Holz, M. & Kalkreuth, W., 2002. Sequence Stratigraphy and Coal Petrology applied to the Early Permian coal-bearing Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. American Association of Petroleum Geology, Special Publication, 45-56.

Holz, M. & Kalkreuth, W., 2004. Sequence stratigraphy and Coal Petrology applied to the Early Permian coal-bearing Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. In: J. Pashin & R. Gastaldo (eds.) Special Publication of Coal Geology, American Association of Petroleum Geology, 45-56.

Holz, M., Vieira, P.E., Kalkreuth, W., 2000. The Early Permian coal-bearing succession of the Paraná Basin in southernmost Brazil: depositional model and sequence stratigraphy. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:420-422.

Iannuzzi, R., 2010. The flora of Early Permian coal measures from the Paraná Basin in Brazil: A review. *International Journal of Coal Geology*, Amsterdam, 83(2-3):229-247.

Jasper, A., Guerra-Sommer, M., Abu Hamad, A.M.B., Bamford, M., Bernardes de Oliveira, M.E.C., Tewari, R., Uhl, D., 2013. The burning of Gondwana: Permian fires on the southern continent - a palaeobotanical approach. *Gondwana Research*, Amsterdam, 24(1):148-160.

Jasper, A., Manfroi, J., Ost, E., Machado, N.T.G., Konrad, O., Uhl, D., 2011a. Evidências Paleobotânicas de incêndios vegetacionais no afloramento Morro Papaléo, Paleozóico superior do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Geonomos*, Belo Horizonte, 19(1):18-27.

Jasper, A., Uhl, D., Guerra-Sommer, M., Abu Hamad, A.M.B., Machado, N.T.G., 2011b. Charcoal remains from a tonstein layer in the Faxinal Coalfield, Lower Permian, southern Paraná Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 83:471-481.

Jasper, A., Uhl, D., Guerra-Sommer, M., Bernardes-de-Oliveira, M.E.C., Machado, N.T.G., 2011c. Upper Paleozoic charcoal remains from South America: Multiple evidences of fire events in the coal bearing strata of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 306(3-4):205-218.

Jasper, A., Uhl, D., Guerra-Sommer, M., Mosbrugger, V., 2008. Palaeobotanical evidence of wildfires in the Late Palaeozoic of South America – Early Permian, Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, 26(4):435-444.

Kalkreuth, W., Holz, M., Cazzulo-Klepzig, M., Marques-Toigo, M., Utting, J., Semkiwa, P., 1999. A comparative study of the geology, petrology and palynology of Permian coals in Tanzania and southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, Inglaterra, 29:91-104.

Kalkreuth, W., Holz, M., Kern, M., Machado, G., Mexias, A., Silva, M., Willett, J., Finkelman, R., Burger, H., 2006. Petrology and chemistry of Permian coals from the Paraná Basin: 1. Santa Terezinha, Leão-Butiá and Candiota Coalfields, Rio Grande do Sul, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, Amsterdam, 68:79-116.

Kalkreuth, W., Holz, M., Mexias, A., Balbinot, M., Levandowski, J., Willett, J., Finkelman, R., Burger, H., 2010. Depositional setting, petrology and geochemistry of permian coals from the Paraná Basin: 2. South Santa Catarina Coalfield, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 84:213-236.

Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S., Gulbranson, E.L., 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, Amsterdam, 25(4):1396-1421.

Looy, C.V., Collinson, M.E., van Konijnenburg-van Cittert, J.H., Visscher, H., Brain, A.P., 2005. The ultrastructure and botanical affinity of end Permian spore tetrads. *International Journal of Plant Sciences*, 166(5):875-887.

Manfroi, J., Jasper, A., Guerra-Sommer, M., Uhl, D., 2012. Sub-arborescent Lycophytes in coal-bearing strata from the Artinskian (Early Permian/Cisuralian) of the Santa Catarina coalfield (Paraná Basin, SC, Brazil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 15:135-140.

Marques-Toigo, M. & Corrêa da Silva, Z.C. 1984. Paleoeecologia dos carvões da Bacia do Paraná. In: Simpósio do Gondwana, 33 Cong. Bras. Geologia, 1984, Rio de Janeiro. *Anais*, 2:1022-1023.

Mendonça Filho, J.G., Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Mendonça, J.O., Silva, T.F., Kern, M.L., Menezes, T.R., Jasper, A., Silva, M.C., Santos, L.G.C., 2013. Permian carbonaceous rocks from the Bonito Coalfield, Santa Catarina, Brazil: Organic facies approaches. *International Journal of Coal Geology*, Amsterdam, 111:23-36.

Meyer, K.E.B. & Marques-Toigo, M., 2000. O significado ambiental da microflora dos carvões da Malha IV, Mina de Candiota, RS, Permiano da Bacia Paraná, Brasil. *Revista da Universidade de Guarulhos, Geociências V (vol. especial)*, 16-20.

- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15:265-287.
- Montañez, I.P. & Poulsen, C.J., 2013. The Late Paleozoic Ice Age: an evolving paradigm. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Palo Alto, 41:629-656.
- Mune, S.E. & Bernardes de Oliveira, M.E.C., 2007. Revisão da tafoflora interglacial neocarbonífera de Monte-Mor, SP (Subgrupo Itararé), nordeste da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geologia*, 37(3):427-444.
- Niklas, K.J., 1997. *The Evolutionary Biology of Plants*. Chicago: University Press, 449 p.
- Petri, S. & Souza, P.A., 1993. Síntese dos conhecimentos e novas concepções sobre a bioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, 14(2):7-18.
- Picarelli, A.T. & Marques-Toigo, M., 1985. Estudo Palinológico das Camadas de Carvão S2 e I na sondagem D 112, Minas do Leão, RS, Brasil. In: Diógenes de Almeida Campos; Cândido Simões Ferreira; Ignácio Machado Brito; Cleantho Fialho Viana. (Org.). *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*. 2ed. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral- DNPM, 27:409-418.
- Prothero, D.R., 1990. *Interpreting the Stratigraphic Record*. New York: W. H. Freeman, 410 p.
- Quadros, L.P., Marques-Toigo, M., Cazzulo-Klepzig, C., 1995. Catálogo de esporos e polens fósseis do Paleozoico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 9(1):1-151.
- Redivo, R.V., 2002. Caracterização tecnológica do carvão das camadas Barro Branco e Bonito para fins energéticos na região de Criciúma-SC. *Dissertação de Mestrado*, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo EPUSP, 83p.
- Ricardi-Branco, F., Arai, M., Rösler, O., 2002. Megaspores from coals of the Triunfo Member, Rio Bonito Formation (Lower Permian), northeastern Paraná State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 74(3):491-503.
- Ricardi-Branco, F. & Ricardi, M.T., 2003. Licófitas da Formação Rio Bonito (Permiano Inferior, Bacia do Paraná), Nordeste do Estado do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 6:19-28.
- Ricardi-Branco, F. & Rösler, O., 2004. The paleoflora of Figueira in the context of Neopaleozoic of Paraná Basin, Brasil. *Terrae*, Campinas, 1(1):11-18.
- Scotese, C.R., Boucot, A.J., McKerrow, W.S., 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1):99-114.
- Scott, A.C., 2010. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 291(1-2):11-39.
- Silva, M. & Kalkreuth, W., 2005. Petrological and geochemical characterization of Candiota coal seams, Brazil - Implication for coal facies interpretations. In: 3. Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, 2005, Salvador. Abstract volume, 235p.
- Silva, M.B., Kalkreuth, W., Holz, M., 2008. Coal petrology of coal seams from the Leão-Butiá Coalfield, Lower Permian of the Paraná Basin, Brazil - Implications for coal facies interpretations. *International Journal of Coal Geology*, Amsterdam, 73(3-4):331-358.
- Simas, M.W., 2007. Origem vulcânica para o tonstein da jazida do Faxinal (RS): estudos mineralógicos, petrográficos e de palinofácies. *Dissertação (Mestrado em Geociências)* - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Simas, M.W., Guerra-Sommer, M., Mendonça Filho, J.G., Cazzulo-Klepzig, M., Formoso, M.L.L., Degani-Schmidt, I., 2013. An accurate record of volcanic ash fall deposition as characterized by dispersed organic matter in a Lower Permian tonstein bed (Faxinal Coalfield, Paraná Basin, Brazil). *Geologica Acta*, Barcelona, 11(1):47-57.
- Simas, M.W., Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Menegat, R., Santos, J.O.S., Ferreira, J.A.F., Degani-Schmidt, I., 2012. Geochronological correlation of the main coal interval in Brazilian Lower Permian: Radiometric dating of tonstein and calibration of biostratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, 39:1-15.
- Souza, P.A., 2006. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Amsterdam, 138(1):9-29.

- Souza, P.A., Lima, M.R., Saad, A.R., 1993a. Palinologia dos carvões paleozóicos do Estado de São Paulo, Brasil: I - O carvão de Buri. *Revista do Instituto Geológico*, 14(1):5-20.
- Souza, P.A., Lima, M.R., Saad, A.R., 1993b. Palinologia dos carvões paleozóicos do Estado de São Paulo: III - O carvão de Cerquilha. In: 13. Congresso Brasileiro de Paleontologia, 1993, São Leopoldo. *Boletim de Resumos*, 62-62.
- Souza, P.A., Saad, A.R., Lima, M.R., 1997. Palinologia dos carvões paleozóicos do Estado de São Paulo. II - O carvão de Monte-Mor. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, 18(1-2):7-21.
- Souza, P.A., Lages, L.C., Rohn-Davies, R., 2001. New palynological data from the Aliança Coal Mine (Cerquilha, São Paulo State), Upper Paleozoic Tubarão Group, northeastern Paraná Basin, Brazil. In: II Simpósio Argentino sobre el Paleozóico Superior, 2001, Trelew. *Resúmenes*, 27-27.
- Souza, P.A. & MARQUES-TOIGO, M., 2005. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 77(2):353-365.
- Tabor, N.J. & Poulsen, C.J., 2008. Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian–Early Permian tropical palaeolatitudes: a review of climate indicators, their distribution, and relation to palaeophysiographic climate factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268(3):293-310.
- Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R., Robert, P., 1998. *Organic Petrology*. Berlin: Gebrüder Borntraeger. 704 p.
- Vieira, C.E.L., Iannuzzi, R., Guerra-Sommer, M., 2007. Revisão de pecopterídeas polimórficas do Neopaleozóico da América do Sul. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 10:107-116.
- Zacharias, A.A. & Assine, M.L., 2005. Modelo de preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito no norte do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, Curitiba, 35(4), 573-583.
- Ziegler, A.M., Hulver, M.L., Rowley, D.B., 1997. Permian world topography and climate. In: MARTINI, I. P. (Ed.). *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes: Quaternary, Carboniferous-Permian, and Proterozoic*. New York, Oxford University Press, 111-146.
- Ziegler, A.M., Eshel, G., Rees, P. M., Rothfus, T., Rowley, D., Sunderlin, D., 2003. Tracing the tropics across land and sea: Permian to present. *Lethaia*, 36(3):227-254.

CAPÍTULO 4

FORMAÇÃO, DEPOSIÇÃO, PRESERVAÇÃO E EVOLUÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA EM UMA TURFEIRA

Cristina Rodrigues¹, Carla Viviane Araujo², Marcus Vinicius Berao Ade³ e Zuleika Carreta Corrêa da Silva⁴

¹ *Universidade Fernando Pessoa, FP-ENAS – UFP, cfrodrig@gmail.com*

² *Geóloga aposentada, cvarau@gmail.com*

³ *Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, marcus.ade@uerj.br*

⁴ *Geóloga aposentada Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS.*

4.1 Introdução

A turfa é, comumente, considerada como produto da acumulação e decomposição da matéria prima do carvão, isto é, o seu precursor “vegetal”. Nesta aceção, o International Committee for Coal and Organic Petrology - ICCP (Peat, 1963) estabeleceu que a turfa forma-se em pântanos a partir de vegetação morta ou restos de vegetação parcialmente decomposta. A turfa apresenta uma cor castanha amarelada a preta acastanhada, a sua consistência é normalmente fibrosa, podendo ser plástica ou friável. No seu estado natural pode ser facilmente cortada e é rica em celulose livre, apresenta um teor em umidade elevado (> 70%, geralmente > 90%), um teor em carbono entre 50 a 60% (numa base seca isenta de cinzas) e um teor em oxigénio de cerca de 30% (numa base seca isenta de cinzas).

A definição referida anteriormente foi estabelecida de forma a caracterizar a turfa sem qualquer alusão a uma área científica específica. No entanto, mesmo assim e dependendo da área de especialização estabelecem-se diferentes propósitos e métodos de estudo das turfas. Os botânicos e geobotânicos estudam as características específicas da vegetação que compõem as turfas e o clima do período em que ocorreu a deposição da turfa; estudo este efetuado com base na estratigrafia dos depósitos da turfa e, nesta perspetiva consideram os depósitos de turfas como pântanos. Os geólogos analisam os depósitos de turfas para fins industriais, considerando, por isso, as acumulações de turfas como depósitos económicos. Os hidrologistas estudam o regime hidrológico dos pântanos definindo-os como corpos de água. Os pedologistas analisam os depósitos de turfas como solos agrícolas extremamente férteis (Inisheva, 2006).

Poder-se-á, ainda, afirmar que a definição de turfa referida anteriormente ainda não é mundialmente aceita, embora os diferentes autores tenham chegado a um consenso suportado pelo princípio que estabelece que um depósito sedimentar para que possa ser classificado como turfa terá que conter um teor mínimo em matéria orgânica (UNESCO (EOLSS), 2002), podendo este teor mínimo variar de autor para autor.

Os ambientes de formação das turfas (turfeiras) e os ambientes de deposição dos estratos adjacentes poderão e irão influenciar as características do carvão, no que diz respeito à sua continuidade lateral, espessura, geometria, distribuição e qualidade. Assim sendo, as características da turfeira irão condicionar os processos de formação, deposição, preservação e evolução da matéria orgânica e, por sua vez, as características do carvão. Neste contexto, a turfa reflete as condições de deposição da turfeira, assim como o tipo de vegetação que se desenvolveu nesse ecossistema. Na realidade, existe uma relação evidente entre a composição das turfas e a comunidade de plantas que se desenvolveram na turfeira. Contudo, esta relação não implica, *de per sí*, que exista uma equivalência direta, uma vez que a sua formação depende de outros fatores que irão ser abordados em detalhe neste capítulo.

As propriedades da turfa são os parâmetros chave para uma correta classificação e avaliação de sua qualidade. A turfa é constituída por matéria orgânica, matéria mineral, gases e água. Em condições normais (saturação em água), apresenta um teor em umidade superior a 80% e o teor em gases é cerca de 6%. A turfa na base seca pode apresentar um teor em matéria orgânica de 50%. As propriedades físicas da turfa são, maioritariamente, representadas pelo grau de decomposição da matéria orgânica, teor em água, gravidade específica e densidade aparente; enquanto que, as propriedades químicas são definidas pela composição elementar, componentes orgânicos e teor em cinzas (Diessel, 1992; Taylor et al, 1998; Lemos de Sousa et al, 2012; Rich, 2015)

4.2 Fatores que controlam a deposição da turfeira

Os fatores fundamentais que controlam a formação, acumulação, preservação e evolução da matéria orgânica de origem vegetal numa turfeira são de natureza climática (principalmente os ecológicos), geológica, geomorfológica e hidrológica. Contudo, os fatores que, efetivamente, condicionam a formação, acumulação, preservação e evolução de uma turfeira são a água e a temperatura, os quais, de forma direta ou indireta, estão intimamente relacionados com os fatores mencionados anteriormente. Pois, a formação e transformação da turfa em turfeiras ocorre, simplesmente, quando a quantidade de material orgânico acumulado é superior à quantidade decomposta. Assim sendo, a ação combinada de diferentes condições da água e temperatura é que definem o equilíbrio entre a acumulação e a decomposição da turfa.

Faz-se, igualmente, notar que os processos determinantes para a formação e acumulação da matéria orgânica numa turfeira nem sempre são os propícios para a sua preservação e evolução.

4.2.1. Fatores climáticos

Os fatores climáticos são de tal forma determinantes na formação e evolução de uma turfeira que, historicamente, pouco se sabe das turfas que se desenvolveram em regiões frias e, mesmo, em regiões subárticas (incluindo nas tundras). Neste contexto, o desenvolvimento das turfas encontra-se, essencialmente, associado a regiões caracterizadas por climas quentes e úmidos e, na evolução geológica do planeta Terra, essas condições desenvolveram-se, essencialmente, durante o Carbonífero superior, sendo por isso, o

período caracterizado pelas formações mais ricas em depósitos de carvão.

Na realidade, tal como já foi referido, a ação combinada da temperatura e da água são os parâmetros, efetivamente, responsáveis pela diversidade e taxa de crescimento do material vegetal, assim como pela reprodução e atividade microbiana existente nos diferentes sistemas de deposição. A interação dos diferentes fatores ecológicos apresenta um papel crucial nos processos de acumulação, distribuição (concentração/dispersão) e preservação inicial, uma vez que, estabelece o equilíbrio entre a produtividade biológica e a degradação (decomposição/transformação) da matéria orgânica, induzida pela atividade microbiana (biodegradação) e por processos de oxidação/redução (Lemos de Sousa et al, 2012; Łajczak, 2013).

A temperatura influencia, de tal forma, a taxa de crescimento das plantas e da biomassa resultante que as diferentes temperaturas existentes nas distintas regiões climáticas apresentam para além de espécies de plantas e taxas de produção diferentes, quantidades cumulativas de detritos vegetais distintos. De acordo com a Tabela 1, a quantidade cumulativa de detritos vegetais aumenta da região da tundra polar para a região da floresta estepe, e diminui em grande parte da floresta estepe para o deserto temperado, fato este que se deve ao aumento da aridez. Mas, nas regiões florestais subtropicais a quantidade cumulativa de detritos vegetais aumenta acentuadamente, e nas regiões de floresta tropical úmida a quantidade cumulativa de detritos vegetais atinge o seu máximo.

Tabela 1 - Quantidade cumulativa e capacidade de decomposição dos detritos vegetais em função das diferentes regiões climáticas (adaptado de UNESCO (EOLSS), 2002).

Região	Quantidade Cumulativa (base seca) (t km ⁻² a ⁻¹)	Capacidade de decomposição (t km ⁻² a ⁻¹)	Temperatura média do mês mais quente (°C)
Tundra Polar	0,3	Extremamente fraca	< 0,0
Tundra	1,4	Ligeiramente fraca	7,2
Floresta Estepe	10,0	10,0	21,0
Pradaria	5,0	11,0	22,0
Deserto Temperado	0,2	17,0	28,0
Deserto Subtropical	0,4	17,5	28,5
Floresta Subtropical	11,0	15,0	25,5
Savana Tropical	6,0	16,0	27,0
Floresta Tropical úmida	16,5	15,0	26,0

Resumindo, a temperatura influencia a atividade e a capacidade reprodutiva dos microrganismos, afetando assim a taxa de decomposição (ou capacidade de decomposição) da matéria orgânica. Em condições climáticas frias, a atividade microbiana é baixa e, conseqüentemente, a decomposição da matéria orgânica é lenta (Martini & Glooschenko, 1985). Sob condições de temperatura quente, a ação química é mais forte e os microrganismos reproduzem-se rapidamente e, naturalmente, a decomposição da matéria orgânica é acelerada. A Tabela 1 mostra claramente que a capacidade de decomposição da matéria orgânica aumenta das regiões polares para as regiões tropicais. Assim sendo, do ponto de vista da temperatura, as capacidades de decomposição mais elevadas são identificadas nos desertos subtropical e temperado.

A disponibilidade em água de uma determinada região é, frequentemente, expressa por teor em umidade. As turfas desenvolvem-se sob condições elevadas de água, estando normalmente saturadas ou quase totalmente saturadas. No entanto, as características de armazenamento das turfas em água, em condições de saturações diferentes, são igualmente importantes, uma vez que, determinam a quantidade

de água envolvida na formação da turfa. A distribuição global das turfas coincide com as regiões onde a precipitação média anual é superior à evaporação média anual. Pois, se o teor em umidade é muito elevado, as depressões não são as únicas áreas propícias à acumulação de turfas, mas as encostas e as bacias hidrográficas suaves podem, igualmente, permitir o desenvolvimento de turfeiras. A água tem, de tal forma, uma forte influência na atividade dos microrganismos que a decomposição microbiana é 60% a 80% mais forte em solos saturados em água. Adicionalmente, a retenção da água pela matéria orgânica, existente numa turfa, aumenta com o aumento da decomposição. Pois, a matéria orgânica que esteve submetida a processos de decomposição fortes apresenta poros de pequena dimensão em grande proporção, os quais não são facilmente drenados, uma vez que os poros de pequena dimensão são caracterizados por valores de pressão capilar elevados (Boelte, 1969; Michel, 2010).

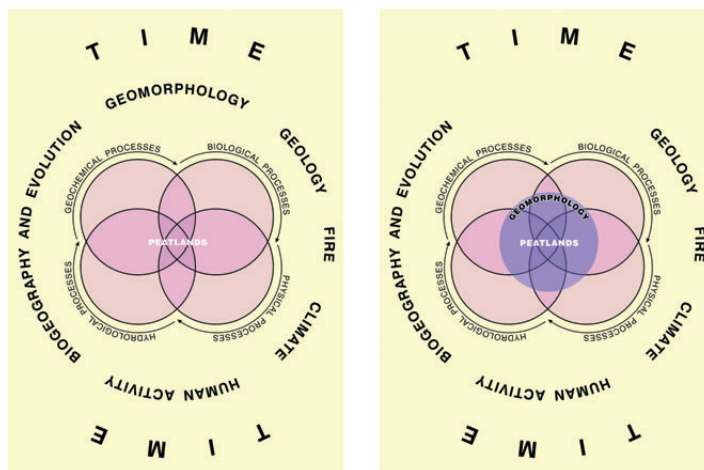
4.2.2. Fatores geológicos e geomorfológicos

A água constitui um parâmetro chave na formação das turfas, tal como já foi referido, o que, conseqüentemente, implica a existência de características geológicas e geomorfológicas que permitam que a água se posicione próximo da superfície. Estas condições podem ser desenvolvidas na presença de um abastecimento de água lateral abundante e/ou de uma superfície mal drenada. Neste contexto, a maioria das áreas saturadas em água ocorre em depressões do terreno, onde a drenagem é impedida pela condutividade hidráulica baixa ou pela ausência de drenagem das áreas circundantes. Assim sendo, os fatores geológicos e geomorfológicos controlam a localização espacial das turfeiras. Nas regiões em que os processos de subsidência são lentos ou relativamente estáveis, os processos erosivos a que a superfície terrestre é submetida são muito fracos, favorecendo assim a acumulação da matéria orgânica. Adicionalmente, se as taxas de subsidência forem idênticas às taxas de acumulação da matéria orgânica, poder-se-ão desenvolver camadas espessas e profundas de turfa. Posto isso, vários tipos de depressões apresentam características propícias à formação e desenvolvimento das turfas, nomeadamente depressões formadas pela ação da água corrente, depressões costeiras desenvolvidas em função da interação dos ambientes marinho e continental, assim como depressões simples que se formam pela ação erosiva do gelo.

A geologia constitui, igualmente, um grande impacto na formação de uma turfa devido à influência produzida ao nível da composição química do solo. A turfa só se desenvolverá em regiões onde a água apresente um conteúdo mineral e níveis de nutrientes baixos. Tais condições prevalecem, nas regiões em que a maior parte do abastecimento de água ocorra diretamente da precipitação da chuva. Assim sendo, se se tratar de ecossistemas em que grande parte da água tem origem subterrânea, o desenvolvimento da turfa não é eficiente, principalmente se a drenagem da água tiver ocorrido através de depósitos ricos em cálcio e magnésio, elementos que são facilmente dissolvidos e lixiviados, passando a ser parte constituinte da água. Por outro lado, se as rochas, submetidas a drenagem, forem representadas por rochas ígneas, as quais apresentam níveis de minerais solúveis e de permeabilidade baixos, os valores de pH resultantes e os níveis de minerais e nutrientes serão baixos, criando um ambiente desfavorável para a atividade microbiana (bactérias e fungos), favorecendo, conseqüentemente, a formação e acumulação da turfa. Condições semelhantes de pH e níveis de minerais e nutrientes baixos podem, igualmente, desenvolver-se a partir da acumulação de vegetação aquática em lagos. Pois, os lagos são, normalmente, caracterizados por águas estagnadas e níveis de oxigénio baixos o que, conseqüentemente, induz uma decomposição lenta da matéria orgânica.

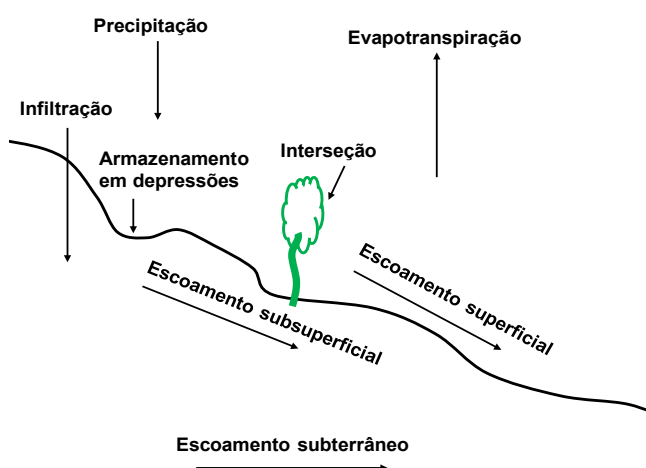
Os fatores geomorfológicos controlam a formação das turfas, devido à influência que produzem na hidrologia, saturação do solo, deslocamento do nível freático e erosão da superfície terrestre. Estes parâmetros controlam direta ou indiretamente as condições de temperatura e da água de uma determinada área e, conseqüentemente, condicionam a formação e evolução das turfas (Taylor et al., 1998; Evans & Warburton, 2010; Loisel et al, 2013; Shuttleworth, 2014). É um fato que a turfa nunca formar-se-á em áreas em que os processos de erosão provocam transporte/remobilização da matéria orgânica, ao contrário da sua acumulação. Em termos práticos, a análise combinada da geomorfologia e dos processos erosivos permitirão caracterizar as condições de uma turfeira. Nesta perspectiva, a revegetação e a sedimentação são processos chave para que ocorra a deposição e a estabilização de uma turfeira. Assim sendo, em turfeiras intactas, a geomorfologia não constitui um parâmetro determinante para a formação e o desenvolvimento da turfeira, uma vez que, numa primeira fase, a sua evolução é controlada por processos hidrológicos e biológicos. Em turfeiras instáveis sua formação e desenvolvimento são fortemente controlados por fatores hidroclimáticos, via processos erosivos, o que produz variações significativas da topografia e não se verifica uma recuperação completa da vegetação. Nestes casos, compreender os processos geomorfológicos é tarefa essencial para que se consiga fazer uma correta avaliação e classificação da turfeira (Figura 1).

Figura 1: O papel da geomorfologia numa turfeira (adaptado de Evans e Warburton, 2010).



4.2.3. Fatores hidrológicos

A hidrologia, tal como já se viu nas seções anteriores, embora de forma incipiente, é um parâmetro que controla de forma determinante a formação e desenvolvimento de uma turfeira, uma vez que, a vegetação irá sofrer alterações significativas dependendo da quantidade e do tipo de escoamento da água, assim como da sua natureza química. Pois, a atividade e a reprodução dos microrganismos responsáveis pela degradação/decomposição da matéria orgânica de natureza vegetal encontram-se, predominantemente, limitadas a áreas em que o solo apresenta um grau de saturação em água constantemente. Embora o fornecimento de água esteja relacionado com a precipitação e o lençol freático, será importante afirmar



que só uma pequena parte da água proveniente da precipitação fica retida na turfeira, uma vez que numa turfeira intacta a turfa apresenta um teor em água extremamente elevado e a sua capacidade de armazenamento já atingiu o seu limite máximo. A Figura 2 apresenta de forma esquemática as principais vias de circulação da água.

Figura 2: Representação esquemática das principais vias circulação da água (adaptado de Labadz et al, 2010).

Os fatores hidrológicos que mais influenciam a formação de uma turfeira são a retenção da água e o escoamento de subsuperfície, o lençol freático, o escoamento superficial e a qualidade da água (UNESCO (EOLSS), 2002; Labadz et al 2010).

A retenção da água consiste num dos parâmetros chave na formação de uma turfeira e que depende da existência de um abastecimento de água consistente, como a precipitação, e da presença de um substrato geológico impermeável. Faz-se notar que o conceito “retenção da água” da turfa em nada está relacionado com o da “retenção da água superficial”. O primeiro consiste na quantidade de água que a turfa tem capacidade para armazenar, enquanto que o segundo representa a água que não se infiltra e que nem mesmo produz escoamento superficial (inclui a água que é interceptada pela vegetação, a água que fica acumulada nas depressões e a água que se evapora). A Lei de Darcy sugere que o escoamento de subsuperfície de uma turfa úmida deverá ser determinado, numa primeira fase, pela análise combinada da condutividade hidráulica (i.e., velocidade de transmissão da água) e do gradiente hidráulico (i.e. queda de altura em relação à distância horizontal percorrida). A condutividade hidráulica é controlada pelas propriedades físicas da turfa, nomeadamente a composição da vegetação, compactação, decomposição e presença de macroporos e bolhas de gases aprisionados. As turfeiras mantêm-se úmidas, porque, normalmente, apresentam valores de condutividade hidráulicas baixos, sendo capazes de armazenar água mesmo quando os valores do gradiente hidráulico são elevados.

O lençol freático representa o nível em que a pressão da água no solo é igual à pressão atmosférica, o que implica que o material que se encontra abaixo deste nível esteja saturado. Numa turfeira, este nível encontra-se, durante a maior parte do ano, muito próximo da superfície e, é um facto que a profundidade a que o lençol freático se encontra numa turfeira representa um dos parâmetros determinantes na formação e crescimento da vegetação.

O efeito provocado numa turfeira pelo escoamento superficial, desenvolvido após uma precipitação, depende do percurso definido pela água e da velocidade que o escoamento atinge. Numa turfeira intacta é provável que o lençol freático se encontre, na maior parte do ano, próximo da superfície e, nesse caso a precipitação provocará, rapidamente, a saturação da turfa, o que, por sua vez, levará ao escoamento superficial e, em algumas situações, ao desenvolvimento de um fluxo concentrado em canais. Posto isto, o escoamento superficial é determinante, podendo mesmo, quando provocado por fortes períodos de precipitação, produzir alterações nos ecossistemas, nomeadamente no abastecimento de água, assim como provocar inundações de áreas a jusante.

A qualidade da água inclui as diferentes substâncias dissolvidas e as partículas em suspensão provenientes do solo, do ar e dos organismos, a qual produz uma influência preponderante nos tipos de plantas e animais que se podem desenvolver numa turfeira. Neste contexto, a qualidade da água depende da forma como a água circula, isto é, por onde circula e como é que a água interage com a própria turfa. Os parâmetros que influenciam a qualidade da água estão relacionados com a geologia do substrato, o número dos diferentes abastecimentos de água e a sua natureza, a composição química da atmosfera, assim como as características da vegetação e da turfeira.

Em resumo, o clima é o fator principal que controla as condições de formação das turfeiras. Os fatores geológicos e geomorfológicos controlam a extensão espacial das turfeiras e, o fator hidrológico é um pré-requisito. A ação combinada destes fatores está em perfeita sintonia com a teoria geral da Biorexistasia, a qual defende que a evolução dos diferentes ecossistemas ocorre em função da alternância entre períodos rexistásicos e biostásicos. A rexistasia consiste em períodos de instabilidade, os quais são, normalmente,

propícios ao desenvolvimento de processos erosivos e de sedimentação terrígena. A biostasia, sendo definida como os períodos de estabilidade são, normalmente, associados a estágios de recuperação vegetal (Lemos de Sousa et al, 2012). Embora, a matéria orgânica represente o componente mais importante da turfa, faz-se notar que durante a sua acumulação ocorre sedimentação de estéreis de granulometria fina, provocando redução relativa do seu conteúdo em matéria orgânica (eneláxia) (Lienhardt, 1961; UNESCO (EOLSS), 2002).

Nesta seção, os fatores que controlam a formação, acumulação, preservação e evolução da matéria orgânica em turfeiras foram abordados de forma sistemática, embora as componentes “formação e acumulação” tenham sido as mais enfatizadas, uma vez que, a “preservação” da matéria orgânica implica a existência de condições de deposição inibidoras da ação microbiana, o que contraria as condições ideais para a “formação” da própria matéria orgânica. Na realidade, a preservação da matéria orgânica implica a existência de ambientes de deposição com condições específicas, nomeadamente (i) uma coluna de água espessa, a qual irá, naturalmente, promover a criação de condições redutoras; ou (ii) uma coluna de água pouco espessa, mas com uma elevada produtividade biológica nos níveis mais superficiais, promovendo desta forma o desenvolvimento de condições extremamente redutoras nos níveis mais profundos, onde a biodegradação é menos efetiva. Os ambientes de deposição da segunda situação apresentada são os mais propícios para a acumulação e preservação da matéria orgânica nas turfas e, conseqüentemente, dos carvões.

Nesta fase torna-se claramente evidente que será necessário definir os diferentes tipos de turfeiras, as quais encontram-se, logo à partida, intimamente relacionadas com os ambientes de deposição em que se formaram.

4.3 Classificação das turfeiras

A classificação das turfeiras tem sido abordada por vários autores, os quais estabelecem diferentes sistemas definidos com base nos seus estudos, como é o caso do sistema de classificação de von Post. Este sistema é estabelecido com base no conteúdo orgânico e no grau ou nível de umificação da turfeira, o que lhe permitiu definir 10 estágios de decomposição (von Post & Granlund, 1926; Davis & Anderson, 2001; Gracz & Glaser, 2017).

No entanto, a utilização de análogos, tendo por base o estudo de turfeiras atuais, foi considerado o ponto de partida que permitiu, efetivamente, evoluir no conhecimento das condições de formação de uma turfeira (Spackman et al 1966, 1969; Cohen & Spackman, 1977; Styan & Bustin, 1983; Bustin et al, 1983; Cohen, 1984; Cohen et al., 1987, 1989; Cameron et al., 1989). Este trabalho teria sido facilmente atingido, se os geólogos e os ecologistas que estão preocupados com o estudo das turfeiras modernas tivessem trabalhado de forma combinada e, tendo sido os referidos estudos suportados pelo conceito de ecossistema.

Adicionalmente, ainda não existe uma uniformização internacional dos termos, o que conduz a indefinições e, conseqüentemente, a falsas interpretações. Posto isso, na terminologia de língua inglesa, o termo *mire* é usado, genericamente, para definir os ecossistemas propícios à acumulação de turfa (Moore & Bellamy, 1973; Gore, 1983; McCabe, 1987; Moore, 1987, 1989, 1995; Teichmüller, 1989, Diessel, 1992; Taylor et al. 1998), sendo, mesmo, utilizado como sinónimo de turfeira (*peatland* dos autores de língua inglesa). Este conceito exclui os ecossistemas que, embora permitam a acumulação de matéria orgânica de natureza

vegetal, não apresentam as condições mínimas (ausência de nutrientes e de oxigênio e fraca atividade microbiana) que permitem a preservação da matéria orgânica por umificação (processo de decomposição desenvolvido em condições, essencialmente, anaeróbicas e de saturação de água) de forma a constituir uma turfeira. Neste momento torna-se importante referir que em função das condições anaeróbicas ou aeróbicas de um determinado ambiente de deposição, a matéria orgânica acumulada poderá ser do tipo úmico ou sapropélico. Na realidade, a maior parte da matéria orgânica é preservada em condições de umificação ou turbificação, o que implica condições, essencialmente, anaeróbicas permitindo a acumulação de material orgânico que levará à formação de **carvões úmicos**. A matéria orgânica que é preservada em condições predominantemente aeróbicas, sendo conseqüentemente submetida a processos de putrefação, permitirão a formação de **carvões sapropélicos**. O termo *mire* para alguns autores refere-se a ecossistemas representados por terrenos inundados sem condições propícias à acumulação de turfa, os quais são, normalmente, designados por *marsh*. Nesta perspetiva, estes autores pretendem incluir todos os ambientes não salinos onde é possível ocorrer acumulação de matéria orgânica no solo, mesmo que esta não venha a evoluir para um depósito de turfa. Outros autores definem *marsh* como uma área saturada em água, mal drenada, coberta de água de forma intermitente ou permanente, com vegetação aquática e relvada (Neuendorf et al, 2011). O termo *swamp*, na terminologia inglesa, é utilizado por alguns autores para descrever os ambientes de deposição do carvão (**coal swamps**), sendo utilizado por outros autores para designar apenas alguns ecossistemas de deposição do carvão. Na terminologia americana, o termo *swamp* consiste numa área saturada em água, intermitentemente ou permanentemente coberta de água, com vegetação arbustiva e arbórea (Neuendorf et al, 2011). Já os termos **bog** e **fen** que são utilizados por diferentes autores para designar ecossistemas específicos, tornam esta terminologia extremamente complexa e confusa (Lemos de Sousa et al, 2012). Alguns autores utilizam o termo *bog* para descrever ecossistemas encharcados, sendo este alagamento provocado, unicamente, pela água da precipitação; ao contrário, no termo *fen* o alagamento é provocado pela água subterrânea, isto é, água que esteve em contacto com os minerais do solo e do substrato geológico (Figura 3). O termo *bog* é, também, utilizado para definir qualquer ecossistema palustre dominado por musgo (Neuendorf et al, 2011). Para outros autores, o termo *bog* é usado para definir ambientes de deposição que se encontram elevados (**high mire**) em relação às áreas circundantes, enquanto que *fen* refere-se aos ecossistemas que se localizam em depressões (**low mire**) (Moore & Bellamy, 1973; Gore, 1983; Kellner, 2003; Parish et al, 2008; Schumann & Joosten, 2008).

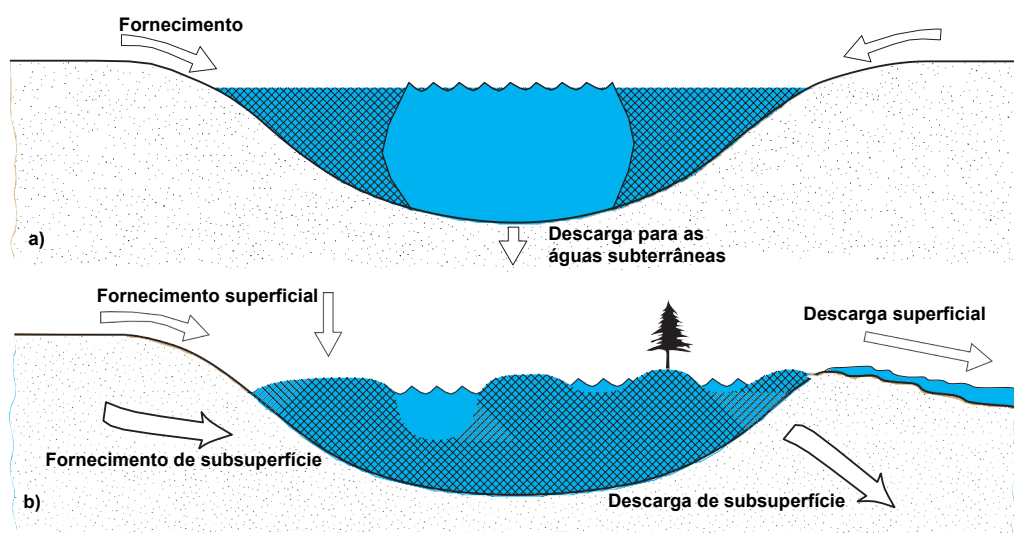
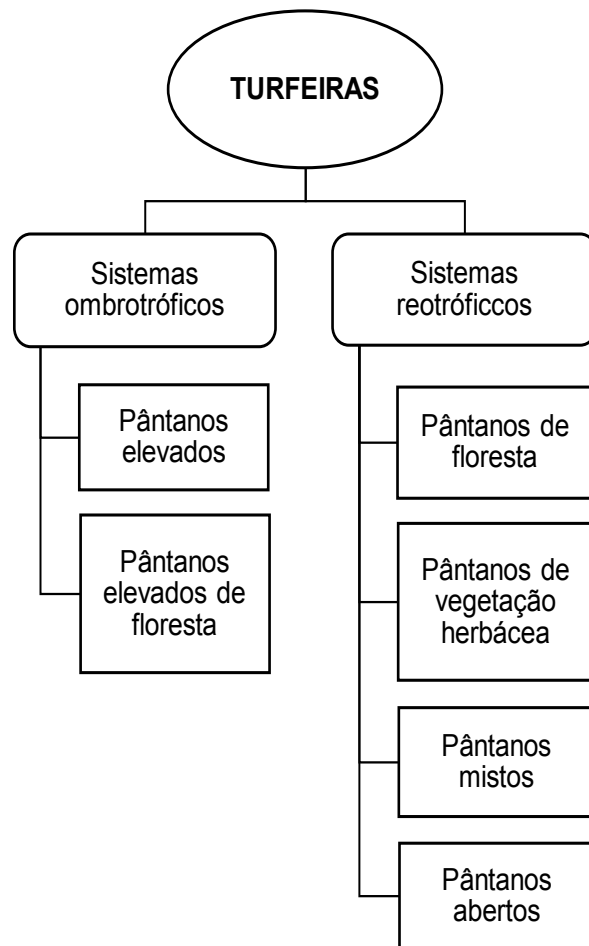


Figura 3: Fornecimento e descarga da água em ecossistemas bog (a) e fen (b) (adaptado de Welsch et al, 1995).

Na terminologia portuguesa, o termo **pântano** é usado no mesmo entendimento do termo *mire*, sendo utilizado para indicar as zonas propícias à acumulação e preservação de matéria orgânica vegetal. Neste contexto, cada ecossistema palustre pode ser classificado com base no tipo e na distribuição da vegetação que, por sua vez, dependem do regime hidrológico dominante e, em última análise, são função dos fatores climáticos, geológicos e geomorfológicos, já descritos na seção anterior.

Na classificação das turfeiras é comum considerar as divisões e subdivisões apresentadas na figura 4.

Figura 4: Classificação de turfeiras estabelecido com base no regime hidrológico e modo de fornecimento dos nutrientes.

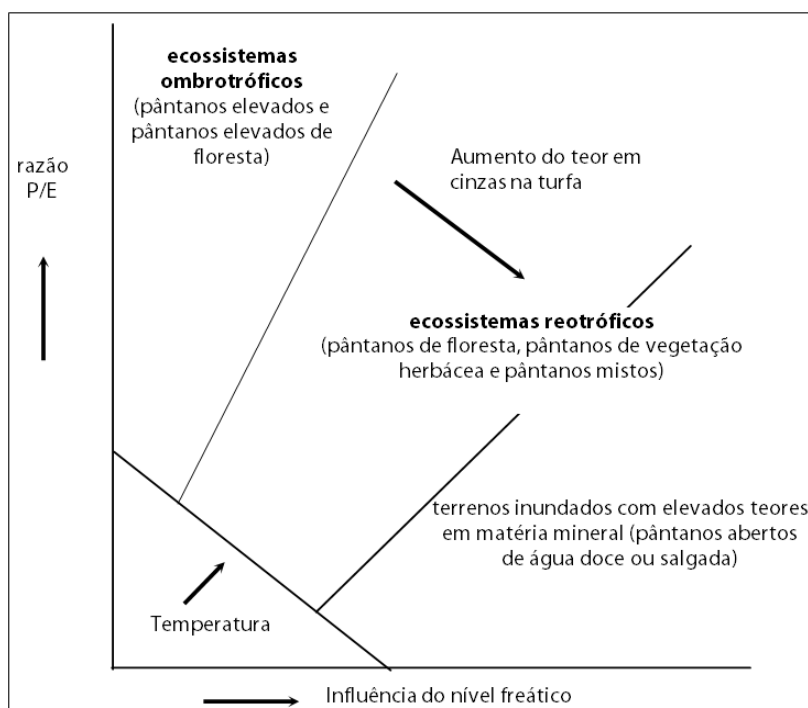


As turfeiras definidas tendo por suporte o regime hidrológico e o modo como se realiza o fornecimento de nutrientes permite estabelecer dois tipos de sistemas: **ombrotróficos** e **reotróficos**.

No sistema ombrotrófico, o fornecimento de nutrientes é realizado exclusivamente pela ação da pluviosidade; enquanto que no sistema reotrófico, o fornecimento de nutrientes é efetuado pelas águas circulantes.

Nestes sistemas, o desenvolvimento dos ecossistemas palustres depende, fundamentalmente, do clima, da topografia e das características geotectônicas da bacia, parâmetros estes que atuando de forma combinada irão condicionar o nível freático (Figura 5) e, conseqüentemente, a espessura da coluna de água no pântano.

Figura 5: Influência da precipitação e do nível freático no estabelecimento dos ecossistemas palustres; P – precipitação, E - evaporação (adaptado de Moore, 1987).



Nos pântanos que se encontram associados a **sistemas ombrotróficos**, a superfície do solo localiza-se acima do nível freático, o que dificulta a entrada de nutrientes minerais (sistemas oligotróficos), levando ao desenvolvimento de ecossistemas com uma acidificação intensa. Nestas condições ambientais, a fixação de vegetação é extremamente difícil, sendo, por isso, apenas possível identificar ecossistemas com estas características em climas úmidos ou em regiões onde a precipitação média anual é superior à evaporação. Neste sentido, os sistemas ombrotróficos podem ser divididos em **dois tipos de pântanos: elevados e elevados de floresta** (Figura 4).

Os **pântanos elevados** são caracterizados por apresentarem uma vegetação, essencialmente, constituída por musgos capazes de absorver grandes quantidades de água e de manter um ambiente úmido acima do nível freático, pela ação da capilaridade. O crescimento sucessivo das plantas e a proteção e armazenamento induzido pela matéria vegetal morta existente no corpo de musgo encharcado, provoca uma elevação, acima do solo, da superfície do musgo vivo. Estas condições tornam difícil para a vegetação obter sais minerais e outros nutrientes das plantas existente no solo profundamente enterrado sob uma camada espessa de turfa. Estes pântanos situam-se frequentemente nas zonas boreais, onde as temperaturas baixas impedem a evaporação, ou em regiões de clima temperado. O termo *raised bogs* (Figura 6) é o termo correspondente para os autores de língua inglesa (Moore, 1989; Diessel, 1992; Lemos de Sousa et al 2012).

Os **pântanos elevados de floresta** são caracterizados pelo desenvolvimento de vegetação arbórea, os quais localizam-se em regiões com pluviosidade elevada ou em zonas onde é possível um “bom” fornecimento de nutrientes. Estas regiões podem ser divididas em dois grandes grupos: regiões boreais e regiões tropicais. Estes pântanos nas regiões boreais apesar de apresentarem uma quantidade de material vegetal, por unidade de superfície, superior à dos pântanos elevados não florestais, a sua produtividade primária líquida é, geralmente, da mesma ordem de grandeza. Mesmo assim, nestas regiões, a preservação da matéria orgânica é muito elevada. Os pântanos nas regiões tropicais são o que se pode considerar de pântanos elevados de florestas típicos. Estes pântanos são caracterizados por matéria orgânica, essencialmente, de natureza lenhosa, não podendo ser tão bem preservada como a matéria orgânica dos pântanos boreais, pois nestes últimos as temperaturas baixas ajudam no processo de preservação. Uma característica, particularmente, importante e interessante destes pântanos é o seu teor em cinzas baixo (menos de 10%), muitas vezes, apresentando tecidos com um grau de preservação elevado, uma vez que a atividade microbiana é inibida pela acidez elevada do meio. Segundo Teichmüller (1962) e apoiado por McCabe (1984, 1987), Fulton (1987), Bartram (1987), a origem do baixo teor em cinzas está, possivelmente, associado à falta de impurezas minerais no ambiente de deposição (Moore, 1989; Diessel, 1992). Estes pântanos são equivalentes ao conceito de *bog forest* (Figura 6) de Moore (1987, 1989).

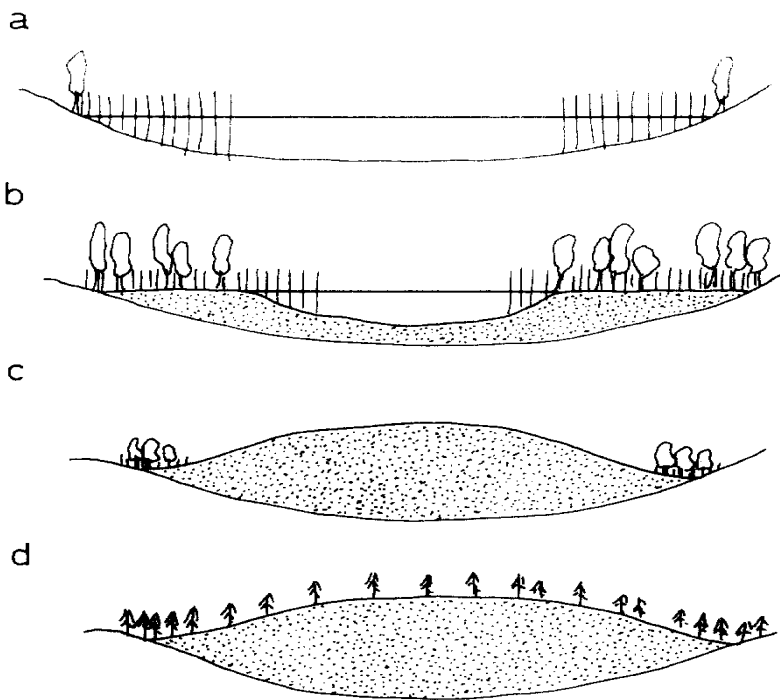


Figura 6: Diagrama esquemático ilustrando diferentes tipos de turfeiras segundo Moore (1989): a) pântanos (swamp), b) pântano arborizado (forested swamp), c) pântanos elevados (raised bog), d) pântano elevado de floresta do tipo boreal (bog forest) (adaptado de Moore, 1989).

Enquanto os sistemas ombrotróficos têm capacidade para se manter em zonas topograficamente adversas, os sistemas reotróficos estão restringidos a áreas onde o nível

freático se mantém, de um modo geral, elevado o que implica uma maior flexibilidade em relação aos climas com os quais podem coexistir (Lemos de Sousa et al, 2012).

Nos **ecossistemas reotróficos** a vegetação pode enraizar-se num solo rico em nutrientes (sistemas eutróficos), o que permite uma grande variedade de espécies vegetais. Por outro lado, quando a acumulação de turfa se torna excessivamente espessa para permitir o acesso da vegetação aos nutrientes necessários à sua manutenção, estes produtos são fornecidos pela própria turfa e por águas de inundação que transportam, igualmente, material detritico inorgânico rico em nutrientes (Lemos de Sousa et al, 2012). Neste contexto, quanto aos sistemas reotróficos, é possível estabelecer **quatro diferentes pântanos: de floresta, de vegetação herbácea, mistos e abertos**.

Os **pântanos de floresta** são caracterizados por permitirem o desenvolvimento de uma vegetação muito variada, embora seja representada, predominantemente, por árvores. Adicionalmente, pode-se afirmar que estes pântanos são constituídos por resíduos de tecidos de madeira e por uma quantidade variada de sedimentos inorgânicos, alguns dos tecidos são naturalmente ricos em agentes antimicrobianos (ex. resinas), cuja função consiste em proteger as plantas vivas da ação patogénica e dos predadores (Figura 6). A acumulação de matéria orgânica neste tipo de ecossistemas é normalmente lenta, indicando que a decomposição é relativamente eficiente quando comparada com a dos *bog*. Estes pântanos situam-se frequentemente em regiões tropicais, subtropicais ou temperadas. O termo *forested swamp* é considerado o correspondente, segundo Moore (1989) e, *swamp* de acordo com a literatura norte-americana.

Os **pântanos de vegetação herbácea** representam ecossistemas essencialmente aquáticos, caracterizados pela presença dominante de vegetação herbácea emergente. A comunidade de plantas herbáceas é, geralmente, muito produtiva, apresentando produções primárias líquidas, normalmente, superiores a $1000 \text{ gm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Bradbury & Grace, 1983). Estas condições desenvolvem-se, normalmente, onde o nível de água se situa, permanentemente, acima da superfície do solo, mesmo durante os períodos das estações quentes, promovendo, desta forma o desenvolvimento de ecossistemas com taxas de decomposição elevadas. Correspondem ao conceito europeu de *swamp* ou norte-americano de *marsh*.

Os **pântanos mistos** são caracterizados por um regime hidrológico sazonal, o que implica a descida do

nível da água abaixo da superfície do solo, permitindo a coexistência de vegetação herbácea e arbórea. São equivalentes aos ecossistemas designados na terminologia de língua inglesa por *fen*. Faz-se notar, ainda, que este tipo de ecossistema pode ser subdividido em *rich fen* e *poor fen*, sendo a grande diferença destes ambientes a sua alcalinidade ou acidez, respectivamente. O sistema *rich fen* é caracterizado pela presença de águas que são moderadamente ricas em sais de cálcio, estando normalmente associadas a áreas em que o substrato geológico é representado por rochas calcárias. Já no caso dos *poor fen*, as águas que alimentam estes sistemas são ácidas, sendo na maior parte das situações caracterizado por turfas ácidas, as quais apresentam um nível de nutrientes mais elevado que o das áreas vizinhas.

Os **pântanos abertos** são representados pelos terrenos inundados com uma percentagem elevada em matéria mineral. Este tipo de pântano foi designado por Moore (1987) como *marsh* e *saltmarsh* (Lemos de Sousa et al, 2012). Na realidade, o mecanismo de funcionamento geoquímico do ecossistema do tipo *saltmarsh* depende em parte do regime hidrológico, sendo o fornecimento da água promovido pelas marés (cuja água apresenta uma salinidade elevada), precipitação e, possivelmente, pela água doce subterrânea. Neste contexto, existem dois aspectos cruciais do regime hidrológico que influenciam o metabolismo das comunidades macro e microbiológicas que coabitam neste ecossistema, nomeadamente o fluxo da água intersticial que atravessa a turfa e os seus limites e, a extensão da entrada de ar (oxigénio) e respectiva saturação no sistema (Knott et al, 1987; Hemond & Fifield, 1982).

Adicionalmente, será importante referir que a gênese da rocha sedimentar constituída, predominantemente, por matéria orgânica, isto é, o carvão, só poderá ser, realmente, compreendida caso se consiga explicar a relação entre a acumulação da turfa e alguns sistemas de deposição caracterizados por uma sedimentação clástica ativa (Marques Toigo & Corrêa da Silva, 1984; Miltzarek & Corrêa da Silva, 1992; Diessel, 1992). Contudo, uma vez mais, convém referir que são os estudos realizados com análogos recentes que permitiram atingir resultados surpreendentes, no que diz respeito ao entendimento desta relação. Pois, a análise dos processos e mecanismos que atuam em turfeiras atuais, localizadas em zonas costeiras ou em planícies aluviais, onde a superfície da turfeira foi sujeita a uma sobre-elevação em relação ao nível freático, pode ajudar a explicar a manutenção de sistemas ombrotróficos durante os principais períodos de acumulação da turfa, mesmo que nas fases inicial e final o ecossistema seja, essencialmente, do tipo reotrófico (Lemos de Sousa et al, 2012).

Assim sendo, a ocorrência de uma camada espessa de turfa capaz de vir a constituir camadas de carvão economicamente viáveis, obriga ao desenvolvimento das condições propícias à sua acumulação e preservação durante intervalos de tempo consideráveis. Estas condições implicam a ação combinada dos vários fatores descritos na seção 4.2, nomeadamente os fatores climáticos, geológicos e geomorfológicos e hidrológicos, os quais permitirão desenvolver os pré-requisitos específicos dos ecossistemas para que ocorra acumulação e preservação de depósitos de turfa. Podendo, estes pré-requisitos ser, segundo Taylor et al. (1998), sintetizados do seguinte modo:

- (i) subida lenta e gradual do nível freático, permitindo desta forma que a coluna de água no pântano esteja em equilíbrio dinâmico com a taxa de acumulação da matéria orgânica.
- (ii) proteção do ecossistema contra a invasão prolongada de águas continentais ou marinhas.
- (iii) condições de estabilização que permitam a manutenção do ecossistema durante um período suficientemente longo para que a turfa se possa acumular sem interrupção, normalmente, induzida pela sedimentação detrítica inorgânica.

Neste contexto, para que se possam formar acumulações de espessas camadas de turfa, o que implica não terem estado submetidas a grandes perturbações, será necessário conhecer em pormenor as características dos sistemas de deposição a que estas se encontram associadas. Autores, tal como Diessel (1992), defendem que dependendo da posição geográfica, no momento da deposição da turfa que irá dar origem aos depósitos de carvão, podem ser divididos em parálicos, quando são direta ou indiretamente controlados pela ação marinha ou, em límnicos, no caso de não terem qualquer relação genética com ações marinhas.

Nesta perspetiva, os **ambientes parálicos** são controlados por dois mecanismos, nomeadamente as transgressões e as regressões marinhas, os quais irão provocar variações significativas na composição dos depósitos de carvão. No entanto, no momento do preenchimento de uma bacia sedimentar, o nível de base de deposição abaixo do qual os sedimentos podem ser preservados, assume-se que seja muito próximo do nível do mar. No caso específico da formação do carvão, o nível de base de deposição pode ser considerado como coincidente com o nível freático. Pois, como estes ambientes estão, na maioria das planícies costeiras, ligados hidrologicamente ao mar, a posição do nível freático não difere muito da do nível do mar (Diessel, 1992).

Os **ambientes límnicos** não apresentam ligação hidrológica com o mar, uma vez que se formam em bacias terrestres que se localizam acima do nível do mar. Os carvões que se formam em ambientes límnicos são menos frequentes que os parálicos, o que resulta do seu tamanho relativamente pequeno e da sua posição instável acima do nível de base de deposição. A formação destes ecossistemas está relacionada com uma série de eventos, tais como a subsidência diferencial da crosta terrestre e o rifteamento continental. Muitos depósitos são formados sobre um substrato consolidado sem qualquer influência tectónica, sendo esses depósitos o resultado do processo de paludificação relacionada com a subsidência diferencial. Outras ocorrências pequenas de depósitos de carvões isolados são o resultado da terrestrialização de lagos. A maioria dessas acumulações são límnicas, mas, também, podem ter ocorrido incursões marinhas durante o seu desenvolvimento (Diessel, 1992).

A diferenciação abordada anteriormente pode conduzir a interpretações ambíguas ou mesmo falsas, principalmente no que diz respeito aos carvões parálicos, uma vez que nem todos são gerados sob a ação da água marinha. Por outro lado, os carvões límnicos, apesar de depositados em contexto de ambiente francamente continental, em bacias intramontanhosas, podem, no entanto, evidenciar características intrínsecas muito semelhantes às que ocorrem no domínio parálico, nomeadamente nas zonas mais afastadas da influência marinha. Segundo Taylor et al. (1998) é raro encontrar carvões que manifestem um carácter inteiramente parálico ou límnico sendo, pelo contrário, frequente a ocorrência de tipos transicionais. Aliás, a distinção entre estes dois tipos de depósitos é estabelecida com base na natureza das sequências sedimentares às quais se encontram associados os carvões, sendo normal considerar como parálicos, todos os carvões intercalados em séries sedimentares marinhas e, como límnicos, aqueles onde estas sequências não estão presentes.

Na realidade, a caracterização dos depósitos de carvão deve ser realizada tendo como suporte a relação existente entre os sistemas de deposição e os diferentes tipos de ecossistemas palustres, tal como sugerido por Diessel (1992), e o que lhe permitiu agrupá-los em três sistemas: costeiros, deltaicos e fluviais.

Os **sistemas costeiros** apresentam-se protegidos por barras de areia e praias ou em climas tropicais e subtropicais, pelo desenvolvimento de manguesais que retêm o material detritico inorgânico transportado pelo mar, onde as águas do mar passam, gradualmente, a águas salobras e doces. Nestes sistemas é

possível ocorrer o desenvolvimento de pântanos de vegetação herbácea, cujas características dependem da influência das marés. Nos sectores mais afastados da costa, a superfície do pântano localiza-se um pouco acima da linha de maré alta, o que permite o aparecimento de pântanos de água doce que se transformam, progressivamente, no sentido jusante (mar) em pântanos de águas salobras ou em ambientes subaquáticos marinhos (lagunas ou baías).

Os **sistemas deltaicos** são, frequentemente, divididos em sistemas de deposição distintos, as planícies inferior e superior do delta. Embora, estes sistemas sejam considerados em estreita relação com o mar, podem igualmente desenvolver-se em zonas interiores, nomeadamente em bacias intramontanhosas associadas a ambientes lacustres. Nas planícies inferiores dos deltas, os ecossistemas palustres são representados por pântanos de floresta, onde o fornecimento de matéria mineral é bastante elevado. Contudo, na transição para a planície deltaica superior é possível o aparecimento de pântanos elevados de floresta, cujo conteúdo em matéria mineral é bastante mais reduzido. As **planícies inferiores dos deltas** são caracterizadas por estratos marinhos e depósitos deltaicos abandonados retrabalhados por ondas. Assim, os depósitos de carvão associados a estes sistemas são representados por camadas finas e lateralmente descontínuas. Podem acumular em pântanos associados a barreiras, em margens adjacentes a canais e em superfícies aquáticas de lagos e baías. Neste sentido, estas planícies localizam-se na interface rio-mar e estende-se desde a linha costeira até ao limite da influência das marés. Uma característica comum nestes ambientes é o fato dos canais se tornarem mais numerosos e, geralmente, do tipo entrançado ou anastomosado (Fielding, 1987; Aslam, 1992; Lemos de Sousa et al, 2012). Nas **planícies superiores do delta**, os ecossistemas palustres são muito semelhantes aos que ocorrem associados aos sistemas fluviais, em particular às planícies aluviais. Neste caso, os pântanos desenvolvem-se em depressões pouco profundas e mal drenadas, localizadas entre os canais fluviais que se transformam em bacias de recepção de material orgânico e mineral, constituindo, por vezes, verdadeiros lagos. Nestas condições é frequente o desenvolvimento de pântanos elevados de floresta associados a pântanos de floresta, onde ocorre a deposição de turfa, assim como ambientes com uma coluna de água mais espessa, na zona central da depressão, isto é, pântanos abertos propícios à deposição de material sapropélico. Por vezes, nestas depressões, os pântanos de floresta são substituídos por pântanos de vegetação herbácea que vão passando, progressivamente, a pântanos abertos idênticos aos acima referidos. Estes sistemas estão, normalmente, associados a superfícies abandonadas, permitindo que as plantas se desenvolvam de forma significativa, tornando o ambiente favorável para a formação de depósitos de turfa espessos e contínuos (Fielding, 1987; Aslam, 1992; Lemos de Sousa et al, 2012).

Os **sistemas fluviais** desenvolvem-se, normalmente, em depressões intramontanhosas estreitas e delimitadas por falhas, em rios anastomosados e nas planícies aluviais de rios meandriformes, sendo por isso caracterizados por camadas de carvão com uma geometria e qualidade bastante variadas. No primeiro caso, os carvões tendem a ser caracterizados por camadas descontínuas, mas muito espessas e, apresentam um teor em cinzas elevado. Nos segundos e terceiros casos, como as bacias de deposição são mais extensas, as sequências são lateralmente mais contínuas (Fielding, 1987; Aslam, 1992).

Após a análise dos diferentes parâmetros que controlam a génese de uma camada de carvão, que implicaram a reconstituição dos seus paleoambientes de deposição em associação com os respetivos ecossistemas palustres, dever-se-á, agora, enfatizar as características relacionadas, diretamente, com o tipo de matéria-prima original e com as condições que presidiram à sua acumulação e preservação, isto é, com as características intrínsecas do carvão. A génese do carvão é, ainda, condicionada pelos mecanismos

pós-deposicionais, visto que irão controlar o processo de carbonificação (Lemos de Sousa et al, 2012), o qual será, ainda, abordado neste capítulo.

Assim, inicialmente, os estudos paleoambientais eram fundamentalmente efetuados com base em dados palinológicos. Com efeito, se considerarmos que a maior parte dos carvões constituem depósitos, essencialmente, autóctones e que as correntes nos pântanos são insignificantes, as associações palinológicas de cada bacia deverão, em cada nível, corresponder às comunidades de plantas presentes, as quais, por sua vez, são definidas pela sua posição em relação à espessura da coluna de água no pântano. Faz-se notar que os carvões **autóctones** desenvolvem-se a partir de plantas que, após a morte, formam depósitos de turfa próximo do local em que cresceram. Por outro lado, nos carvões **alóctones**, os restos de plantas foram transportados ao longo de distâncias consideráveis, depositando em zonas afastadas dos seus locais originais. Nos depósitos de carvão alóctones, os fragmentos de plantas apresentam uma orientação subparalela, enquanto que nos autóctones consiste numa rede entrelaçada de raízes não orientadas. Nos depósitos autóctones predominam fragmentos orgânicos com dimensões superiores a 100 µm. A presença de restos fecais é comum nos depósitos orgânicos marinhos e nos depósitos, relativamente, secos de água doce. O carvão autóctone pode, embora em menor proporção, conter material transportado pelo vento, cuja quantidade de material depende das condições climáticas e da fisiografia do meio, assim como do tamanho da vegetação que compõe a turfeira. Torna-se evidente, que durante os períodos de inundação, os restos das plantas ou da turfa são submetidos, repetidamente, a pequenos rearranjos, especialmente os depósitos do tipo autóctone (Taylor et al, 1998).

Por último, será importante referir os conceitos “Carvões Gonduânicos” e “Carvões Norte-Atlântico”, tema que foi largamente abordado pelos autores Lemos de Sousa & Pinheiro (1999). Classicamente, os Carvões Gonduânicos eram representados por carvões que se formaram no domínio do Continente de Gondwana e com idade correspondente ao Paleozoico final/início do Mesozoico (Lemos de Sousa & Pinheiro, 1999). Estes carvões são, predominantemente, de idade Permiana, no entanto, existem alguns Carvões Gonduânicos Sul-Americanos, os quais podem ser do Carbonífero tardio e que são incluídos neste grupo de carvões. Por outro lado, os Carvões Carboníferos correspondem a carvões de idade Carbonífera e que se formaram na Inglaterra, no continente Europeu (incluindo a Rússia) e na América do Norte, ou seja, carvões que se formaram no continente Norte-Atlântico/Laurásia (Taylor et al, 1998; Lemos de Sousa & Pinheiro, 1999). O continuo avanço da tecnologia associado ao estudo comparativo e sistemático entre Carvões Gonduânicos e Carvões Norte-Atlânticos levou à evolução do conhecimento, permitindo estabelecer características específicas para estes diferentes carvões. Os Carvões Gonduânicos são, comumente, mais ricos em inertinina que os Norte-Atlânticos. Os primeiros são, em média, mais ricos em matéria mineral que os segundos. Uma outra característica dos Carvões Gonduânicos é o fato da matéria mineral ter uma tendência para se apresentar finamente dispersa na camada, assim como apresentar camadas extremamente espessas. Taylor et al (1998) defendem que estas são características gerais e, que na realidade existe sobreposição de um número considerável de propriedades dos Carvões Gonduânicos e Norte-Atlânticos, mas também entre estes e os carvões Mesozoicos de várias regiões (Lemos de Sousa & Pinheiro, 1999). Torna-se evidente que as características dos carvões, tal como já se viu neste capítulo, dependem de forma direta e indireta de vários fatores a que estes foram submetidos desde o momento de deposição. Resumindo, como muitos dos Carvões Gonduânicos, vários do Carbonífero do Hemisfério Norte e diversos Mesozoicos apresentam, embora com variações, um enriquecimento em inertinina e em matéria mineral, surgiram duas grandes teorias para explicar tal facto. Esta análise, efetuada sem considerar a variação da

flora, conduziu a que um grupo de autores (Britten et al, 1975; Shibaoka & Smyth 1975, Strauss et al, 1976; Plumstead, 1957; Falcon, 1986; Corrêa da Silva, 1991) defendessem uma explicação suportada pelo regime tectónico associado à subsidência e à ação combinada dos processos oxidação e redução; já o outro grupo deu relevância ao regime climático (Lemos de Sousa & Pinheiro, 1999). Em última análise, Lemos de Sousa & Pinheiro (1999) defendem que ambos os grupos têm razão, o que implica afirmar que a interação dos diferentes fenómenos, abordados pelos dois grupos, é responsável pela existência dos carvões designados por “tipo gonduânico”. O Carvão “tipo gonduânico” abrange os carvões que apresentem um teor em inertinita e matéria mineral elevados, independentemente da sua gênese ter ocorrido no Continente Gonduana ou no Continente Laurásia, e isto tanto no Paleozoico como no Mesozoico (Lemos de Sousa & Pinheiro, 1999).

4.4 Processo de carbonificação das turfas

O processo de transformação da matéria orgânica de origem vegetal em turfa e, posteriormente, em carvão é, comumente, designado por carbonificação. Este processo, segundo Stach et al (1982), é definido por dois estágios, nomeadamente o estágio bioquímico e o estágio físico-químico ou geoquímico. O processo crescente da carbonificação irá, efetivamente, permitir que a turfa se transforme, primeiro, em “carvão de grau inferior”, depois em “carvão de grau médio” e, posteriormente, em “carvão de grau superior”, podendo, ainda, evoluir para formas já fora do âmbito do carvão, tais como a semigrafite e a grafite (Kwiecińska & Petersen, 2004; Lemos de Sousa et al, 2012). Do ponto de vista histórico será, ainda, pertinente referir que o processo de carbonificação, segundo Mackowsky (1953), foi dividido em “primeira e segunda fases”, sendo mais tarde definido, já por Teichmüller (1962), por “**Diagênese e Anquimetamorfismo**”. Neste capítulo, os autores irão utilizar a terminologia estabelecida por Teichmüller (1962).

O processo designado de umificação ou turbificação, responsável pela transformação da matéria orgânica de origem vegetal em turfa, em condições de deposição específicas, é considerado, por uma grande parte dos autores, como parte integrante da carbonificação. Neste contexto, sendo este, o processo que cabe, no escopo do presente capítulo, ser descrito em pormenor, será, ainda importante referir os conceitos “Diagênese Inicial ou Precoce” e “Diagênese Tardia”, estabelecidos por Tissot & Welte (1984). A **Diagênese Inicial** corresponde, efetivamente, à umificação, durante a qual, a atividade microbiana é um dos principais agentes responsável pela transformação da matéria orgânica, tendo a temperatura e a pressão um papel insignificante (Figura 7).

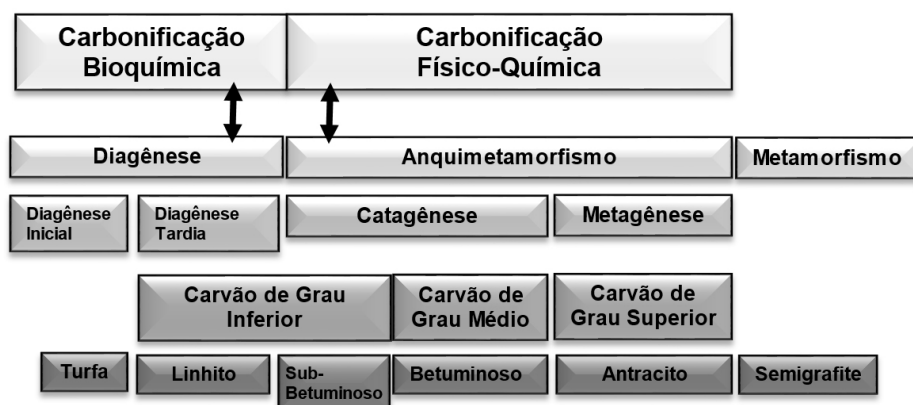


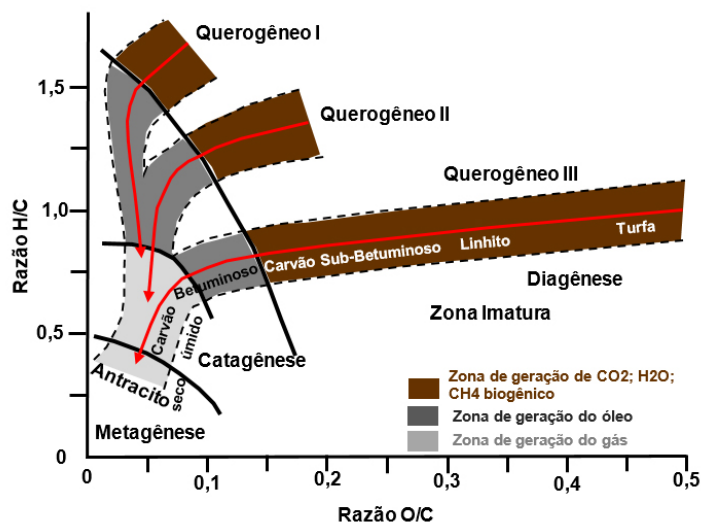
Figura 7: Fases da carbonificação segundo Diessel (1992) e Tissot & Welte (1984).

Os microrganismos aeróbicos, que vivem nos níveis superficiais dos sedimentos, consomem o oxigênio livre; já os microrganismos anaeróbicos são responsáveis pelos processos de redução dos sulfatos, produzindo o oxigênio que necessitam. Assim sendo, a energia necessária, à sobrevivência de ambos os tipos de microrganismos, é produzida através da decomposição da matéria orgânica, a qual, durante este processo, é convertida em dióxido de carbono, amônia e água. Esta conversão é, normalmente, desenvolvida por completo nos sedimentos de granulometria da dimensão da areia e, parcialmente, nos da dimensão da argila. Tal, deve-se ao fato de nas areias existir mais espaço disponível para a circulação de fluidos (incluindo oxigênio) e dos microrganismos do que nas argilas. O início da **Diagênese tardia** representa a etapa em que a turfa, pela ação microbiana, é transformada em carvão de grau inferior (Figura 7). Nesta fase, o papel da temperatura continua a ser insignificante, no entanto, a pressão começa a fazer-se sentir, embora a uma escala pequena, induzida, predominantemente, pela compactação dos sedimentos e, conseqüentemente, pela expulsão da água. Nesta etapa (Diagênese tardia), a atividade microbiana reduz significativamente, sendo representada pelos microrganismos anaeróbicos, os quais conseguem sobreviver em condições deficientes em oxigênio (Tissot & Welte, 1984; Spackman et al, 1988; Diessel, 1992). Faz-se notar, uma vez mais, que todos estes processos e mecanismos são, logo à partida, condicionados pelas características da matéria orgânica vegetal presente e pelas condições do ambiente de deposição, tal como já foi mencionado neste capítulo. Resumindo, a diagênese é caracterizada pela ação combinada de processos biológicos, químicos e físicos que levam ao desenvolvimento de uma grande variedade de produtos degradados da matéria orgânica vegetal, os quais designam-se de macerais no carvão. Segundo Mackowsky (1953), estes processos permitem o desenvolvimento de macerais com diferentes características que, mesmo a partir do mesmo material vegetal, é possível produzir fusinita, a qual é constituída praticamente por carbono puro, e vitrinita, contendo unicamente 79% de carbono (veja-se capítulo 5).

O **Anquimetamorfismo**, também, conhecido por “metamorfismo incipiente” ou “metamorfismo precoce”, representa, na realidade, um “metamorfismo de muito baixo grau”, o qual corresponde ao processo de carbonificação geoquímica ou físico-química. Esta fase compreende os estágios de evolução designados por **catagênese** e **metagênese** que, na sequência da fase inicial da diagênese, precedem o metamorfismo propriamente dito (Tissot & Welte, 1984; Diessel, 1992; Lemos de Sousa et al, 2012) (Figura 7).

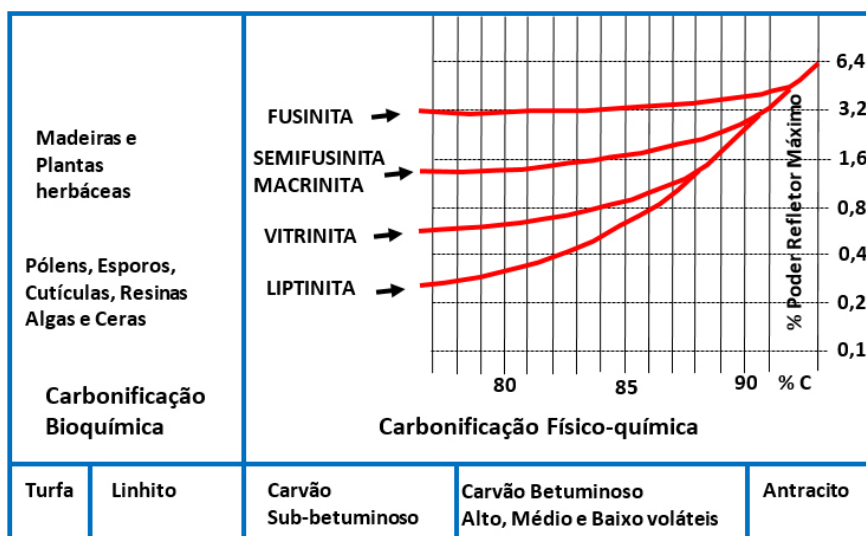
O anquimetamorfismo inicia e mantém-se com a subsequente subsidência pós-deposicional da camada, o que provoca um aumento da temperatura e da pressão, como resposta ao fluxo de calor e ao aumento da espessura dos sedimentos que induzem sobrecarga. A atividade microbiana deixa-se de fazer sentir quando a temperatura atinge o ponto de ebulição da água e, partindo do pressuposto que todos os componentes que compõem a camada de carvão são afetados pelas mesmas condições de temperatura e pressão, as propriedades dos macerais começam a sofrer transformações. Estas transformações ocorrem, predominantemente, a nível da composição química que se refletem, conseqüentemente, nas suas propriedades físicas. Assim, as diferenças identificadas nas propriedades químicas e físicas dos diferentes componentes orgânicos, significativamente, diferentes na turfa deixam de existir, passando a ser semelhantes na transição dos carvões betuminosos para o antracito, isto é, no final da catagênese. Estas alterações ocorridas na composição química da matéria orgânica, claramente perceptíveis com o Diagrama de van Krevelen (Figura 8), estão intimamente relacionadas com a instabilidade dos elementos químicos, oxigênio (predominantemente no decorrer da diagênese) e hidrogênio (predominantemente no início da catagênese), desde a diagênese inicial até à catagênese.

Figura 8: “Diagrama de van Krevelen” com representação esquemática da evolução geral dos carvões e dos diferentes tipos de querogêneo. Indicam-se, ainda, os principais estados de evolução e os principais produtos gerados (Lemos de Sousa et al, 2012).



Neste sentido, no final da catagênese, a matéria orgânica é representada por um resíduo carbonoso empobrecido em oxigênio e hidrogênio e enriquecido em carbono, o que justifica a diminuição das razões atômicas H/C e O/C observadas no referido diagrama. Adicionalmente, e, como já foi mencionado, estas alterações das propriedades químicas traduzem-se em alterações das propriedades físicas dos macerais, sendo um exemplo deste efeito o alinhamento do poder refletor dos vários macerais com o da fusinita (maceral do grupo da inertinita, veja-se o capítulo 5) à medida que o grau de carbonificação aumenta (Jacob & Koch, 1968; Diessel, 1992) (Figura 9).

Figura 9: Diagrama esquemático representando a convergência do poder refletor dos macerais durante o processo de Carbonificação Físico-químico (adaptado de Diessel, 1992).



Posto isto, torna-se evidente que a evolução do processo de carbonificação geoquímico é função dos agentes temperatura e pressão. No entanto, é seguro afirmar, que as transformações químicas, referidas anteriormente, estão relacionadas, predominantemente, com o aumento da temperatura, seja este aumento induzido pela simples subsidência ou pela implantação de corpos ígneos. A relação existente entre o incremento do grau de carbonificação e a profundidade de subsidência, conhecida como “Lei de Hilt” (1873), é provocada pelo pressuposto que a temperatura de uma rocha aumenta com a profundidade, isto é, com o gradiente geotérmico (usualmente expresso em °C/100m). Assim, o gradiente da carbonificação, normalmente expresso em %Ra/100m, pode ser comparado ao gradiente geotérmico, sendo ambos estabelecidos pelo fluxo de calor e, em termos gerais, pela condutividade térmica das rochas (Jacob, 1961, 1964; Taylor et al. 1998).

Adicionalmente, o grau de carbonificação estabelecido para um determinado carvão é definido em função

da máxima temperatura a que este foi sujeito e, da forma como esta temperatura varia ao longo do tempo. Pois isto, o papel do tempo de atuação da temperatura é tão importante como a temperatura propriamente dita. Karweill (1956) estabeleceu a utilização da equação Arrhenius para definir, quantitativamente e suportada pelas reações cinéticas, a relação entre o grau de carbonificação, a temperatura de carbonificação e a influência do tempo (Figura 10). O mesmo autor, refere que é necessário distinguir entre a duração da exposição a uma temperatura máxima, a qual é normalmente atingida à maior profundidade a que uma camada de carvão é submetida, e o tempo inerente à taxa de aquecimento desenvolvida durante a subsidência. Por exemplo, em bacias sedimentares geologicamente jovens, as quais foram submetidas a uma rápida subsidência é provável que hoje, a temperatura de equilíbrio estabelecida a uma determinada profundidade e o gradiente geotérmico ainda não tenha sido atingido e, por conseguinte, o grau de carbonificação para uma determinada temperatura possa, igualmente, ainda não ter sido atingido (Taylor et al, 1998). Assim, a exposição prolongada a uma temperatura relativamente baixa ou, pelo contrário, a sujeição durante um pequeno intervalo de tempo a uma temperatura elevada, são suscetíveis de induzir um carvão ao mesmo grau de carbonificação.

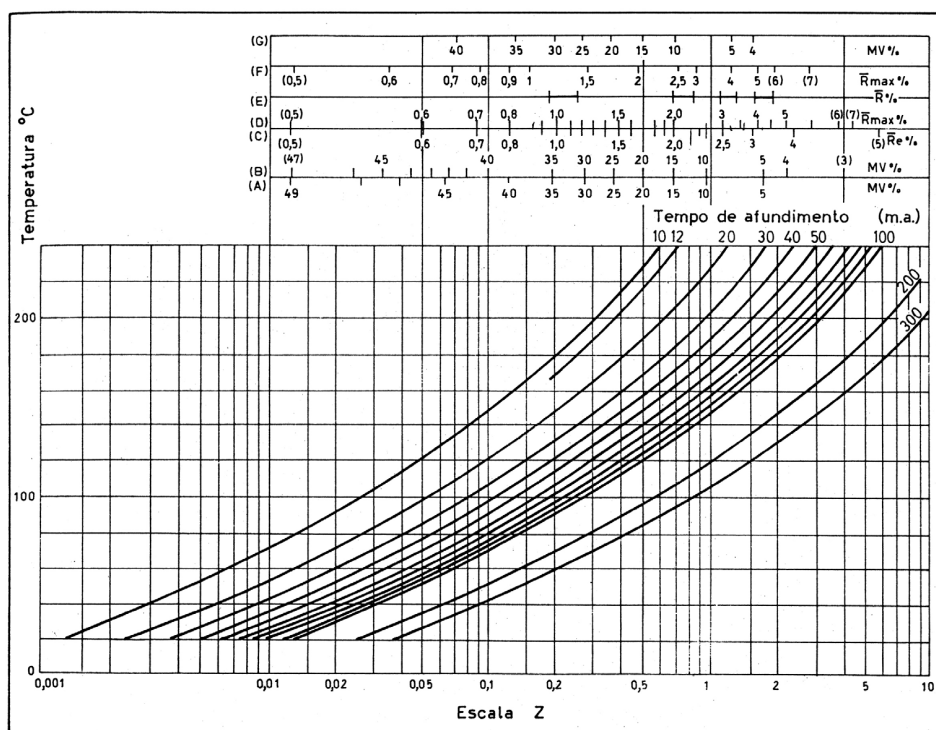


Figura 10: Diagrama de Karweill no qual se relaciona tempo de subsidência, temperatura e grau dos carvões (segundo Bostick 1973; adaptado de Lemos de Sousa et al, 2012).

Escalas:

- (A) Matérias voláteis - segundo Karweill (1956);
- (B) Matérias voláteis - por correção de (A) a partir da relação profundidade relativa-MV estabelecida por Teichmüller e Teichmüller (1966 e 1968);
- (C) Poder refletor médio - em resultado da conversão de (B) tendo em conta os elementos publicados por Teichmüller (1971);
- (D) Poder refletor máximo - em resultado da conversão de (B) tendo em conta os elementos publicados por Alpern e Lemos de Sousa (1970) e De Vries et al. (1968);
- (E) Zonas de incerteza na conversão matérias voláteis-poder refletor máximo, segundo os elementos utilizados em (C) e (D) e em Kötter (1960) e Lensch (1963);
- (F) Poder refletor máximo - por correção de (D) segundo as investigações de Bostick (1973);
- (G) Matérias voláteis-em resultado da conversão de (F) tendo em conta os elementos mencionados em (D).

Nesta perspetiva, a ação do binômio temperatura/tempo compreende um papel predominante no processo de carbonificação geoquímica do carvão. No entanto, a pressão é, essencialmente, responsável pelas modificações na estrutura física identificadas ao longo do processo de carbonificação. Assim, a ação da pressão produz um aumento da compactação, sendo maior na turfa e diminuindo até ao carvão betuminoso. A pressão irá, então, induzir uma diminuição da porosidade, o que, conseqüentemente, provocará uma redução da umidade com a profundidade. Tendo por base esta redução no teor em umidade, é previsível que a ação da pressão produza um efeito retardador das reações químicas, uma vez que, a remoção dos produtos líquidos e gasosos dificultam o processo de carbonificação geoquímica (Taylor et al 1998).

Por fim, embora este capítulo esteja, predominantemente, focado na descrição dos processos e mecanismos inerentes à formação e evolução da turfa e, subsequentemente, à sua transformação em carvão. A evolução da carbonificação geoquímica se efetua segundo quatro saltos de carbonificação (Stach et al. 1982), nos quais se verificam alterações mais ou menos bruscas das propriedades físicas (poder refletor, fluorescência, dureza, porosidade, etc.) e químicas (aumento generalizado do teor em carbono; diminuição, igualmente generalizada, do teor em matérias voláteis, etc.) com transformações fundamentais do carvão, a saber (veja-se o capítulo 5):

(i) 1º salto de carbonificação – Ocorre quando o grau de um carvão corresponde a cerca de 80% de carbono [ssc], 43% de matérias voláteis [ssc] e a 0,6% de poder refletor aleatório da vitrinita. Sob análise ao microscópio é particularmente visível nos macerais do grupo da liptinita coincidindo com a formação da micrinita.

(ii) 2º salto de carbonificação - Ocorre quando o grau de um carvão corresponde a cerca de 87% de carbono [ssc], 29% de matérias voláteis [ssc] e a 1,3% de poder refletor aleatório da vitrinita.

Este salto é causado por uma marcada redução de oxigénio, libertado durante a carbonificação sob a forma de CO_2 e H_2O , e pelo início da perda de hidrogénio sob a forma de metano. Este salto foi o primeiro a ser identificado por Stach (1953), nos macerais do grupo da liptinita e o único conhecido durante muito tempo, pelo que é, também, conhecido por “salto de carbonificação de Stach”.

(iii) 3º salto de carbonificação - Ocorre quando o grau de um carvão corresponde a cerca de 91% de carbono [ssc], 8% de matérias voláteis [ssc] e a 2,5% de poder refletor aleatório da vitrinita. Coincide com perdas suplementares de hidrogénio sob a forma de metano, correspondendo a uma forte aromatização e condensação em anéis dos compostos úmicos.

(iv) 4º salto de carbonificação - Verifica-se quando o grau de um carvão corresponde a cerca de 93,5% de carbono [ssc], 4% de matérias voláteis [ssc] e a 3,7% de poder refletor médio aleatório da vitrinita. Tal como no caso anterior, este salto coincide com nova perda de hidrogénio sob a forma de metano e, bem assim, com um incremento dos fenômenos de aromatização e condensação referidos (Lemos de Sousa et al, 2012).

Referências:

Alpern, B. & Lemos de Sousa, M.J., 1970. Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite et de la fusinite des houilles. C.R. hebdomadaire des Séances de la Académie des Sciences, Sér.D-Sciences naturelles, 271:956-959.

Aslam, M., 1992. Delta plain coal deposits from the Rhan Formation of the Earlier Cretaceous Sanrashtra basin, Gurajat, western India, *Sedimentary Geology*, 81(3-4):181-193. Doi: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90069-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90069-4).

Bartram, K.M., 1987. Lycopod succession in coals: an example for the Low Barnsley Seam (Westphalian B), Yorkshire, England. In: A.C. Scott, Ed., *Coal and coal-bearing strata: recent advances*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, The Geological Society Special Publication, 32:187-199.

Bolter, D.H., 1969. Physical Properties of Peats as related to degree of decomposition. In: Division S-6 – Soil and Water Management and Conservation. Soil Science Society of America Proceedings, 33:606-609.

Bostick, N.H., 1973. Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles). C.R. Congrès International de Stratigraphie et Géologie du Carbonifère, 7ème, Krefeld, 1971, Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 2:183-193.

Bradbury, I. K. & Grace, J. 1983. Primary production in wetlands. In: A.J.P.Gore, Ed., *Ecosystems of the World, Vol.4 A, Mires: Swamp, Bog, Fen and Moore, General Studies*, Elsevier, Amsterdam, 285-310.

Britten, R.A., Smyth, M., Bennet, J.R., Shibaoka, M., 1975. Environmental interpretation of Gondwana Coal Measure Sequences in the Sydney Basin of New South Wales. In: K.S.W. Campbell, Ed., *Gondwana Geology, Papers presented at the Third Gondwana Symposium, Canberra, Australia, 1973*, 233-247.

Bustin, R.M., Cameron, D.A., Grieve, W.D., Kalkreuth, W.D., 1983. *Coal Petrology. Its Principles, Methods and Applications*, Geological Association of Canada. Short Course Notes, 3:230 p.

Cameron, C.C., Esterle, J.S., Palmer, C.A., 1989. The geology, botany and chemistry of selected peat-forming environments from temperate and tropical latitudes. In: P.C.Lyons & B. Alpern, Eds, *Peat and Coal: Origin, Facies, and Depositional Models*. *International Journal of Coal Geology*, 12(1/4):105-156. Doi: [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(89\)90049-9](https://doi.org/10.1016/0166-5162(89)90049-9).

Cohen, A.D., 1984. The Okefenokee Swamp: a low Sulphur end-member of a shoreline-related depositional model for coastal plain coals. In: R.A. Rahmani & R.M. Flores, Eds, *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Special Publications of the International Association of Sedimentologists, 7:231-240.

Cohen, A.D., Raymond Jr., R., Ramirez, A., Morales, Z., Ponce, F., 1989. The Changuinola peat deposit of northwestern Panama: a tropical, back-barrier, peat (coal)-forming environment. In: P.C. Lyons & B. Alpern, Eds, *Peat and Coal: Origin, Facies, and Depositional Models*. *International Journal of Coal Geology*, 12(1/4):157-192. Doi: [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(89\)90050-5](https://doi.org/10.1016/0166-5162(89)90050-5).

Cohen, A.D. & Spackman, W., 1977. Phytogenic organic sediments and sedimentary environments in the Everglades-Mangrove Complex. Part II. The origin, description and classification of the peats of Southern Florida. *Palaeontographica, Abt.B*, 162(4/6):71-114.

Cohen, A.D., Spackman, W., Raymond Jr., R., 1987. Interpreting the characteristics of coal seams from chemical, physical and petrographic studies of peat deposits. In: A.C.Scott, Ed., *Coal and Coal-bearing Strata; Recent Advances*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Geological Society Special Publications, 32:107-125.

Corrêa da Silva, Z.C., 1991. The Formation of Coal Deposits in South Brazil. In: H.Ulbrich & A.A. Rocha Campos, Eds, *Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Proceedings of the Gondwana Seven Symposium, São Paulo, Brazil, 1988*:233-252.

Davis, R.B. & Anderson, D.S., 2001. Classification and Distribution of Freshwater Peatlands in Main. *Northern Naturalist*, 8(1):1-50. Doi: [http://dx.doi.org/10.1656/1092-6194\(2001\)008\[0001:CAPO\]2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1656/1092-6194(2001)008[0001:CAPO]2.0.CO;2) URL: <http://www.bioone.org/doi/full/10.1656/1092-6194%282001%29008%5B001%3ACADOFFP%5D2.0C=%3B2>.

Diessel, C.F.K., 1992. *Coal-bearing Depositional Systems*, Springer-Verlag, Berlin, 721 p.

Evans, M.G. & Warburton, J., 2010. Peatland Geomorphology and Carbon Cycling. *Geography Compass*, 4(10):1513-1531. Doi: <https://10.1111/j.174-8198.2010.00378.x>.

Falcon, R.M.S., 1986. A brief review of the origin, formation, and distribution of coal in Southern Africa. In: C.R. Anhaeusser & S. Maske, Eds, *Geological Society of South Africa, Johannesburg, Mineral Deposits of Southern Africa*, 2:1879-1898.

- Fielding, C.R., 1987. Coal depositional models for deltaic and alluvial plain sequences. *Geology*, 15:661-664. Doi: [https://10.1130/0091-7613\[1987\]15<661:CDMFDA>2.0.CO;2](https://10.1130/0091-7613[1987]15<661:CDMFDA>2.0.CO;2).
- Fulton, I. M., 1987. Genesis of the Warwickshire Thick Coal: a group of long-residence histosols. In: A.C. Scott, Ed., *Coal and coal-bearing strata: recent advances*, Blackwell Scientific Publications. Oxford, London, Special Publication 32:201-218.
- Gore, A.J.P., 1983. Introduction. In: A.J.P.Gore, Ed., *Ecosystems of the World, Vol.4 A*, Elsevier, Amsterdam. Mires: Swamp, Bog, Fen and Moore, General Studies, 1-34.
- Gracz, M. & Glaser, P.A., 2017. Evaluation of a wetland classification system devised for management in a region with a high cover of peatlands: an example from the Cook Inlet Basin, Alaska. *Wetlands Ecol Manage*, 25:87-104. Doi: <http://10.1007/s11273-016-9504-0>.
- Hemond, H.F. & Liffeld, J.L., 1982. Subsurface flow in salt marsh peat: A model and field study. *Limnology and Oceanography*, 27(1), 126-136. (NOAA, Office of Sca Grant 04.7-158-44079).
- Hilt, C., 1873. Des rapports existant entre la composition des charbons et leurs propriétés industrielles. *Annales de la Association des Ingénieurs de Liège, 5e Sér., Annexe 1*, 254-266. (P.v.- Séance du 9 novembre).
- Inisheva, L.I., 2006. Peat Soils. Genesis and Classification. *Eurasian Soil Science*, 39(7), 699-704. Doi: <https://10.1134/S1064229306070027>.
- ISO 11760:2005 Classification of Coals.
- Jacob, H., 1961. Neuere Ergebnisse der Braunkohlen- und Torf-Petrographie. *Geologische Rundschau*, 51(2):530-546. Doi: <https://doi.org/10.1007/BF01820018>.
- Jacob, H., 1964. Differenzierungen des biochemischen inkohlungsgrades von Weichbraunkohlen und Torfen. C.R. Congrès International de Stratigraphie et Géologie du Carbonifère, 5eme, Paris, 1963, T.3, 933-942.
- Jacob, H. & Koch, J., 1968. Application of coal petrologic methods in peat research. *Proceedings of the Third International Peat Congress*, Quebec City, 201-205.
- Karweil, J., 1956. Die Metamorphose der kohlen vom Standpunkt der physikalischen Chemie. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 107:132-139. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.coal.2003.09.003>.
- Kellner, E., 2003. Wetlands – different types, their properties and function, 69 pp. Technical Report TR-04-08. Dept of Earth Sciences/Hydrology, Upsala University. (www.sk.se)
- Knott, J.F., Nuttle, W.K., Hemond, H.F., 1987. Hydrologic parameters of salt marsh peat. *Hydrological Processes*, 1(2):211-220. Doi: <https://doi.org/10.1002/hyp.3360010208>.
- Kötter, K., 1960. Die mikroskopische Reflexionsmessung mit dem Photomultiplier und ihre Anwendung auf die Kohlenuntersuchung. *Brennstoff-Chemie*, 43(11/12): 263-272.
- Kwiecińska, B. & Petersen, H. I., 2004. Graphite, semi-graphite, natural coke, and natural char classification – ICCP system. *International Journal of Coal Geology*, 57(2):99-116.
- Labadz, J., Allott, T., Evans, M., Butcher, D., Billett, M., Stainer, S., Yallop, A., Jones, P., Innerdale, M., Harmon, N., Maher, K., Bradbury, R., Mount, D. O'Brien, H., Hart, R., 2010. Peatland Hydrology, Draft Scientific Review, 52 p.
- Łajczak, A., 2013. Role of land relief and structure in the formation of peat bogs in mountains areas, as exemplified by the Polish Carpathians. *Landform Analysis*, 22:61-73. Doi: <http://dx.doi.org/10.12657/landfana.022.005>.
- Lemos de Sousa, M.J. & Pinheiro, H.J., 1999. O que é um Carvão Gonduânico ? *GEOlogos*, Porto, 5:95-101.
- Lemos de Sousa, M.J.; Rodrigues, C.F. ; Dinis, M.A.P., Eds. 2012. *O Carvão na Actualidade, Vol. 1 - Petrologia, Métodos analíticos, Classificação e Avaliação de Recursos e Reservas, Papel no contexto energético, Carvão em Portugal / The current status of coal, Vol. 1 - Petrology, Methods of analyses, Classification and Resources / Reserves Assessment, Coal in World Energy Scenario, Coal in Portugal*, Universidade Fernando Pessoa, Porto, Academia das Ciências de Lisboa, 467 p.
- Lensch, G., 1963. Die Metamorphose der Kohle in der Bohrung Münsterland 1 auf Grund des optischen Reflexionsvermögens der Vitrinite. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, 1:197-203.
- Lindsay, R.A., Charman, D.J., Everingham, F., O'Reilly, R.M., Palmer, M.A., Rowell, T.A. & Stroud, D.A., 1988. *The Flow Country: The Peatlands of Caithness and Sutherland*. Nature Conservancy Council, 32 p.
- Loisel, J., Yu, Z., Parsekian, A., Nolan, J., Slater, L., 2013. Quantifying landscape morphology influence on peatland lateral expansion using Ground-Penetrating Radar (GPR) and peat core analysis. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118(2):373-384. Doi: <https://10.1002/jgrg.20029>.

- Mackowsky, M-Th., 1953. Probleme der Inkohlung. *Brennstoff-Chemie*, 43(11/12):182-185.
- Marques-Toigo, M. & Corrêa da Silva, Z.C. 1984. On the origin of Gondwana South Brazilian coal measures. In: M.J. Lemos de Sousa, Ed., *Symposium on Gondwana Coals*, Lisbon, 1983, *Proceedings and Papers. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 70(2):151-160.
- Martini, I.P. & Glooschenko, W.A., 1985. Cold Climate Peat Formation in Canada, and its Relevance to Lower Permian Coal Measures of Australia. *Earth-Sciences Reviews*, 22:107-140. Doi: [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90003-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90003-0).
- McCabe, P.J., 1984. Depositional environments of coal and coal-bearing strata. In: R. A. Rahmani & R. M. Flores, Eds, *Sedimentology of coal and coal-bearing sequences*, Blackwell Scientific Publication, Oxford, *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, 7:13-42.
- McCabe, P.J., 1987. Facies studies of coal and coal-bearing strata. In: A.C.Scott, Ed., *Coal and Coal-bearing Strata; Recent Advances*. Blackwell Scientific Publications. Oxford, London. *Geological Society Special Publications*, 32:51-66.
- Michel, J.C., 2010. The physical properties of peat: a key factor for modern growing media. *Mines and Peat*, 6:1-6. Doi: <https://www.researchgate.net/publications/266468476>.
- Miltzarek, G.L. & Corrêa da Silva, Z.C. 1992. Variações composicionais dos carvões submetidos aos ensaios de meio denso, Jazida do Faxinal, RS. *Egatea. Revista da Escola de Engenharia da UFRGS*, 20:43-54.
- Moore, P.D., 1987. Ecological and hydrological aspects of peat formation. In: A.C.Scott, Ed., *Coal and Coal-bearing Strata; Recent Advances*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London. *Geological Society Special Publications*, 32:7-15.
- Moore, P.D., 1989. The ecology of peat-forming processes: a review. In: P.C. Lyon & B. Alpern, Eds, *Peat and Coal: Origin, Facies, and Depositional Models*. *International Journal of Coal Geology*, Amsterdam, 12(1/4):89-103. Doi: [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(89\)90048-7](https://doi.org/10.1016/0166-5162(89)90048-7).
- Moore, P.D., 1995. Biological processes controlling the development of modern peat-forming ecosystems. In: T.D.Demchuck, J.Shearer & T.A. Moore, Eds, *Tertiary-Age Coals – GSA Symposium*. *International Journal of Coal Geology*, 28(2-4):89-103. Doi: [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(95\)00015-1](https://doi.org/10.1016/0166-5162(95)00015-1).
- Moore, P.D. & Bellamy, D.J., 1973. *Peatlands*, Paul Elek, London, 221 p.
- Neuendorf, K.K.E., Mehl Jr., J. P.& Jackson, J.A., 2011. *Glossary of Geology*, 5th Ed., 783 pp. American Geoscience Institute, Alexandria, Va.
- Parish, F., Sirin, A., Charman, D., Joosten, H., Minayeva, T., Silvius, M., Stringer, L., Eds, 2008. *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report*, Global Environment Centre, Kuala Lumpur and Wetlands International, Wageningen, 206 p.
- von Post, L. & Grunland, L.E., 1926. Södra Sveriges Tortillgångar, I. *Sver. Geol. Unders*, C35, 19:2.
- Peat, 1963. In: ICCP 1963. *International Committee for Coal and Organic Petrology-ICCP, Handbook of Coal Petrography*, 2nd Ed., p.3. Centre National de la Recherche Scientifique, Academy of Sciences of the USSR, Paris, Moscow.
- Plumstead, E.D., 1957. *Coal in Southern Africa*. Witwatersrand University Press, Johannesburg.
- Rich, F.J., 2015. Peat: Its Origins, Characteristics, and Transformations. In: G.B. Stracher, A. Prakash & G. Rein, Eds, *Coal and Peat Fires: A Global Perspective*, Elsevier, Amsterdam, 14-38. Doi: <https://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-59510-2.00002-1>.
- Schumann, M. & Joosten, H., 2018. *Global Peatland Restoration Manual*. Version April 18, 2018, Institute of Botany and Landscape Ecology, Greifswall University, 68 p.
- Shibaoka, M. & Smyth, M., 1975. Coal petrology and the formation of coal seams in some Australian sedimentary basins. *Econ.Geol.*, 70(8):1463-1473.
- Shuttleworth, E.L., 2014. *Trace peatland geomorphology: sediment and contaminant movements in eroding and restored system.*, 214 pp. University of Manchester, School of Environment, Education and Development.
- Spackman, W., Dolsen, C.P., Riegel, W., 1966. Phytogenic organic sediments and sedimentary environments in the Everglades-Mangrove Complex. P.1 – Evidence of a Transgressing sea and its effects on environments of the Shark River area of Southwestern Florida. *Paleontographica*, 117(4-6):135-152.

Spackman, W., Riegel, W. & Dolsen, C.P., 1969. Geological and biological interactions in the Swamp-Marsh V Complex of Southern Florida. In: E.C. Dappls & M.E. Hopkins, Eds, *Environments of Coal Deposition*. The Geological Society of America, Bolder, Colo. Geological Society of America Special Paper, 114:1-35.

Spackman, W., Ryan, N.J., Rhoads, C.A., Given, P.H., 1988. Studies of peat as the input to coalification, II. Sampling sites and preliminary fractionation. *International Journal of Coal Geology*, 9(3):253-265. Doi: [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(88\)90016-X](https://doi.org/10.1016/0166-5162(88)90016-X).

Stach, E., 1953. Der Inkohlungsprung im Ruhrkarbon. *Brennstoff-Chemie*, 34:353-355.

Stach, E., Mackowsky, M.Th., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D., Teichmüller, R., 1982. *Stach's Textbook of Coal Petrology*, 3.rd Ed., Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 535 p.

Strauss, P.G.; Russell, N.J.; Bennett, A.J.R.; Atkinson, C.M., 1976. Coal petrography as an exploration aid in the west Circum-Pacific. In: W.L.G. Muir, Ed., *Coal Exploration*. Miller Freeman Publications, San Francisco, Cal. Proc. 1st International Coal Exploration Sympos., London, 1976), 401-403.

Styan, W.B. & Bustin, R.M., 1983. Petrography of some fraser river delta peat deposits: coal maceral and microlithotype precursors in temperate-climate peats. *International Journal of Coal Geology*, 2(4):321-370. Doi: [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(83\)90016-2](https://doi.org/10.1016/0166-5162(83)90016-2).

Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R. & Robert, P., 1998. *Organic Petrology*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 704 p.

Teichmüller, M., 1962. Die genese der kohle. C.R. Congrès International de Stratigraphie et Géologie du Carbonifère, 3:699-722.

Teichmüller, M., 1971. Anwendung kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdöl- und Erdgasprospektion. *Erdöl Kohle Erdgas Petrochemie vereinen Brennstoff-Chemie*, 24(2):69-76.

Teichmüller, M., 1989. The genesis of coal from the viewpoint of coal petrology. In: P.C.Lyons & B.Alpern, Eds, *Peat and Coal: Origin, Facies, and Depositional Models*. *International Journal of Coal Geology*, 12(1-4):1-87. Doi: [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(89\)90047-5](https://doi.org/10.1016/0166-5162(89)90047-5).

Teichmüller, M. & Teichmüller, R., 1966. Geological causes of coalification. In: *Advances in Chemistry Series 55 – Coal Science*, American Chemical Society, Washington, D.C., 133-155.

Teichmüller, M. & Teichmüller, R., 1968. Geological aspects of coal metamorphism. In: D.Murchison & T.S.Westoll, Eds, *Oliver & Boyd, Edinburgh, London, Coal and Coal-bearing strata*, 233-267.

Tissot, B.P. & Welte, D.H., 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*, 2.^a Ed., Springer-Verlag, Berlin, New York, N.Y., 699 p.

UN-ECE Document ENERGY/1998/19:1998. *International Classification of in-Seam Coals*, Economic Commission for Europe, Committee on Sustainable Energy, United Nations, New York and Geneva, 41 p.

UNESCO (EOLSS), 2002. *Coal, Oil Shale, Natural Bitumen, Heavy Oil and Peat*. Paris, *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, 1:516 p, 2:452 p.

Welsch, D.J., Smart,D.L., Boyer,J.N., Minkim, P., Smith, H.C., McCandless, T.L., 1995. *Forested Wetlands. Functions, Benefits and the Use of Best Managements Practices*, United States Department of Agricultura, Forest Service, Notheastern Area. (NA-PR-01-95), 68 p.

CAPÍTULO 5

PETROGRAFIA DE CARVÃO

Zuleika Carreta Correia da Silva¹, Marcus Vinicius Berao Ade² e Carla Viviane Araujo³

¹ Geóloga aposentada Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS.

² Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, marcus.ade@uerj.br

³ Geóloga aposentada, cvarau@gmail.com

Para estudarmos a petrografia do carvão macro e microscopicamente temos que inicialmente definir o que é carvão. Assim sendo, utilizaremos a definição de Schopf(1956) que definiu carvão como uma rocha combustível que contém mais de 50% de seu peso e mais de 70% do volume de material carbonáceo, fruto da compactação de restos orgânicos acumulados em turfeiras.

5.1 Macroscopia

O estudo dos constituintes do carvão inicia-se pela avaliação macroscópica em afloramento ou em testemunhos de sondagem. Carvões apresentam uma estrutura heterogênea perceptível a olho nú, devido à associação de diferentes constituintes - denominados litotipos.

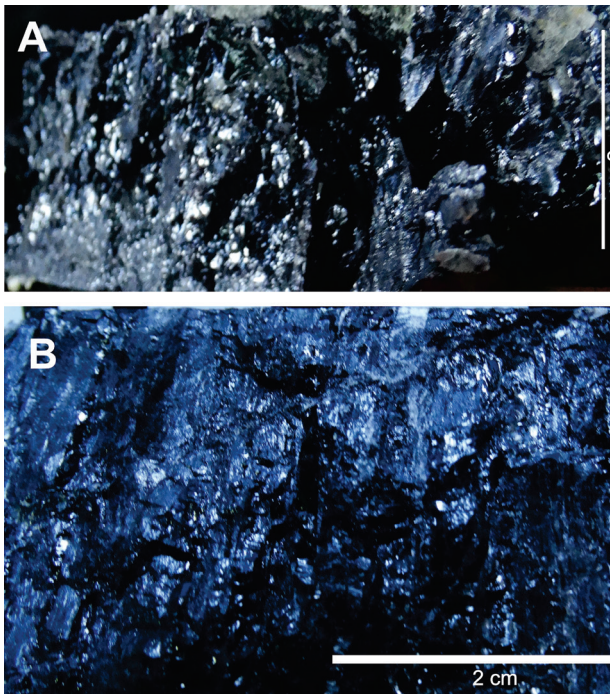
Stopes (1919) propôs, com base na identificação de bandas nas camadas de carvão e suas características, tais como brilho, cor e dureza, quatro tipos de litotipos: Vitrênio, Clarênio, Durênio e Fusênio. O termo litotipo refere-se ao conjunto de características apresentadas em cada banda ou camada que refletem a composição macerálica da mesma (Taylor *et al.*, 1998).

Os carvões gonduânicos brasileiros são classificados como sub-betuminosos e betuminosos e neste *rank* (grau de carbonificação) as propostas para descrição dos litotipos são as de Stopes (1919), *International Committee for Coal and Organic Petrology*, (1963), Diessel (1965a), Stach *et al.* (1982) conforme tabela 5.1.

Tabela 5.1- Classificação dos litotipos de carvão, Stopes (1919) e Diessel (1965a).

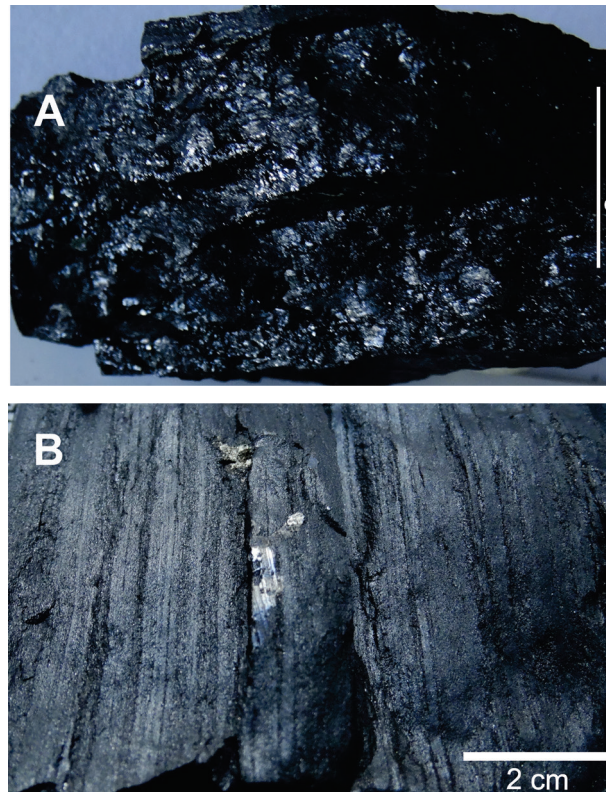
ICCP- STOPES	DIESSEL (1965)	DESCRIÇÃO
Vitrênio	Brilhante	Brilho vítreo a subvítreo, fratura conchoidal até 10% de bandas de carvão fosco
Clarênio	Brilhante Bandado Bandado	Brilhante com bandas de carvão fosco variando de 10% a 40%. Bandas de carvão brilhante e fosco variando entre 40% a 60%.
Durênio	Fosco Bandado Fosco	Predomínio de carvão fosco com bandas de carvão brilhante em proporções entre 10% a 40%. Fosco e não fraturado podendo ter até 10% de carvão brilhante.
Fusênio	Fibroso	Friável.

A identificação e caracterização das bandas, nas amostras de mão, devem ser feitas preferencialmente em luz natural, (Fotos 5.1 e 5.2).



Fotos 5.1: Litotipos de carvão betuminosos:

A) Brilhante e B) Brilhante Bandado, camada Irapuá,



Fotos 5.2: Litotipos de carvão betuminosos:

A) Bandado, (B) Fosco Bandado e (C) Fosco, camada Barro Branco, mina 101.

Para a classificação dos carvões gonduânicos brasileiros Corrêa da Silva & Marques-Toigo, (1975) adaptaram a proposta de Schopf (1960) abordada abaixo.

Carvão Brilhante (Vitrênio): lâminas >5mm

Carvão Fosco (Fusênio + Clarênio + Minerais): lâminas >10mm

Carvão Listrado (intercalações dos anteriores)

Quanto à espessura das listras o carvão listrado pode ser:

Listras Fina- lâminas de vitrênio <1mm

Listras Médias- lâminas de vitrênio entre 1 a 3 mm

Listras Grossas- lâminas de vitrênio entre 3 a 5mm

Quanto a abundância de vitrênio (Schopf, 1960) pode ser:

Raro: < 5%

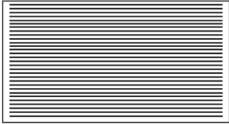


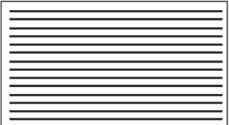
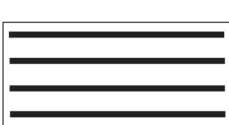

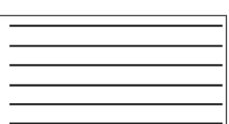
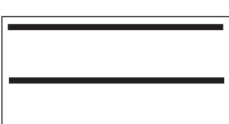

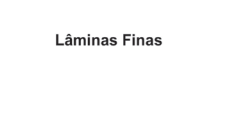

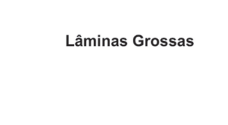
Esparsos: 5 a 15%

Moderado: 15 a 30%

Abundante: 30 a 60%

Dominante: >60%

Tabela 5.2: *Tipos de carvões listrados com base na estimativa visual da concentração de vitrênio (preto), segundo Schopf (1960, adaptado por Corrêa da Silva & Marques-Toigo, 1975).*

Dominante mais que 60%			
Lâminas finas 60%			
Abundante 30 - 60%			
Lâminas finas 30%			
Moderada 15 - 30%			
Lâminas finas 15%			
Esparsas 15 - 5%			
Raras menos que 5%			
	Lâminas Finas	Lâminas Medias	Lâminas Grossas

Os níveis com predominância de matéria mineral são classificados com lamitos ou folhelhos carbonosos. Em geral apresentam colorações mais claras e maior densidade.

5.2 Microscopia

O estudo dos constituintes orgânicos e inorgânicos ao microscópio presentes nos carvões gonduânicos betuminosos e subbetuminosos seguem a nomenclatura do Comitê Internacional de Petrologia Orgânica e de Carvão (ICCP, 1998 e 2001).

A análise ao microscópio é realizada em seção polida com luz branca natural (12V e 100W) refletida e/ou em modo fluorescência (lâmpada de mercúrio alta pressão), ocular de 10x e objetiva de 50x de imersão em óleo (Taylor *et al.* 1998).

5.2.1 Grupos de Macerais e Macerais

Os constituintes do carvão, descritos como macerais, podem ser identificados com base na sua forma, cor, reflectância e relevo, e se dividem em três grupos, conforme literatura clássica (Taylor et al., 1998). Para excluir ambiguidades em sua definição o ICCP estabeleceu que a descrição de macerais deve ser feita com luz incidente (refletida) usando objetivas a óleo de imersão com aumentos de 25 e 50x (Taylor et al., 1998).

Os macerais são remanescentes de plantas carbonificadas, os quais apresentam forma e/ou estrutura ainda preservada no estágio de carvão betuminoso (grau de evolução térmica), ou ainda, produtos da degradação os quais a origem vegetal não pode mais ser reconhecida. O termo maceral foi introduzido por Stopes (1935), e foram divididos em três grupos de acordo com sua origem e processo de alteração primária (Taylor et al., 1998).

Grupo da Vitrinita: Produto da carbonificação de substâncias umicas os quais são essencialmente originados de lignina e celulose das paredes celulares dos vegetais terrestres e no estágio de carvão betuminoso apresenta coloração cinza a cinza claro.

Grupo da Liptinita ou Exinita: Originalmente denominado de Grupo da Exinita nas últimas décadas passou a ser denominado de Grupo da Liptinita. Esse grupo tem origem em remanescentes de plantas relativamente ricas em hidrogênio tais como - esporopolenina, resinas, ceras e graxas. No estágio de carvão betuminoso apresenta coloração cinza escuro a preto.

Grupo da Inertinita: Derivado das mesmas substâncias originais que formam vitrinita e liptinita, mas submetido a um processo de decomposição primária diferente. Por exemplo, enquanto um tecido lenhoso é transformado em vitrinita (telinita) por processos de humificação e gelificação ele pode se transformar em inertinita (fusinita) por processos de incêndios em florestas (*forestfires*) ou oxidação. A substância que dá origem a liptinita pode originar inertinita como, por exemplo, no caso da resino-esclerotinita cujo precursor são corpos de resina. No estágio de carvão betuminoso apresenta coloração cinza claro a branco.

Cada grupo de macerais é constituído por elementos denominados Macerais (tab. 5.3).

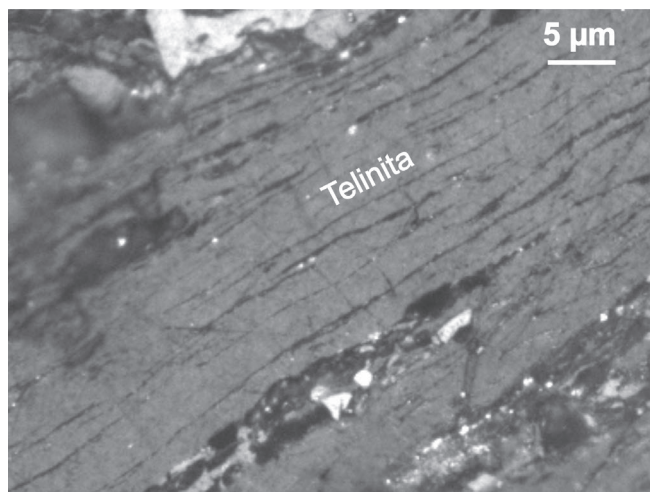
Tabela 5.3: Nomenclatura dos Grupos de Macerais e Macerais dos principais constituintes dos carvões gonduânicos brasileiros ICCP (1998, 2001).

GRUPOS DE MACERAIS	SUBGRUPOS DE MACERAIS	MACERAIS
Vitrinita	Telovitrinita	Telinita e Colotelinita
	Gelovitrinita	Gelocolinita e Corpocolinita
	Detrovitrinita	Colodetrinita e Vitrodetrinita
Inertinita		Fusinita
		Semifusinita
		Inertodetrinita
		Macrinita
		Micrinita
		Funginita
Liptinita(Exinita)		Esporinita
		Cutinita
		Resinita
		Betuminita(Amorfa)
		Alginita
		Liptodetrinita

As atualizações de nomenclatura ocorrem por resoluções de grupos de trabalho do ICCP. Nas publicações disponíveis sobre petrografia orgânica de carvões gonduânicos do sul do Brasil, podem ser encontradas algumas denominações cuja nomenclatura atual foi modificada, é o caso da telocolinita e desmocolinita que passaram a ser denominadas Colotelinita e Colodetrinita, respectivamente.

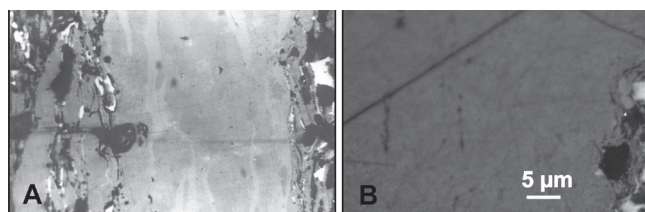
Características e Precursores

Grupo da Vitrinita



Telinita - Paredes celulares de tecidos lenhosos e parenquimatosos de caules, folhas e raízes. Apresentam as paredes celulares preservadas embora algumas vezes deformadas.

Foto 5.3: Fotomicrografia de telinita na camada Irapuá, luz branca refletida, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.

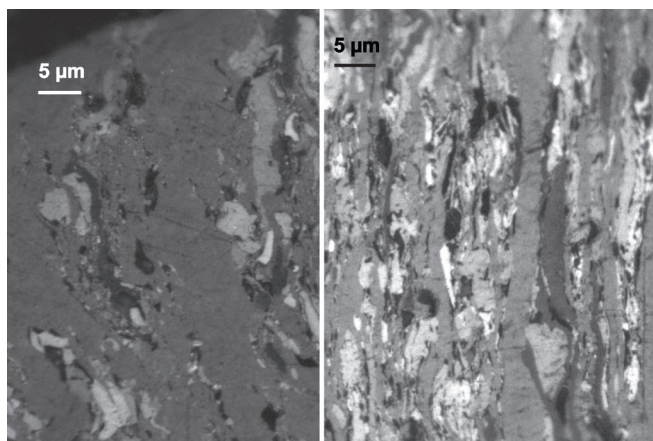


Colotelinita- Tem a mesma origem da telinita porém não é possível identificar as paredes celulares devido a homogeneização durante a humificação e gelificação.

Foto 5.4: Fotomicrografia de colotelinita com manchas (A, jazida Santa Terezinha) e homogênea (B, camada Irapuá), luz branca refletida, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x em imersão.

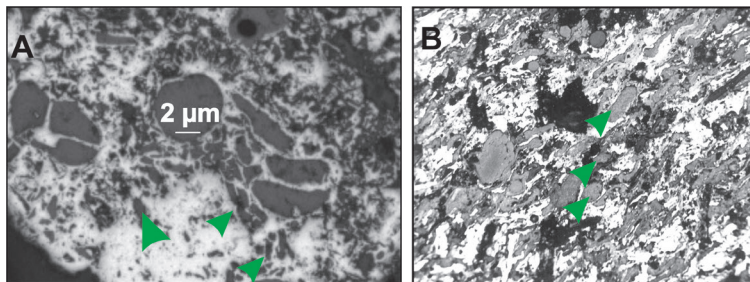
Gelocolinita- Oriunda de soluções húmicas coloidais, que em estágios de turfa e linhito preenchem as cavidades existentes com géis.

Corpocolinita- Derivada de corpohuminita (nos linhitos) oriunda de preenchimentos celulares. Podem representar excreções das paredes celulares ou ser produzida como um preenchimento secundário a partir de géis húmicos



Colodetrinita- Vitrinita detrítica apresentando no seu interior outros grupos de macerais.

Foto 5.5: Fotomicrografias de colodetrinita na camada Irapuá, luz branca refletida, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.

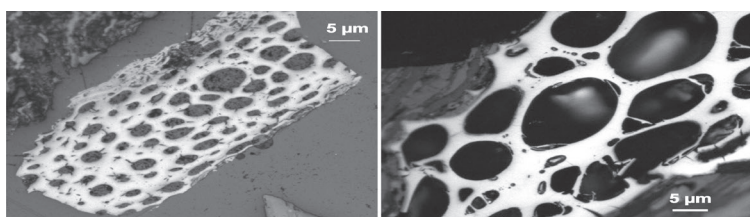


Vitrodetrinita- Fragmentos de vitrinitas < 10 microns.

Foto 5.6: Fotomicrografia de vitrodetrinitas (setas): A- em matriz carbonática na camada Irapuá e B jazida de Santa Terezinha, luz branca refletida, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.

Grupo da Inertinita

Fusinita- Tecido lenhoso oxidado ou carbonizado. A exemplo da fungo-esclerotinita que se forma a partir



de paredes celulares negras dos fungos. Por outro lado, a alta refletividade de algumas fusinitas ocorre devido a características das plantas originais. É possível que uma parcela significativa da inertinita tenha origem em

materiais ricos em melanina de plantas e ou animais.

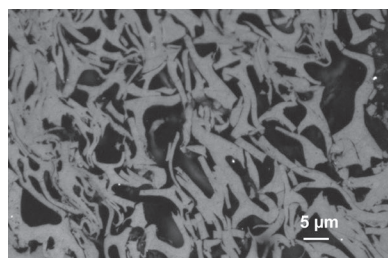
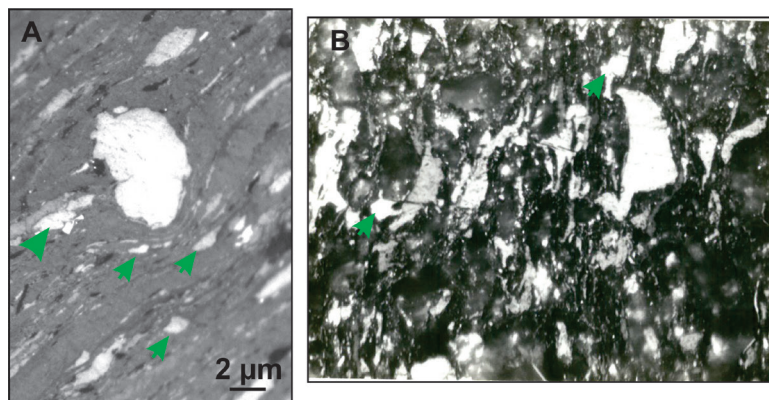


Foto 5.7: Fotomicrografias de fusinita na camada Irapuá, luz branca refletida, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.

Semifusinita- Tecido lenhoso parcialmente oxidado.

Foto 5.8: Fotomicrografia de semifusinita na camada Irapuá, luz branca refletida, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.

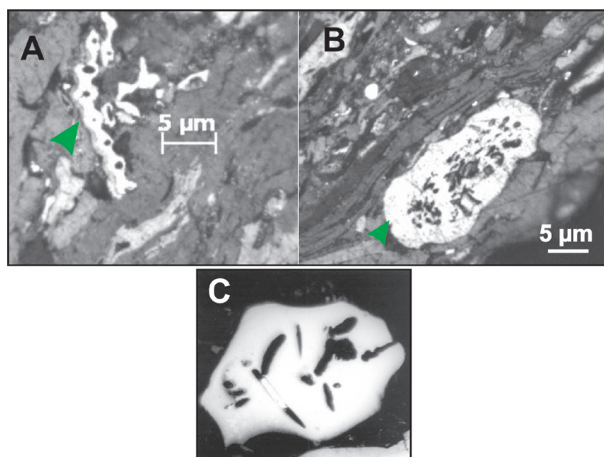


Inertodetrinita- Fragmentos de inertinitas <10 µm. Fragmentos de fusinita, semifusinita, esclerotinita e macrinita redepositados. Provavelmente formada pela desintegração de precursores do grupo da inertinita durante o transporte.

Foto 5.9: Fotomicrografia de Inertodetrinita (setas verdes) na camada Irapuá (A) e Santa Terezinha (B), luz branca refletida, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.

Macrinita- Produto da oxidação de matéria vegetal intensamente gelificada, formada a partir de lignina decomposta em águas ricas em oxigênio. A gênese da macrinita, rara em muitos carvões, é ainda

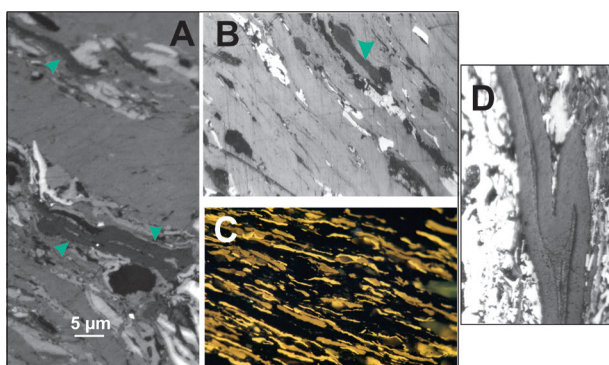
insuficientemente entendida.



Micrinita- Produto da carbonificação da betuminita. A gênese da micrinita geralmente está associada com a geração de petróleo.

Funginita- Derivada dos esclerócios, que são micelas resistentes de fungos que sobrevivem em ambientes desfavoráveis. A ocorrência de fungo-esclerotinita depende das comunidades de plantas formadoras das turfeiras; suprimento de oxigênio na camada mais superior da turfa e concentração devido à decomposição seletiva.

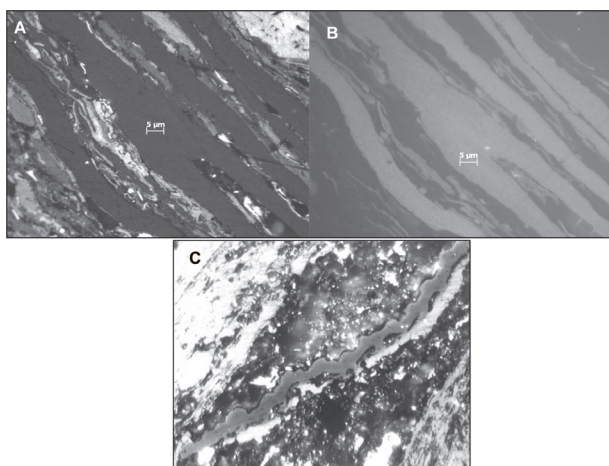
Foto 5.10: Fotomicrografia de funginita (A e B setas verdes) na camada Irapuá, e em “C” no detalhe, luz branca refletida, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.



Grupo da Liptinita (Exinita)

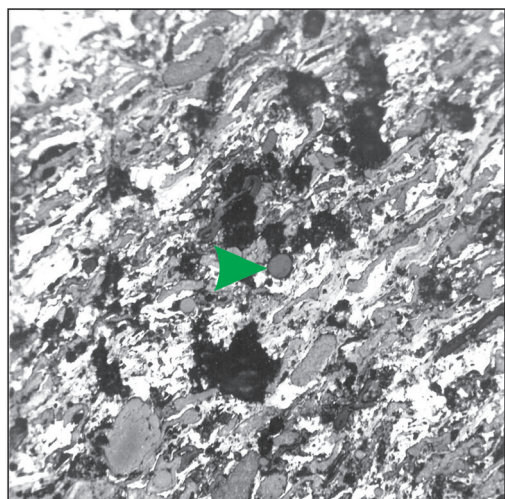
Esporinita- Origina-se das paredes celulares externas (exinas e perinas) de esporos e pólenes.

Foto 5.11: Fotomicrografia de Esporinita (setas verdes, A e B) na camada Irapuá, luz branca refletida, em “C” esporinitas acastanhadas e alginitas amareladas em modo fluorescência e em “D” macroesporinita na camada Candiota, luz branca refletida, todas fotos com imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.



Cutinita- Origina-se da camada cuticular e cutículas, que se formam na parede celular externa da epiderme das folhas, caule e outras partes aéreas das plantas.

Foto 5.12: Fotomicrografias de Cutinita (A: cinza escuro; B: clara) na camada Irapuá e em “C” na jazida de Santa Terezinha; A e C: luz branca refletida e B: fluorescência em imagem tons de cinza, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.



Resinita- Tem como principais precursores resinas e graxas, embora bálsamos, látex, óleos e gorduras também sejam considerados matéria fonte.

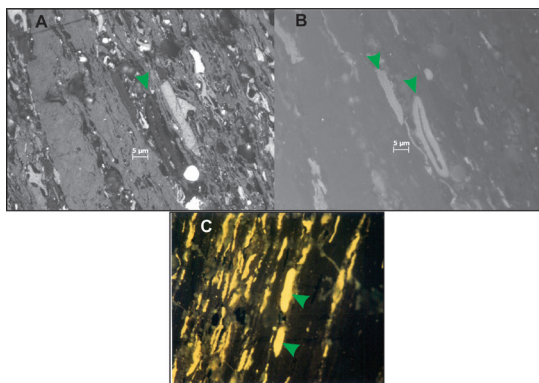


Foto 5.13: Fotomicrografias de Resinita na camada Irapuá, luz branca refletida, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.

Alginita- Formada a partir de algas particularmente resistentes e ricas em lipídeos. As formas Pila e Reinschia são conhecidas em carvões sapropélicos carboníferos.

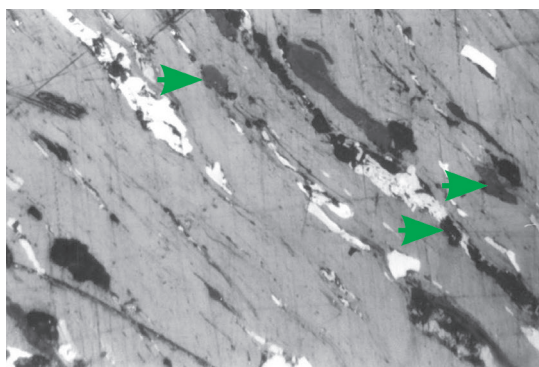


Foto 5.14: Fotomicrografias de Alginita (seta verde) na camada Irapuá; "A": luz branca refletida e "B": fluorescência em imagem tons de cinza; "C" amareladas em fluorescência, na jazida de Santa Terezinha, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.

Liptodetrinita- Fragmentos de liptinita <10 microns. Constituintes que devido a sua ocorrência finamente detrítica

não pode ter seu precursor identificado.

Foto 5.15: Fotomicrografias de Liptodetrinita (setas verdes), luz branca refletida, imersão em óleo, ocular 10x, objetiva 50x.

5.2.2 Microlitotipos

A análise combinada realizada em microscópio petrográfico, permite a contabilização simultânea de macerais e microlitotipos. A análise é realizada em luz branca refletida com ocular de 10X e graticula de Kotters de 20 pontos e objetiva de 50X em óleo de imersão de acordo com Stach *et al.* (1982). A contagem dos pontos deve obedecer um espaçamento vertical de 2mm e um espaçamento horizontal de 1mm.

Os microlitotipos (tabela 5.4) podem ser monomaceralícos, quando constituídos por mais de 95% de um grupo de maceral, sendo denominados Vitrita, Liptita e Inertita (Stach *et al.*, 1982). Os bimaceralícos, são constituídos por dois grupos de macerais, sendo eles Vitrinertita, Clarita e Durita. Os microlitotipos trimaceralícos são denominados genericamente de trimaceritas e são muito frequentes nos carvões gonduânicos do sul do Brasil (Corrêa da Silva 1984 e Araujo, 1990). Os microlitotipos trimaceralícos são a Clarodurita, Duroclarita e Vitrinertoliptita.

Tabela 5.4: Microlitotipos e seus constituintes (Stach *et al.*, 1982)

	MICROLITOTIPO	COMPOSIÇÃO
Monomaceralícos	Vitrita (V)	Vitrinita > 95%
	Inertita (I)	Inertinita > 95%
	Liptita (L)	Liptinita > 95%
Bimaceralícos	Vitrinertita	Vitrinita+Inertinita > 95%
	Clarita	Vitrinita+Liptita > 95%
	Durita	Inertita+Liptinita > 95%

Trimacerálicos	Clarodurita	$I > V + L$	$I+V+L > 5\%$
	Duroclarita	$V > I + L$	$V+I+L > 5\%$
	Vitrinertoliptita	$L > I + V$	$L+I+V > 5\%$

Os seguintes microlitotipos e sua composição, frequentes em carvões gonduânicos do sul do Brasil, são descritos a seguir:

Monomacerálicos

- 1) **Vitrita** – composta predominantemente pela colinita, muitas vezes pela gelocolinita,
- 2) **Inertita** – compõe-se com frequência de fusinita, semifusinita e inertodetrinita, ocorrendo muitas vezes esclerotinita e muito raramente macrinita. A argila está normalmente associada à inertinita preenchendo os lúmens das células,
- 3) **Liptita** – composta por macrosporinita, massas de liptodetrinita e, raramente, microsporinita em esporângios. A liptita ocorre frequentemente associada à argila,

Bimacerálicos

- 4) **Vitrinertita** – apresenta-se rica em colinita em associação com inertodetrinita. A colinita pode também associar-se à fusinita e à semifusinita,
- 5) **Clarita** – associação de macerais dos grupos da vitrinita e da liptinita. No caso dos carvões estudados da Jazida de Santa Terezinha a Clarita é rica em macro e microsporinita ocorrendo em associação com cutinita e argila.
- 6) **Durita** – associação de macerais dos grupos da inertinita e liptinita. Os carvões gonduânicos estudados por Araujo (1990) apresentaram durita rica em microsporinita com argila frequente.

Trimacerálicos

- 7) **Clarodurita** – Os carvões da Jazida de Santa Terezinha são ricos em liptodetrinita, microsporinita, colinita, vitrodetrinita e argila,
- 8) **Duroclarita** - A duroclarita é o microlitotipo mais frequente no carvão da Jazida de Santa Terezinha, esta é rica em liptodetrinita, microsporinita, cutinita e inertodetrinita.
- 9) **Vitrinertoliptita** – Esse microlitotipo é rico em colinita, vitrodetrinita e argila no carvão da Jazida de Santa Terezinha.

No carvão de Santa Terezinha são encontrados os microlitotipos **Carbominerita**, e **Rocha**, esse incomum em carvões do hemisfério norte sendo caracterizados por apresentarem mais de 10% de pirita ou mais de 60% de argila ou carbonato.

5.3 Grau de carbonificação dos carvões do sul do Brasil

O grau de carbonificação do carvão (do estágio de turfa ao estágio de antracito) e da matéria orgânica dispersa representa a variação das características físicas e químicas da matéria orgânica, a medida em que aumenta o soterramento, a temperatura e pressão. Também são sinônimos as denominações “rank”, maturação da matéria orgânica, evolução térmica da matéria orgânica e metamorfismo da matéria orgânica.

Desta forma, a quantificação do grau de carbonificação representa a história de soterramento a que foram submetidos a fração orgânica em uma bacia sedimentar.

A evolução termal da matéria orgânica durante a diagênese, catagênese e metagênese provoca modificações nas propriedades físicas e químicas dos remanescentes orgânicos (capítulo 4). As variações nestas propriedades representam maturação da matéria orgânica e é governada, principalmente, pela temperatura, pressão e seu tempo de atuação, devido a um contínuo soterramento, restando ao final deste processo apenas grafite (Teichmüller *et al.* 1975, Tissot & Welte, 1978).

Hoffmann & Jenkner (1932, *in* Teichmüller *et al.*, 1975) perceberam que o poder refletor da vitrinite dos carvões, ao microscópio de luz refletida, aumentava na medida que também aumentava o “rank” dos carvões. McCartney (1952, 1955, *in* Teichmüller *et al.*, 1975), introduziu o fotomultiplicador para determinação da reflectância da vitrinite. A partir do poder refletor da vitrinite os petrógrafos de carvão começaram a determinar o grau de carbonificação, de forma mais objetiva, criando condições para padronização internacional.

Com base no conhecimento consolidado e aceitação internacional no emprego desta técnica para carvões, a mesma passou a ser utilizada, para determinação da maturação da matéria orgânica dispersa, presente nas rochas sedimentares.

De acordo com Teichmüller (1987) o estudo do conteúdo orgânico disperso nos sedimentos é muito mais útil, na determinação do gradiente termal do pacote sedimentar do que a análise de minerais. Também para esta autora a matéria orgânica é muito mais sensível a variações termais do que as variações de pressão sendo a temperatura, fator crítico nas reações químicas envolvidas, normalmente dependente da profundidade, gradiente termal e condutividade térmica das rochas associadas.

Apresença de intrusivas é responsável pelo aumento da temperatura nas rochas encaixantes acarretando um aumento brusco na reflectância da vitrinite, tanto em carvões como na matéria orgânica dispersa.

A partir dos anos setenta a reflectância da vitrinite como parâmetro de maturação foi amplamente introduzida nas companhias de petróleo orientando a exploração na definição da janela de geração de óleo.

O poder refletor da vitrinite é o parâmetro mais amplamente utilizado para avaliação do metamorfismo da matéria orgânica, pois:

- 1- além do carvão a vitrinite ocorre em quase todas as rochas sedimentares, pobres ou ricas em matéria orgânica;
- 2- são em geral homogêneas em luz branca refletida, e
- 3- apresentam modificações físico-químicas uniformes com a evolução termal.

Essa técnica porém, apresenta alguns problemas e limitações (Castaño & Sparks, 1974; Teichmüller, 1987; Robert, 1988; Senftle & Landis, 1991; Lo, 1992; Mukhopadhyay, 1994; entre outros) entre eles podemos citar:

- 1- a vitrinite tem origem a partir de fragmentos de vegetais superiores que surgiram no registro geológico a partir do período Devoniano, desta forma em rochas mais antigas do que este período não apresentam vitrinite;
- 2- um mínimo de 100 pontos para carvões e de 20 a 30 pontos em matéria orgânica dispersa, do poder refletor da vitrinite, devem ser realizadas para que um tratamento estatístico possa ser significativo sobre as medidas realizadas;
- 3- a utilização de concentrado de matéria orgânica para realização das análises de reflectância da vitrinite, a relação matéria orgânica-matéria mineral é perdida;

- 4- a distinção entre vitrinita primária, secundária e oxidada em carvões é relativamente simples, mas em matéria orgânica dispersa em rocha, essa é muito mais complexa, uma vez que as partículas são geralmente detríticas;
- 5- a condutividade térmica e a capacidade de calor são características que variam de rocha para rocha. Assim sendo, as reações físico-químicas ocorridas na matéria orgânica dispersa presentes em diferentes rochas siliciclástica não serão as mesmas, resultando em supressão da reflectância da vitrinita. Em carvões esta limitação tem efeito bem menor, porém este assunto é muito controverso entre os pesquisadores.
- 6- a presença de vitrinitas “ricas em hidrogênio” (vitrinita perídrica), fruto de seus precursores ou incorporação de lipídios dentro dos biopolímeros derivados da celulose, lignina e tanino, tendem a rebaixar os valores do poder refletor quando o fragmento orgânico transforma-se em vitrinita.

A reflectância da vitrinita deve ser medida, nos carvões, na colotelinita pois essa é o maceral mais homogêneo do grupo da vitrinita. Deve-se evitar as vitrinitas perídricas, sempre que possível, sua identificação pode ser observada nos carvões quando a colotelinita apresentar manchas escuras e, por vezes, podendo até mostrar fluorescência quando em análise nesse modo.

Corrêa da Silva (1989) realizou uma compilação de estudos baseados em análises de macerais, microlitotipos, palinologia, análises elementares e geoquímica orgânica para as jazidas de Candiota, Charqueadas, Santa Rita, Leão, camada Barro Branco (SC), Marins (PR) e no furo de sondagem 2AO-01-RS na Bacia do Paraná. De acordo com Corrêa da Silva (1989) as vitrinitas de alguns carvões brasileiros são uma mistura de material húmico e lipídico originados de algas, resinas, ceras e bactérias. Os resultados do processo de carbonificação dessa mistura seria diferente do resultado sobre o material húmico puro. Além disso, considerando que diferentes macerais reagem de forma distinta durante o processo de carbonificação, a composição macerálica deve ser levada em consideração quando carvões diferentes são comparados em termos de *rank*.

A composição macerálica dos carvões assim como suas propriedades químicas dependem de suas fácies. De acordo com Stach. *et al.*, (1975) as fácies do carvão se referem aos tipos genéticos primários que dependem do ambiente no qual a turfeira é originada. A comunidade de plantas formadora dos carvões gonduânicos do sul do Brasil, com base em estudos palinológicos e de afinidade paleobotânica dos miosporos é considerada como de porte arbustivo, com Lycophyta herbácea e, subordinadamente, Gymnospermas e algas (Marques-Toigo & Corrêa da Silva, 1984). Esses carvões formaram-se a partir de tufeiras depositados em condições límnicas ou limno-telmáticas. Conseqüentemente as tentativas de avaliação do estágio de *rank* dos carvões brasileiros utilizando-se métodos estabelecidos para estudos de carvões do hemisfério Norte apresentam as seguintes dificuldades:

- 1) Os valores de poder refletor, umidade, matéria volátil e teor de carbono bem como o poder calorífico não apresentam correlação entre si quando plotados no esquema de classificação de *rank* proposto por Stach et al. (1982) como pode ser observado na figura 5.1.
O *rank* das jazidas avaliadas (fig. 5.1) varia de sub-betuminoso a betuminoso alto volátil C/A com valores de poder refletor de 0,4% a 1,1%.
- 2) O poder refletor da vitrinita pode não indicar o real estágio de carbonificação da matéria orgânica provavelmente devido as impregnações liptiníticas na vitrinita

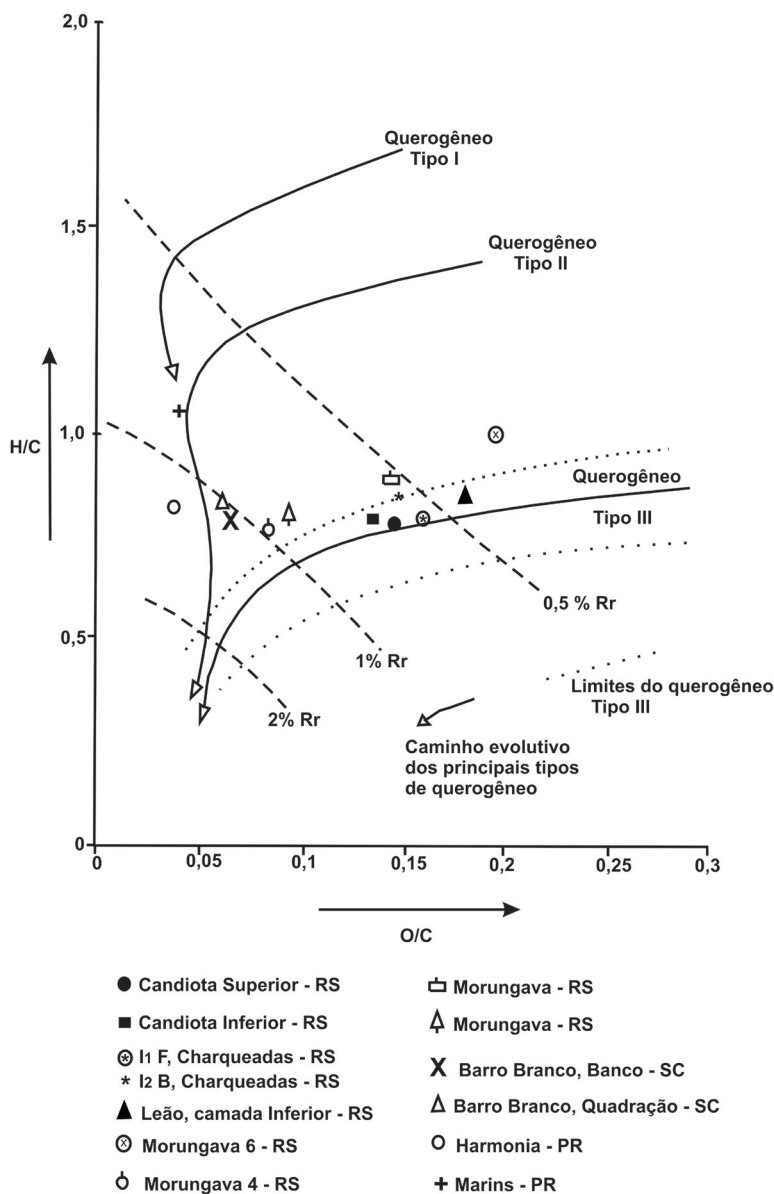
Camadas de Carvão

- Candiota Superior - RS
- Candiota Inferior - RS
- △ Capanezinho - RS
- ▲ Leão - RS
- Chico Loma 1 - RS
- Chico Loma 2 - RS
- Chico Loma 3 - RS
- + Barro Branco- Banco= SC
- X Barro Branco- Quadração= SC
- * Harmonia - PR

Rank		Refl. Rr oil	Vol M d.a.f.	Carbon d.a.f.	Bad Moisture	Cal.Value (Kcal/kg)	Applicability of Different Rank Parameters	
German	USA							
Torf		Peat		0,2 - 0,3				
Weich-		Lignite		68 - 64				
Braunkohle				ca60 - ca75				
Matt-				60 - 56		7700 (4000)		
Glanz-		Sub Bit		52 - 48		9900 (5500)		
Flamm-		C		ca71 - ca25				
GasFlamm-		B		48 - 44		12600 (7000)		
Steinkohle		A		ca77 - ca25				
Gas-		High Volatile Bituminous Coal		40 - 36				
Fett-		Medium Volatile Bituminous Coal		36 - 32		15500 (8650)		
Ess-		Low Volatile Bituminous Coal		32 - 28				
Mager-		Semi Anthracite		28 - 24				
Anthrazit		Anthracite		20 - 16				
Meta Anthrazit		Meta Anthracite		12 - 8		15500 (8650)		
				ca91				
				8 - 4				
				3,0 - 4,0				

Parameter	Applicable Rank Range (USA)
Carbono (seca isenta de cinzas)	Sub Bit C to High Volatile Bituminous A
Umidade da Camada (isenta de cinzas)	Sub Bit C to High Volatile Bituminous A
Poder Calorífico (isenta de cinzas e umidade)	Sub Bit C to High Volatile Bituminous A
Materia Volátil (seca isenta de cinzas)	High Volatile Bituminous A to Low Volatile Bituminous
Reflectância da Vitrinita	High Volatile Bituminous A to Low Volatile Bituminous
Umidade	High Volatile Bituminous A to Low Volatile Bituminous
Raio - X	High Volatile Bituminous A to Low Volatile Bituminous
Difr.	High Volatile Bituminous A to Low Volatile Bituminous

Figura 5.1: Tabela de grau de carbonificação (Rank) de carvões com base nos parâmetros de reflectância média aleatória da vitrinita (Rroil), matéria volátil (Vol. M. d.a.f. dry ash free : seco isento de cinzas), carbono da vitrita (d.a.f. dry ash free :seco isento de cinzas), umidade (Bed Moisture), poder calorífico (Cal. Value Kcal/kg), aplicabilidade dos diferentes parâmetros e informações sobre amostras de camadas de carvão das Jazidas de Candiota, Capanezinho, Leão, Chico Lomã, Barro Branco e Harmonia (Stach et al., 1982 e Corrêa da Silva , 1989).



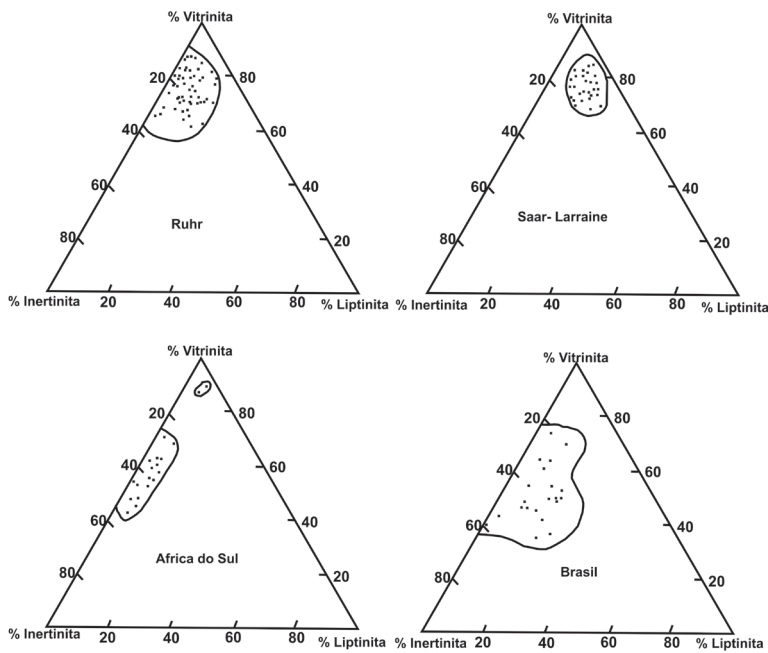
A figura 5.2 apresenta os resultados das análises elementares de algumas camadas de diversas Jazidas de Carvão do sul do Brasil em diagrama do tipo van Krevelen. A região tracejada em torno do *trend* do querogênio do tipo III representa uma tendência média de posicionamento de amostras de carvão. No caso das amostras de carvão apresentadas na figura observa-se que diversas amostras apresentam razões atômicas H/C mais elevadas do que a média esperada para carvões posicionando-se em regiões do gráfico características do querogênio do tipo II (Marins, Harmonia e Barro Branco) ou entre os *trends* dos tipos II e III (Corrêa da Silva, 1989).

Figura 5.2. Composição de algumas camadas de carvão do sul do Brasil (Jazidas de Candiota, Charqueadas, Leão, Morungava, Barro Branco, Harmonia e Marins) de acordo com as razões atômicas (H/C e O/C) no diagrama de van Krevelen (Corrêa da Silva, 1989).

Kalkreuth *et al.* (2004) estudaram os carvões gonduânicos do sul do Brasil com o objetivo de verificar a possibilidade de supressão nos valores do poder refletor da vitrinita, tendo em vista a problemática da falta de correlação entre os diversos parâmetros de *rank* conforme amplamente discutido por Corrêa da Silva (1989). Com esse objetivo, Kalkreuth *et al.* (2004), utilizaram a técnica de FMM (*fluorescence alteration of multiple macerals*), que indicou precursores similares para os carvões permianos do leste da Austrália e do sul do Brasil. As diferenças entre os valores de reflectância de vitrinita (VR%) medidos e os valores equivalentes (VReq) derivados das análises de FMM mostram supressão para os carvões de Santa Catarina e Candiota. De acordo com esses autores, os carvões de Santa Catarina são caracterizados por vitrinitas perídricas com diferenças entre VR% e VReq entre 0,10% e 0,17%, para a jazida de Candiota essa diferença varia de 0,08% a 0,13%.

Os autores concluem que as causas da supressão nos valores de reflectância dos carvões da Bacia do Paraná são pouco compreendidas. No conjunto de carvões analisados não há uma correlação definida entre os valores de reflectância suprimidos com os teores de macerais do grupo da liptinita ou com os teores de matéria mineral. Os autores advogam que a supressão constatada na reflectância da vitrinita desses carvões deve estar relacionada a uma combinação de fatores.

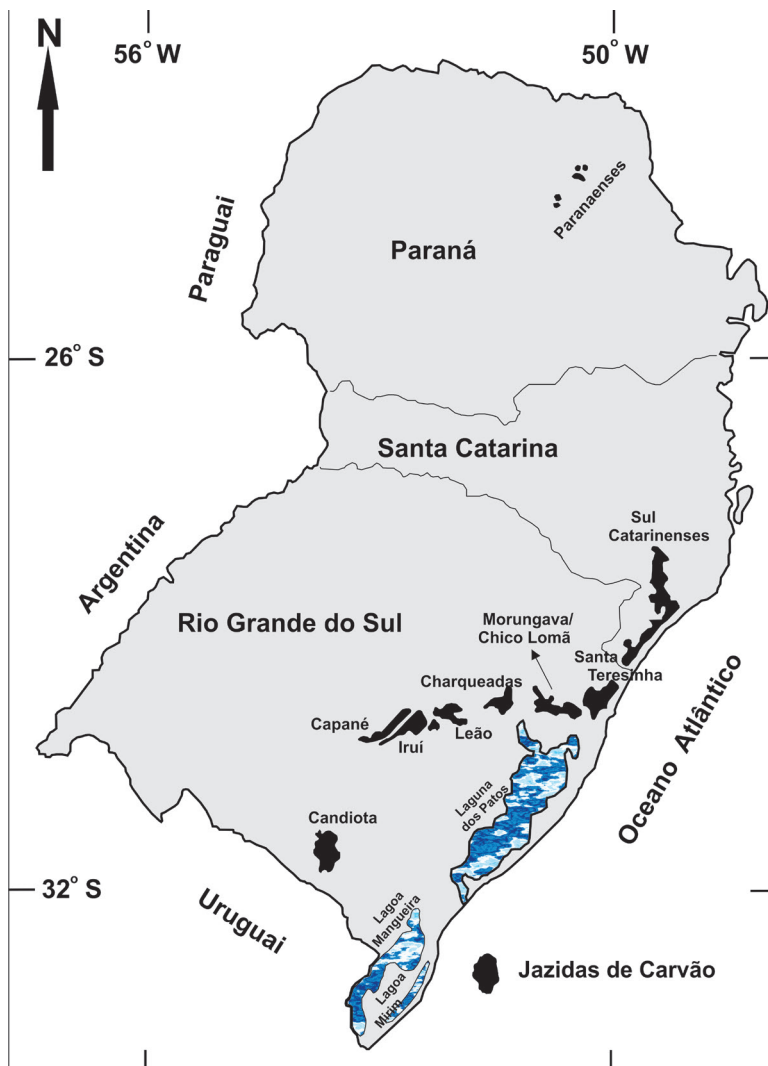
5.4 Composição petrográfica das principais jazidas de carvão



Estudos de petrografia orgânica realizados por Corrêa da Silva (1989) apresentam diferença composicional entre os carvões gonduânicos e os carvões do hemisfério norte com aqueles sendo, em média, mais ricos no grupo de macerais da vitrinita (figura 5.3).

Figura 5.3: Composição dos grupos de macerais (vol. %) de carvões do hemisfério norte, e Gonduânicos da Africa do Sul e do Brasil (Corrêa da Silva, 1989).

No universo de amostras estudadas por Corrêa da Silva e Corrêa da Silva e colaboradores, no caso dos carvões gonduânicos do sul do Brasil, além da tendência de enriquecimento em macerais do grupo da Inertinita há também enriquecimento em macerais do grupo da Liptinita (Exinita).



Com base em estudos petrológicos é apresentado a seguir um resumo da caracterização petrográfica de camadas de carvão das principais jazidas carboníferas do Brasil baseado em trabalhos publicados (Corrêa da Silva & Wolf, 1980; Corrêa da Silva, 1984 e 1993; Araujo *et al.*, 1985; Piccoli *et al.*, 1985; Henz & Correa da Silva 1987; Ade, 1993 e 1999; Silva, 1994 e 1999; Alves & Ade, 1996; Corrêa da Silva *et al.*, 1997; Silva *et al.*, 1997; Lunkes, 2010; Ade *et al.*, 1999; Kalkreuth *et al.*, 2010 e Dillemburg-Voss *et al.*, 2011).

Mapa de localização das jazidas de carvão na região sul

Figura 5.4: Mapa de localização das principais jazidas de carvão nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná.

5.4.1 Estado do Rio Grande do Sul

Jazida de Candiota

Tabela 5.5: Percentuais mínimo e máximo e (*) médios, em volume, dos grupos de macerais e matéria mineral nas camadas de carvão encontrados em sondagens na jazida de Candiota por Ade (1993) e Lunkes (2010), respectivamente.

Camadas	Vitrinita(%)	Inertinita(%)	Liptinita(%)	Minerais(%)
Superior 8*	42,2	24,0	8,6	25,2
Superior 7*	40,5	12,7	20,7	26,1
Superior 6*	32,0	5,5	20,6	42,1
Superior 5*	34,7	19,3	5,0	41,0
Superior 4*	39,9	15,5	5,6	38,9
Superior 3*	39,9	17,9	5,3	37,8
Superior 2*	20,7	23,3	8,2	47,8
Superior 1*	6,8	26,6	14,8	51,7
Banco Louco	4 a 14	33 a 44	12 a 15	35 a 41
Candiota Superior	35 a 40	16 a 24	9 a 10	34 a 36
Candiota Inferior	36 a 46	14 a 20	7 a 8	30 a 40
Inferior 1	20 a 35	14 a 24	11 a 12	40 a 45
Inferior 2	46 a 52	11 a 17	12 a 16	22 a 25
Inferior 3	26 a 35	8 a 17	13 a 20	31 a 54
Inferior 4	52 a 61	9 a 12	12 a 15	14 a 23
Inferior 5*	36,4	22	9,6	32,0

Jazidas de Capané, Iruí e Leão

Tabela 5.6: Percentual médio, em volume, dos grupos de macerais e matéria mineral nas camadas de carvão na Jazida de Capané e Iruí (Correia da Silva, 1989) e Leão (Correia da Silva & Ferreira, 1985).

JAZIDAS	CAMADAS	VITRINITA(%)	INERTINITA(%)	LIPTINITA(%)	MINERAIS(%)
Capané	Capanezinho	22	25	15	38
Iruí	Iruí Superior	36	22	14	28
	Iruí Inferior	16	33	12	39
Leão	Superior	39	21	14	26
	Inferior	41	28	15	16

Jazidas de Charqueadas – Santa Rita de Morungava – Chico-Lomã

Tabela 5.7: Percentuais mínimo e máximo e (*) médios, em volume, dos grupos de macerais

e matéria mineral nas camadas de carvão na Jazida de Charqueadas – Santa Rita e Morungava-Chico Lomã (Correia da Silva *et al.* 1984 e 1989).

JAZIDA	CAMADA	VITRINITA(%)	INERTINITA(%)	LIPTINITA(%)	MINERAIS(%)
Charqueadas	MB	42 a 50	18 a 20	6 a 7	26 a 31
	Inferior 1F	29 a 41	26 a 30	13 a 15	16 a 36
	Inferior 2B	39 a 40	21 a 29	6 a 14	24 a 26
Santa Rita	SR1	37 a 50	13 a 19	9 a 13	28 a 31
	SR2*	30	28	6	36
	SR3	32 a 35	19 a 24	4 a 5	39 a 42
Morungava	M1*	34	22	12	32
	M2*	42	23	13	22
	M6*	33	43	3	21
Chico-Lomã	CL2*	43	20	12	25
	CL4*	27	26	10	37
	CL6*	36	18	3	43

Jazida de Santa Terezinha

Tabela 5.8: Percentuais mínimo e máximo, em volume, dos grupos de macerais e matéria mineral nas camadas de carvão Santa Terezinha 1,2,3, 4, 5, 6.1 e 6.2 sondagem 2-TG-227-RS, Jazida de Santa Terezinha, (Araujo *et al.*,1995).

CAMADAS	VITRINITA(%)	INERTINITA(%)	LIPTINITA(%)	MINERAIS(%)
ST 1	72	6	2	20
ST 2	0 a 49	0 a 2	3 a 58	42 a 85
ST 3	5 a 57	5 a 8	1 a 5	37 a 76
ST 4	0 a 54	2 a 55	0 a 10	8 a 90
ST 5	3 a 37	12 a 19	3 a 4	41 a 77
ST 6.1	2 a 15	13 a 26	5 a 14	53 a 71
ST 6.2	2 a 29	6 a 17	0 a 3	57 a 78

5.4.2 Estado de Santa Catarina

Os carvões de Santa Catarina apresentam propriedades coqueificantes e foram utilizados até meados dos anos 90 na produção de coque, sendo, que do pacote carbonoso, as principais camadas mineradas a Barro Branco e Irapuá, e subordinadamente a camada Bonito Superior e Inferior, Pré-Bonito Superior e Inferior.

Tabela 5.9: Percentuais mínimo e máximo, em volume, dos grupos de macerais e matéria mineral nas camadas de carvão Barro Branco, Irapuá, Bonito Superior, Bonito Inferior, Pré-Bonito Superior e Pré-Bonito Inferior, Jazida Sul-Catarinense.

1- Correia da Silva, (1989) e 2- Laurenzi & Kalkreuth. (2014).

CAMADAS	VITRINITA(%)	INERTINITA(%)	LIPTINITA(%)	MINERAIS(%)
Barro Branco ^{1,2}	39 a 50	6 a 29	1 a 5	19 a 29
Irapuá ^{1,2}	29 a 43	20 a 29	0,0 a 10,0	29 a 42
Bonito Superior ²	19 a 21	21 a 29	10 a 11	41 a 49
Bonito Inferior ²	17 a 30	25 a 36	0 a 15	18 a 56
Pre-Bonito Superior ²	15 a 26	10 a 23	5 a 12	39 a 70
Pré-Bonito Inferior ²	21 a 66	12 a 13	7 a 13	9 a 59

Detalhe da composição da camada Barro Branco

Tabela 5.10: Percentual, em volume, dos grupos de macerais e matéria mineral nos intervalos carbonosos da camadas de carvão Barro Branco, (Banco, Quadração e Forro), Mina Morozini e Verdinho, Jazida Sul-Catarinense, segundo Dillemburg-Voss et al. , (2011).

Camada Barro Branco	MINAS	INTERVALO	VITRINITA	INERTINITA	LIPTINITA	MINERAIS
		Banco	47,4	14,4	0,4	37,8
Mina Morozini	Quadração	19,6	3	0,2	77,2	
	Forro	73,6	9,6	0,8	16	
Mina Verdinho	Banco	42,8	20,6	2,0	34,6	
	Quadração	44,0	6,8	0,2	49,0	
	Forro	52,0	23,6	4,2	20,2	

5.4.3 Estado do Paraná

As ocorrências de carvão neste estado se dá de forma mais restrita no que se refere a volumes de carvão. A principal área minerada localiza-se na região de Figueira-Sapopema e atualmente fornece carvão para uma planta termelétrica.

Jazida Figueiras

Tab. 5.11: Percentual, em volume, dos grupos de macerais e matéria mineral nos intervalos carbonosos da região de Figueira segundo Sbaraini, 2006.

LOCAL	VITRINITA	INERTINITA	LIPTINITA	MINERAIS
Município Figueiras	37 a 43	11 a 34	1 a 4	26 a 33

Referências

- Ade, M.V.B., 1993. Caracterização dos sistemas deposicionais e das camadas de carvão no pacote sedimentar da malha IV, Jazida de Candiota-RS. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Ade, M.V.B., 1999. Petrologia orgânica de carvões e pelitos gondwânicos na borda nordeste da Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul – Brasil. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Ade, M.V.B., Silva, M.B., Corrêa da Silva, Z.C., 1999. Palaeoenvironments of coal seams deposition in Candiota Coalfield, South Brazil, based on maceral composition. In: 2nd Symposium on Gondwana Coals, Porto, September 1998. Faculdade de Ciências do Porto, Departamento de Geologia, Porto, Portugal. *Memória*, 5:13–24.
- Alves, R.G. & Ade, M.V.B., 1996. Sequence stratigraphy and organic petrography applied to the study of Candiota Coalfield, RS, South Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 30:231–248.
- Araujo, C.V. (1990). Estudos petrográficos e geoquímicos de carvão da jazida de Santa Terezinha, Rio Grande do Sul, Brasil. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Araujo, C.V., Cazzulo-Klepzig, M., Alves, R.G., 1985. Caracterização petrográfica de carvões da Jazida Carbonífera do Iruí, RS, Brasil. In: II Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Anais, 449-460.
- Araujo, C.V., Corrêa da Silva, Z.C., Rodrigues, R., 1995. Petrographic and Geochemical study of Coals from the Santa Terezinha Coalfield, Rio Grande do Sul, Brazil. *Revista Latino Americana de Geoquímica Orgânica*, Rio de Janeiro, 1:28-45.
- Castaño, J.R & Sparks, D.M., 1974. Interpretation of vitrinite reflectance measurements in sedimentary rocks and determination of burial history using vitrinite reflectance and authigenic minerals. In: Dutcher R.R., Hacquebard P. A., Schopf J. M. and Simon J.A. (eds.). *Carbonaceous Materials as Indicators of Metamorphism*. Geol. Soc. Am., Spec. Paper 153:31-51.
- Corrêa da Silva, Z.C., 1984. Petrography and facies analysis of Santa Rita Coal Measures, Rio Grande do Sul, South Brazil. In: International Conference on Coal Science, Pittsburgh, PA, Proceedings, 403-408.
- Correa da Silva, Z.C., 1989. The Rank Evaluation of the Brazilian Gondwana Coals on the basis of Different Chemical and Physical Parameters. *International Journal of Coal Geology*, 13(1):21-39.
- Corrêa da Silva, 1993. Candiota coalfield: A world class Brazilian coal deposit. *International Journal of Coal Geology*, 23:113-116.
- Correa da Silva, Z.C., Araujo, C.V., Klepzig, M.C., Marques-Toigo, M., 1997. Facies orgânica, maturação e ambiente deposicional do carvão coletado na sondagem 2-AO-01-RS, Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Latino Americana de Geoquímica Orgânica*, Porto Alegre, 2:39-54.
- Correa da Silva, Z.C., Bortoluzzi, C.A., Cazzulo-Klepzig, M., Dias Fabricio, M.E., Guerra-Sommer, M., Marques-Toigo, M., Silva Filho, B.C., 1984. Geology of Santa Rita Coal Basin, RS, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 3(4):387-400.
- Corrêa da Silva, Z.C. & Ferreira, J.A.F. 1985. Considerações sobre a pesquisa geológica de carvão no Estado do Rio Grande do Sul. In: I Encontro de Pesquisadores em Carvão no RS. Anais, 6-21.
- Corrêa da Silva, Z.C. & Marques-Toigo, M., 1975. Carvão no Brasil: Mina de Candiota, Rio Grande do Sul. In: 2º Congresso Ibero-Americano de Geologia Economica, Buenos Aires, Actas, 1:263-286.
- Corrêa da Silva, Z.C. & Wolf, M., 1980. O poder refletor como parâmetro para determinação do grau de carbonificação dos carvões gondwânicos do Brasil. *Pesquisas*, 13:35-42.
- Diessel, C.F.K., 1965a. Correlation of macro-and micropetrography of some New South Wales coals. 8th Commonw. Mining Metall Congr, Melbourne, Proc 6:669-677.
- Dillenburg-Voss, R., Guerra, T., Kalkreuth, W., 2011. Análise da composição do carvão da Camada Barro Branco em duas minas de Santa Catarina e da água de seus efluentes. In: XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica e III Simpósio dos Países do Mercosul, 2011, Gramado. Programa, 227-230.
- Henz, G.I. & Corrêa da Silva, Z.C., 1987. Organo-petrologia dos carvões da Jazida do Faxinal, Município de Arroio dos Ratos, RS. In: I Congresso Brasileiro de Geoquímica, Anais, 2:521-546.

ICCP 1963-1971. International Handbook of coal Petrography, 2ed edn. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

ICCP 1998. The new vitrinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, 77(5):349-358.

ICCP, 2001. The new inertinite classification. International Committee for Organic and Coal Petrology, (ICCP System 1994), *Fuel* 80:459-471.

Kalkreuth, W., Holz, M., Mexias, A., Balbinot, M., Levandowski, J., Willett, J., Finkelman, R., Burger, H. 2010. Depositional setting, Petrology and Chemistry of Permian Coals from the Parana Basin: 2. South Santa Catarina Coalfield, Brazil, *International Journal of Coal Geology*, 84:213-236.

Kalkreuth, W., Sherwood, N., Ciocari, G., Correa da Silva, Z.C., Silva, M., Zhong, N., Zufa, L., 2004. The application of FAMM (Fluorescence Alteration of Multiple Macerals) analyses for evaluating rank of Parana Basin coals, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 57:167-185.

Laurenzi, P.S. & Kalkreuth, W., 2014. O potencial de geração CBM (Coalbed Methane) na Jazida Sul-catarinense: 1. Características petrográficas e químicas das camadas de carvão da Formação Rio Bonito, Permiano da Bacia do Paraná. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3):471-491.

Lo, H. B., 1992. Identification of indigenous vitrinites for improved thermal maturity evaluation. *Organic Geochemistry*, 18(3):359-364.

Lunkes, M.K., 2010. Carvão das camadas superiores e inferiores da jazida de Candiota – RS: Uma contribuição para sua caracterização química, petrográfica e tecnológica visando seu potencial na geração de energia elétrica. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Marques-Toigo, M. & Corrêa da Silva, Z.C., 1984. On the origin of Gondwanic South Brazilian coal measures. In: *Comun. Serviço Geológico de Portugal*, 70(2):151-160.

Mukhopadhyay, P.K., 1994. Vitrinite reflectance as maturity parameter. In: Mukhopadhyay, P.K. and Oow, W.G. (eds.). *Vitrinite Reflectance as Maturity Parameter*, Am. Chem. Soc., Washington, De, 1-24.

Piccoli, A.E.M., Marques-Toigo, M., Corrêa da Silva, Z.C., 1985. Environments of deposition and facies changes in Charqueadas–Santa Rita Coalfield, RS, South Brazil. In: *XI Congresso Internacional de Geologia y Estratigrafía Del Carbonífero*, Madrid, Espanha 1983. *Actas*, 3:213-221.

Robert, P., 1988. The rank evaluation of dispersed organic matter. In: Robert, P. (ed.). *Organic metamorphism and geothermal history*, *Sedo Petr. Geol.* 1:02-115.

Sbaraini, E., 2006. Contribuição a interpretação paleoambiental dos depósitos de carvão do município de Figueiras-PR, através da integração de dados petrográficos e estratigráficos. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Schopf, J.M., 1956. A definition of coal. *Economic Geology*, 51:521-527.

Senftle, J.T. & Landis, C.R., 1991. Vitrinite reflectance as a tool to assess thermal maturity. In: Merrill R.K. (ed.). *Source and Migration Processes and Evaluation Techniques*, *Treatise of Petroleum Geology, Handbook of Petroleum Geology*, Am. Assoc. Petr. Geol., 119-125.

Silva, M.B., 1994. Caracterização petrográfica das camadas de carvão da Malha IV, Jazida de Candiota, RS. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Silva, M.B., 1999. Petrologia de carvão nas jazidas do Leão e Candiota, Permiano Inferior da Bacia do Paraná, RS, Brasil. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Silva, M.B., Ade, M.V.B., Correa da Silva, Z.C., 1997. Petrography of some coal seams from Candiota Coalfield, Rio Grande do Sul, south Brazil. In: *XIII International Congress on Carboniferous-Permian*, Kraków, Poland, 2:291-299.

Stach, E., Mackowsky, M.T., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Taylor, G.H., Chandra, D., 1975. *Stach's textbook of coal petrology*. 2nd ed. Gebrüder Bornträger, Berlin-Stuttgart, 535p.

Stach, E., Mackowsky, M.T., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Taylor, G.H., Chandra, D., 1982. *Stach's textbook of coal petrology*. 3rd ed. Gebrüder Bornträger, Berlin-Stuttgart, 535p.

Stopes, M.C., 1919. On the four visible ingredients in banded bituminous coals. *Proc R Soc Ser B*. 90:470-487.

Stopes, M.C., 1935. On the petrology of banded bituminous coal. *Fuel* 14:4.

Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R., Robert, P., 1998. Organic petrology. GeBrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 704p.

Teichmuller, M. & Teichmuller, R. 1975. The geological basis of coal formation. In: Stach, E.; Mackowsky, M.T.; Teichmuller, M.; Teichmuller, R.; Taylor, G.H.; Chandra, D. (eds). Stach's textbook of coal petrology (2nded), 5-53.

Teichmuller, M. 1987. Recent advances in coalification studies and their application to geology. In: Scott, A.(ed.). Geological Society of London, Public Special, London, 32:127-169.

Tissot, B.P. & Welte, O.H. 1978. Petroleum Formation and Occurrence. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 679p.

CAPÍTULO 6

FÁCIES DEPOSICIONAIS DA TURFEIRA

Marcus Vinicius Berao Ade¹, Zuleika Carreta Correia da Silva² e Carla Viviane Araujo³

¹ *Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, marcus.ade@uerj.br*

² *Geóloga aposentada Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS.*

³ *Geóloga aposentada, cvarau@gmail.com*

6.1 Introdução

O termo fácies é utilizado na literatura geológica com muitos significados, entretanto, trata-se essencialmente de um corpo de rocha com características específicas (Reading, 1986). Desta forma uma sequência sedimentar pode ser subdividida em várias fácies de acordo com o objeto que se está analisando, assim sendo, podemos definir a fácies com base na ocorrência fossilífera, mineralógica, litológica, etc (McCabe, 1987), bem como no conteúdo orgânico caracterizando assim as fácies orgânicas. O termo fácies do carvão diz respeito as características hidrológicas e constituintes orgânicos presentes durante o desenvolvimento da turfeira, que se manifestam nos constituintes macerálicos, suas associações e conteúdo mineral que constituem o carvão.

O estudo de fácies aplicada a camadas de carvões está intimamente relacionado ao ambiente deposicional (ver capítulo 1), a variação da oscilação da lâmina de água (ver capítulo 2) e ao aporte orgânico onde a turfeira estava se desenvolvendo (vide capítulo 4). Os constituintes orgânicos de uma turfeira podem variar de composição tanto lateralmente quanto verticalmente sendo resultantes de diferentes fácies orgânicas, responsáveis também, por diferentes composições petrográficas (Teichmüller & Teichmüller, 1982).

Como visto no capítulo 5, os constituintes orgânicos depositados na turfeira estão intimamente relacionados ao tipo de pântano, tipo de associação vegetal e ao regime hidrológico. Desta forma as proporções em que ocorrem os diferentes constituintes nos carvões indicam: 1) a fonte do material orgânico que contribuiu para a acumulação da turfeira, 2) as condições em que ocorreu esta acumulação, isto é, espessura da lâmina d'água, pH do meio, degradação aeróbica ou anaeróbica, ação bacteriana e degradação sofrida pela matéria orgânica durante seu transporte antes da deposição (Teichmüller & Teichmüller, 1982).

Oswald (1937) subdivide a turfeira, com base na lâmina de água, em três fácies: Terrestre, Telmática e Límica. Hacquebard & Donaldson (1969) acrescentaram mais duas fácies: Limno-Telmática e a Aberta.

- Zona Terrestre: acima do nível máximo de água
- Zonas Telmática e Limno-Telmática: entre os níveis máximo e mínimo de água
- Zonas Límica e Aberta: abaixo do nível mínimo de água

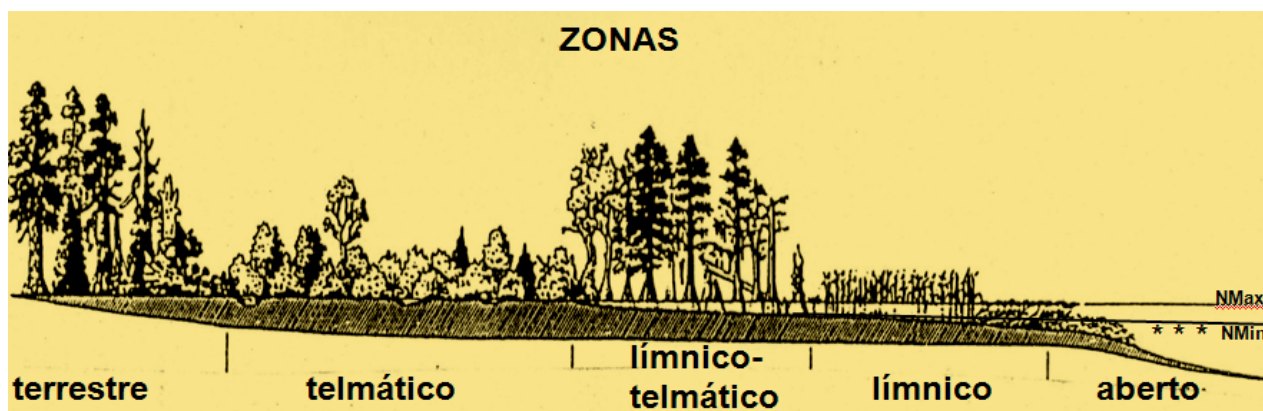


Figura 6.1: Desenho esquemático das zonas de uma turfeira com base no nível de água. Nível Água Máxima (NMax), Nível de Água Mínima (NMin) e algas (*). (Teichmüller et al., 1982)

Posteriormente, Teichmüller (1950) propôs uma nova divisão com base nos constituintes florísticos da turfeira. Neste mesmo sentido paleoflorístico, von Karmasin (1952, in Hacquebard & Donaldson, 1969) propôs quatro zonas:

- Zona de Pantano de Floresta (Forest Moor)
- Zona de Pantano Terrestre de Floresta (Forest Terrestrial Moor)
- Zona de Pantano de Arbusto (Reed Moor)
- Zona de Pantano de Águas Abertas (Open Moor)

Moore (1987) subdivide a região dos pântanos, com base no regime hidrológico, nas zonas Ombrotrófica, Mesotrófica (Transicional) e Reotrófica conforme figura 6.2.

	Ombrotrófico	Mesotrófico	Reotrófico		
			Posição do lençol freático em relação a superfície na estação seca		
			abaixo	próximo	acima
Denominação	Bog	Bog	Fen	Marsh	Swamp

Figura 6.2: Nomenclatura de turfeiras proposta por Moore (1987).

Conforme Moore (1987) a zona Ombrotrófica é alimentada apenas por água da chuva sendo a turfeira denominada “Bog”, já a Reotrófica é alimentada tanto por água de chuva quanto pelo lençol freático sendo subdivididas em “Fen, Swamp e March”. A zona mesotrófica é uma área de transição entre as anteriores porém com características mais de ombrotróficas, também denominadas de Bog.

As definições para as denominações de turfeiras, em inglês, mais amplamente utilizadas na literatura como Mires, Fen, Swamp e Marsh, não são consenso, porém Moore (1987) com base nos regimes

hidrológicos assume as seguintes propostas:

Mire- termo geral para todo o ecossistema formador de turfeira (Gore, 1983)

Swamp- ecossistemas de terras umidas reotróficas que durante a estação seca o nível do lençol freático está quase sempre acima da superfície (Spence, 1982 e Osborne & Polunin, 1986).

Swamp Forest- tipo específico de swamp dominado por árvores (Daubenmire, 1978)

Mangrove Swamp- tipo específico de Swamp Forest (Daubenmire, 1978)

Fen- ecossistema reotrófico onde o nível de água, nas estações secas, estão abaixo da superfície (Tansley, 1939)

Marsh- termo utilizado por muitos pesquisadores com a mais ampla abrangência. Nos Estados Unidos da América esse termo tem sido mais utilizado para áreas reotróficas com predomínio de vegetação herbácea flutuante (Moore, 1987).

6.2 Fácies do Carvão ao Microscópio

A caracterização da fácies e o paleoambiente deposicional, associado às turfeiras, só foi possível graças ao melhor conhecimento da gênese dos macerais oriundos de estudos em linhetos e turfeiras modernas (Teichmüller & Teichmüller, 1982, Stach et al., 1982).

Historicamente, a determinação de fácies dos carvões, ao microscópio, conforme Corrêa da Silva (2004), iniciou-se com análise de macerais baseados nos conceitos de Teichmüller (1950) e com microlitotipos segundo Hacquebard & Donaldson (1969). Nos anos 80 os trabalhos de Diessel alavancaram os estudos faciográficos baseados na análise de macerais.

6.2.1 Fácies com Base nos Microlitotipos

A utilização de microlitotipos associado aos palinomorfos foi proposta no trabalho de Hacquebard & Donaldson (1969) realizado em carvões carboníferos formados em ambientes fluvio-deltaicos. A classificação de fácies proposta por Hacquebard & Donaldson (1969) foi baseada em constituintes do carvão identificados ao microscópio, em particular microlitotipos (ver capítulo 5). Utilizando as terminologias de fácies propostas por Oswald (1937) e Teichmüller (1950) que subdividiram a turfeira com base no nível de água e constituintes paleoflorísticos, Hacquebard & Donaldson (1969) propuseram um diagrama, formado por dois triângulos unidos por uma aresta, com base nos microlitotipos. Este diagrama tem em seus vértices os seguintes microlitotipos

Vértice A= esporoclarita + duroclarita

Vértice B= fusitoclarita

Vértice C= vitrocclarita + cuticulo-clarita

Vértice D= clarodurita + durita + carbargilita

As fácies foram definidas como (fig. 6.3):

1. Pantanos de Florestas

- Terrestre

- Telmático

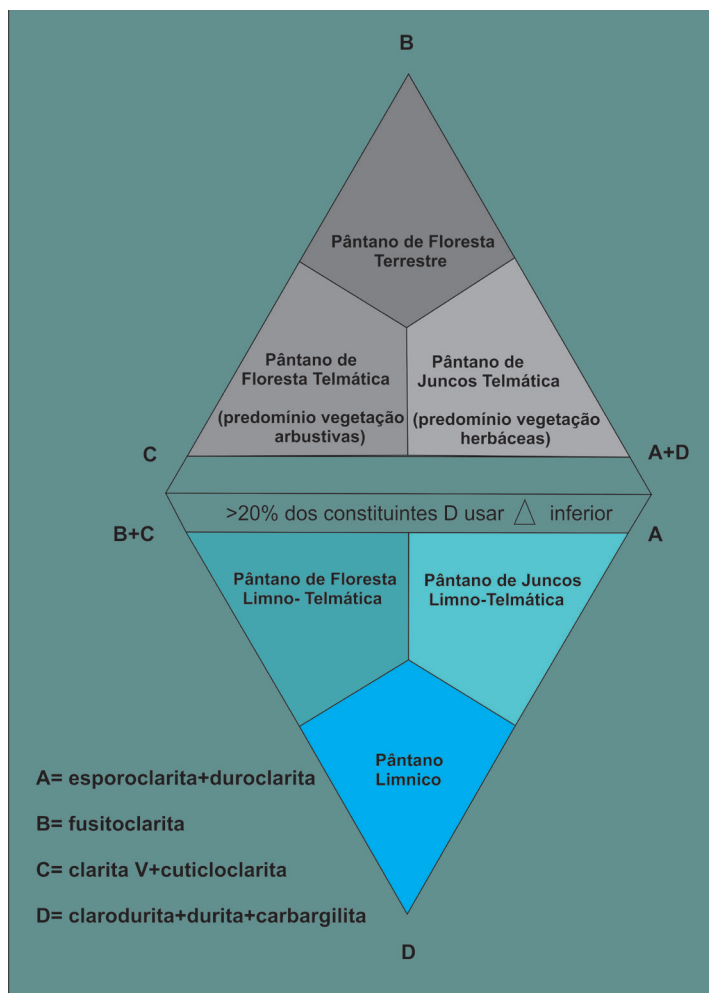
- Limno-telmático

2. Pantanos Arbustivos

- Telmático
- Limno-telmático

3. Pantano Límnico (de Águas Abertas)

Figura 6.3: Diagrama de Hacquebard & Donaldson (1969) mostrando a fácies associada a cada composição de microlitotipos



Conforme Hacquebard & Donaldson (1969) o triângulo superior caracteriza condições de deposição mais secas do que o triângulo inferior. Relativamente, quanto menos úmidas forem as condições de deposição, mais próximos estaremos do vértice “B”, a fácies terrestre (ombrotrófica); porém quanto mais úmidas forem as condições deposicionais, mais próximo estaremos do vértice “D”, que representa o outro extremo de condição de umidade, límnico (reotróficas swamp).

A facie B é fortemente afetada por períodos de secas prolongadas e se caracteriza por predomínio de vegetação arborescente com baixo nível do lençol freático e uma maior presença de material oxidado (Diessel 1992)

A escolha do triângulo, superior ou inferior a ser utilizado é balizada pelo percentual do vértice “D”. Nos casos em que a composição do vértice “D” ocorre em concentrações superiores a 20%, significando condições de maior umidade ou maior espessura da lâmina de água, o triângulo inferior é utilizado. Caso concentrações sejam inferiores a 20% utiliza-se o triângulo superior, que representa condições mais secas.

No triângulo superior, vértice “C”, representa a fácies telmática com aporte principalmente de vegetais arbustivos e, o vértice “A+D”, representa a mesma fácies telmática com aporte orgânico derivado predominantemente de vegetação herbácea e juncos.

Os vértices “B+C” e “A” apresentam a mesma origem de conteúdo orgânico observada para os vértices “C” e “A+D”, respectivamente. A diferença está nas condições subaquáticas de maior umidade existentes no triângulo inferior caracterizando a fácies limnico-telmático.

O vértice D desenvolve-se na porção subaquática com presença de restos de materiais da vegetação do entorno carregada para as áreas mais “distais” sendo algas e detritos seus principais constituintes identificadores (Diessel 1992). O aumento da presença da fração mineral também é forte indicativo desta zona.

Posteriormente outros autores adaptaram o método de Hacquebard & Donaldson (1969), entre eles Marchioni (1980), Matos (1984, em carvões brasileiros), Pradier et al. (1994) e Ade (1999, em carvões

brasileiros) devido as variações composicionais dos carvões, acrescentando outros microlitotipos aos vértices dos triângulos, porém mantendo a mesma interpretação faciológica proposta inicialmente como podemos observar a seguir:

Marchioni (1980)

Vértice A= esporoclarita + duroclarita + vitinertoliptita

Vértice B= fusita + vitrinertita I

Vértice C= clarita V + vitrita + vitinertita V + cuticlo-clarita

Vértice D= clarodurita + durita + carbominerita+ macroita

Pradier et al. (1994)

Vértice A= esporoclarita + duroclarita + Vitinertoliptita

Vértice B= fusita + vitrinertita I

Vértice C= clarita + vitrita + vitrinertita V

Vértice D= clarodurita + durita + macroita + carbominerita

Matos (1984)

Vértice A= clarita rica em esporo + duroclarita +liptita

Vértice B= inertita + vitrinertita

Vértice C= clarita pobre em esporo + vitrita

Vértice D= clarodurita + durita + carbominerita + rocha

Ade (1999)

Vértice A= durita L+clarita L+duroclarita+liptita+vitrinertoliptita

Vértice B= inertita + vitrinertita + durita I

Vértice C= clarita V + vitrita + vitrinertita V

Vértice D= clarodurita + carbargilita + rocha

6.2.2 Fácies com Base nos Macerais

Os principais macerais diagnósticos de fácies, segundo Marchioni (1980), Diessel (1982), Kalkreuth et al.(1991), são a telinita, colotelinita, fusinita, semifusinita, inertodetrinita, alginita e esporinita. Conforme Stach et al., (1982) (ver capítulo 5) os macerais dos grupos da vitrinita e inertinita originam-se das partes lenhosas dos vegetais, porém sob diferentes condições de umidade e oxigenação no meio. A formação dos constituintes do grupo da vitrinita é favorecida quando a turfeira está constantemente úmida e com baixos níveis de oxigenação, sendo as condições contrárias as melhores para a formação dos constituintes do grupo da inertinita (Lamberson et al., 1991).

A telinita e colotelinita derivam de tecidos gelificados em condições úmidas. A colotelinita é um material totalmente gelificado de origem variada, mas principalmente de vegetação rica em celulose (Calder et al. 1991). Na fase gel de formação, a colodetrinita incorpora outros constituintes orgânicos tendo como produto final uma vitrinita com inclusões de liptinitas e/ou inertinitas (Stach et al., 1982).

A fusinita e semifusinita tem a mesma origem dos macerais anteriores, porém em condições mais secas, propiciando desta forma, devido a maior oxigenação do meio, a ação de fungos e bactérias. Uma outra origem para esses constituintes seriam fragmentos oriundos de incêndios sobre a turfeira ou nos arredores devidos as condições muito secas. As inertodetrinitas são partículas com mesma origem das fusinitas, que sofreram um certo transporte, fragmentando em pequenas partículas o fragmento inicial.

A esporinita deriva de áreas internas bem como externas ao pântano trazidas pelo vento e pela água até

o local de sepultamento. O crescimento e sepultamento de algas (alginita) ocorrem sempre em condições subaquáticas.

A partir dos trabalhos com macerais de Diessel (1982, 1986 e 1992), a análise de fácies da turfeira e ambientes deposicionais associados tomaram um novo impulso.

Com a associação de constituintes macerálicos, Diessel (1986) determinou quatro ambientes deposicionais e quatro fácies orgânicas com base em dois índices: Índice de Gelificação (IG) e Índice de Preservação de Tecidos (IPT) (fig 6.4), conforme equações abaixo:

$$IG = \frac{\text{vitrinita} + \text{macrinita}}{\text{semifusinita} + \text{fusinita} + \text{inertodetrinita}}$$

$$IPT = \frac{\text{telinita} + \text{colotelinita} + \text{semifusinita} + \text{fusinita}}{\text{colodetrinita} + \text{inertodetrinita} + \text{macrinita}}$$

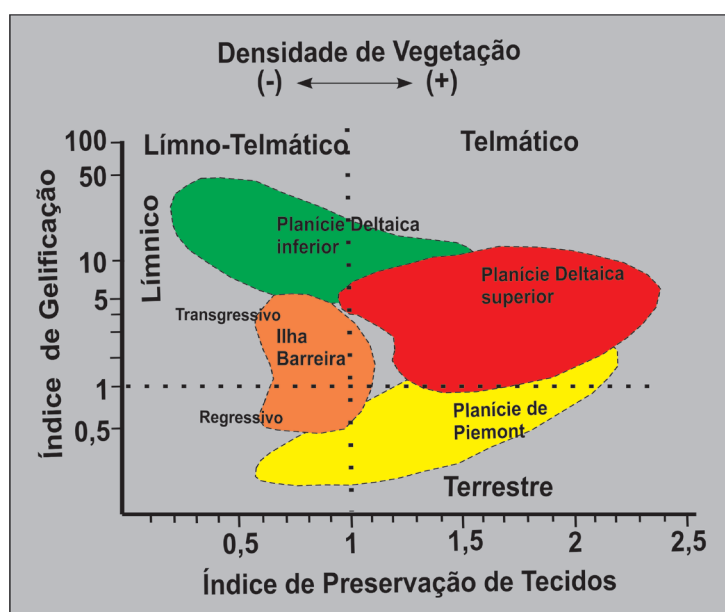


Figura 6.4: Diagrama de Diessel (1986) mostrando as fácies e ambientes deposicionais baseados nos índices de Gelificação e Preservação dos Tecidos.

O IG indica o grau de gelificação que a matéria orgânica sofreu, o qual está intimamente relacionado às condições de umidade ou nível de água da turfeira. Quanto

mais úmidas forem as condições ambientais mais gelificado será o conteúdo orgânico. O decréscimo nos valores de IG indicam um aumento na oxigenação ou decréscimo da umidade no ambiente. O IPT sugere o grau de preservação dos tecidos, através de uma relação entre a ocorrência de tecidos e a presença de detritos, bem como a proporção de plantas lenhosas na assembléia vegetal que habitavam a turfeira. Alta preservação de tecidos indica uma balanceada taxa de crescimento das plantas na acumulação da turfeira versus o aumento do nível freático. Conforme Diessel (1992) baixo IPT (<1) sugere predominância de plantas herbáceas ou uma destruição do lenho fruto da humificação e mineralização. Por outro lado, valores altos de IPT (>1) sugere tecidos de plantas bem preservadas, predomínio de vegetação arbórescente e condições relativamente mais aeróbicas.

Posteriormente outros autores adaptaram a metodologia proposta por Diessel entre eles Lamberson et al.(1991), Pradier et al.(1994), Nicolas & Pradier (1997), Calder et al.(1991), Kalkreuth et al. (1991), Obaje et al.(1994) e Ade (1999, em carvões brasileiros).

Segundo Lamberson et al.(1991) a combinação de altos valores (>1) de IG e IPT indicam baixos índices de decomposição aeróbica. Em casos de altos níveis de decomposição aeróbica (perda da estrutura celular) sem produção abundante de inertinita, ou decomposição aeróbica limitada, são indícios de IG

maior 1 e IPT menor que 1. Os autores modificaram parcialmente os índices IG e IPT propostos por Diessel (1986), acrescentando alguns macerais nas fórmulas, ficando os índices assim definidos:

$$IG = \frac{\text{vitrinita} + \text{macrinita}}{\text{inertinitatotal (exceto macrinita)}}$$

e

$$IPT = \frac{\text{telinita} + \text{colotelinita} + \text{pseudovitrinita} + \text{semifusinita} + \text{fusinita}}{\text{vitrodetrinita} + \text{colodetrinita} + \text{inertodetrinita}}$$

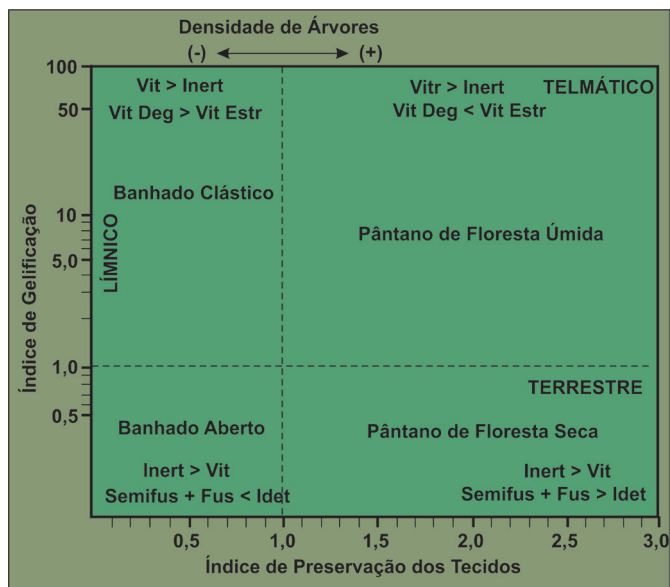


Figura 6.5: Diagrama de Lamberson et al. (1991) adaptado de Diessel (1986).

Pradier et al. (1994) e Nicolas & Pradier (1997) reestruturaram o diagrama de Diessel (1986) (fig. 6.5), porém mantendo os mesmos constituintes para o cálculo do IG e IPT.

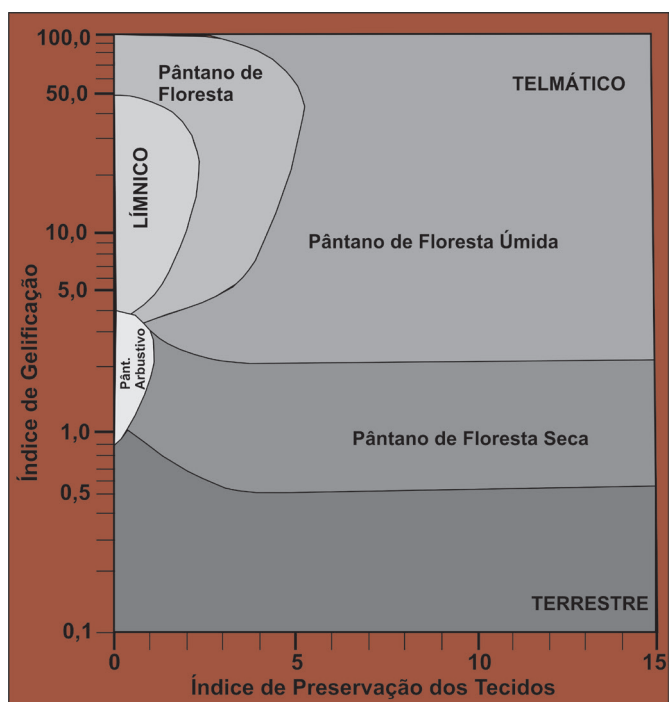


Figura 6.6: Diagrama de Pradier et al. (1994) e Nicolas & Pradier (1997), adaptado de Diessel (1986).

Calder et al. (1991) baseando-se na nomenclatura proposta para pântanos por Moore (1987), comentada no ítem 6.1, propuseram diagrama paleoambiental (Fig. 6.7) com base no regime hidrológico, subdividindo-o em três áreas

denominadas Ombrotrófico, Mesotrófico (transicional) e o Reotrófico, através do índice de lençol freático (ILF) e índice de vegetação (IV). Neste sentido Calder et al. (1991) identificaram 4 tipos de pântanos

1. Banhado (Marsh)
2. Pântanos de Florestas (Swamp)
3. Pântanos Limníticos (Open Water)
4. Pântanos Arbustivos (Bog)

conforme equações ILF e IV.

$$ILF = \frac{\text{gelinita} + \text{corpogelinita} + \text{matéria mineral}}{\text{telinita} + \text{colotelinita} + \text{colodetrinita}}$$

e

$$IV = \frac{\text{telinita} + \text{colotelinita} + \text{semifusinita} + \text{fusinita} + \text{suberinita} + \text{resinita}}{\text{lipitodetrinita} + \text{colodetrinita} + \text{inertodetrinita} + \text{alginita} + \text{esporinita} + \text{cutinita}}$$

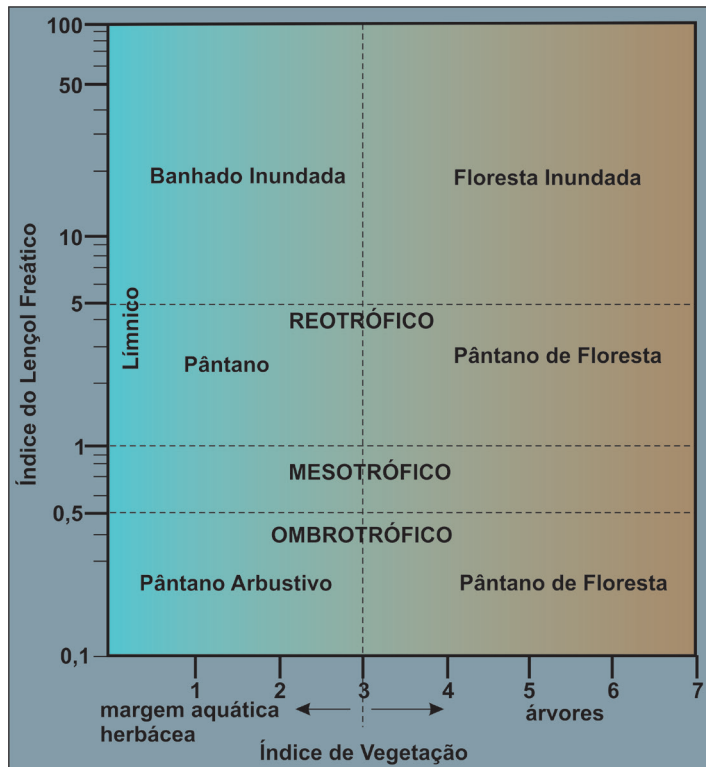


Figura 6.7: Diagrama paleoambiental segundo Calder et al. (1991)

Assim sendo

Ombrotróficos ILF < 0,5

Mesotróficos ILF entre 0,5 a 1

Reotrófico ILF entre 1 a 5

Áreas inundadas ILF > 5

Ade (1999) propõe adaptação aos constituintes dos índices propostos por Diessel (1986) para carvões gonduânicos brasileiros mantendo o mesmo diagrama. Estas adaptações dizem respeito a carvões ricos em matéria mineral e de fragmentos orgânicos (detrinita). Assim sendo foram caracterizados o Índice de Lâmina de Água (ILA) e o Índice de Preservação de Tecidos (IPT).

$$ILA = \frac{\text{vitritina} + \text{esporinita} + \text{matéria mineral}}{\text{fusinita} + \text{semifusinita} + \text{inertodetrinita}}$$

e

$$IPT = \frac{\text{telinita} + \text{colotelinita} + \text{semifusinita} + \text{fusinita}}{\text{lipitodetrinita} + \text{colodetrinita} + \text{inertodetrinita} + \text{alginita} + \text{esporinita} + \text{cutinita}}$$

No ILA foram adicionados os macerais esporinita, cutinita e a matéria mineral refletindo mais o nível de lâmina de água (umidade) do meio deposicional, no caso dos carvões brasileiros.

Segundo Stach et al. (1982), Diessel (1992) e Taylor et al. (1998) tanto a esporinita como a cutinita representam condições subaquáticas de deposição, reduzindo assim a fragmentação mecânica destes constituintes, principalmente para a cutinita devido a sua maior fragilidade.

A presença da fração mineral associada ao carvão está diretamente relacionada a: suprimento das áreas altas e a relação entre a taxa de crescimento dos vegetais versus a taxa de criação de espaço para acumulação de restos orgânicos no pântano que, por sua vez, está associado a oscilação da lâmina de

água. Quando a velocidade de subsidência ou criação de espaço da turfeira supera a taxa de crescimento ou aporte dos vegetais, há um aumento na espessura da lâmina de água e conseqüentemente maior espaço para acomodação de material orgânico e inorgânico. Quanto maior for esta diferença a favor da geração de espaço maior será a entrada de matéria mineral.

Segundo Diessel (1992) o afogamento da turfeira em muitos casos é responsável pelo aumento da fração mineral e dependendo da velocidade e intensidade deste afogamento pode haver deslocamento de fácies orgânico, isto é, depósitos de turfas podem gradar lateralmente e verticalmente para lamitos carbonosos extinguindo o desenvolvimento da turfeira.

As adaptações propostas ao modelo de Diessel (1986) estão associadas a uma série de características composicionais que variam de uma turfeira para outra. Assim nos índices IG e IPT de Diessel (1986) nem o grupo de macerais da liptinita nem a matéria mineral foram considerados nos cálculos de Diessel, possivelmente porque estes elementos ocorriam em percentuais muito baixos ou inexistentes nas camadas analisadas. Segundo estudos (Parry et al. 1981, Hart 1986 e Tyson 1995) o grupo da liptinita são importantes indicadores paleoambientais, bem como o maceral esclerotinita (funginita) do grupo da inertinita que sugerem condições de oxidação do meio.

Uma discussão sobre a aplicabilidade desses índices pode ser lida em Sahay (2011).

6.3 Exemplos de estudo das fácies com aplicação dos índices nos carvões brasileiros

Estudos faciológicos do carvão que antecederam os anos noventa, no Brasil, eram realizados principalmente por Bortoluzzi, Corrêa da Silva, Marques-Toigo, Guerra-Sommer, Araújo e Henz com base na associação dos métodos de paleobotânica, microlitotipos e palinomorfos. Nos anos 90 iniciou-se a utilização da análise dos macerais para a identificação de fácies com trabalhos de Ade, Silva e Correa da Silva.

6.3.1 Utilizando Microlitotipos

Marques-Toigo & Corrêa da Silva (1984) com base em análises petrológicas e palinológicas das principais jazidas carboníferas brasileiras identificaram a ocorrência de diferentes fácies deposicionais orgânicas durante a formação das turfeiras. Essas diferenças estariam relacionadas tanto a variações no nível de água quanto ao tipo de vegetação. Com base nas características petrológicas (microlitotipos) e palinológicas, quatro diferentes tipos de pântanos precursores das jazidas de carvões gonduânicos brasileiros foram identificados (fig 6.8):

- 1) Pântano Límnico/Aberto caracterizadas por carvões ricos em matéria mineral contendo detritos orgânicos de plantas arbustivas e herbáceas associadas com algas;
- 2) Pântano Limno-telmático desenvolvidas entre o nível de água baixo e alto a partir de plantas arbustivas e herbáceas associadas com algas. Essa fácies orgânica é muito comum nas jazidas carboníferas do sul do Brasil.
- 3) Pântano de Floresta formado em terrenos bem drenados e úmidos de plantas arbustivas e, subordinadamente, de comunidades de plantas arbóreas.
- 4) Pântano de Floresta Terrestre desenvolvido de plantas arbóreas em áreas adjacentes aos pântanos.



Figura 6.8: *Sítios deposicionais de carvão gonduânicos sul brasileiros, Permiano inferior, com base em Hacquebard & Donaldson (1969) e Teichmüller (1975). LF- Lençol Freático, NA- Nível da Água; 1- Cordaitófitas, 2- Glossopteridófitas, 3- Coniferófitas, 4-Filicófitas, 5- Pteridospermófitas, 6- Licófitas, 7- Licófitas (Selaginellales), 8- Esfenófitas e 9- Alga (conforme Marques-Toigo & Corrêa da Silva, 1984).*

Jazida de Santa Rita - Charqueadas

Picoli et al.(1985) e Correa da Silva & Marques-Toigo (1985), estudando testemunhos de sondagens da Jazida de Santa Rita – Charqueadas, em particular nas camadas Santa Rita 1, 2 e 3, identificaram quatro fácies associadas aos intervalos carbonosos com base na sedimentologia, estratigrafia, microlitotipos (Hacquebard & Donaldson,1969) e palinomorfos (Fig 6.9).

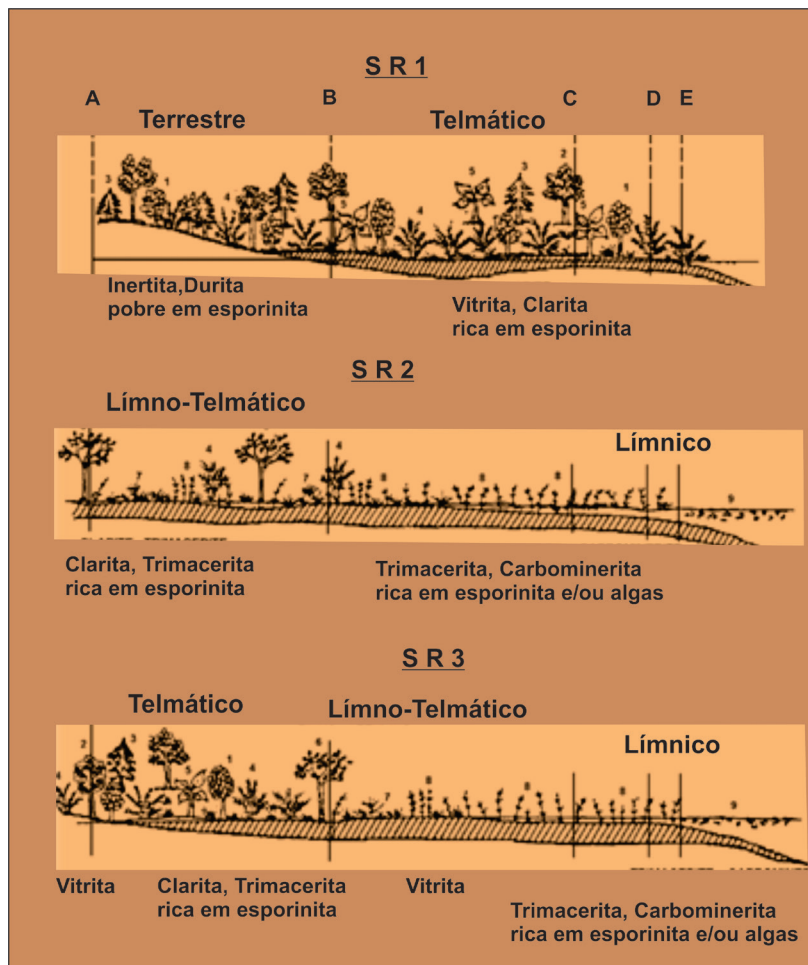


Figura 6.9: *Fácies deposicionais das turfeiras predominante durante a formação das camadas de carvão Santa Rita1(SR1), Santa Rita 2 (SR2) e Santa Rita 3 (SR3), jazida Santa Rita-Charqueadas – RS; a partir dos testemunhos de sondagens A (5-CA-04-RS), B (5-CA-03-RS), C (5-CA-02-RS), D (N3) e E (P4). (adaptado de Picoli et al., 1985, in Correa da Silva, Z.C. 2004).*

Como pode-se observar da camada SR3 em direção ao topo SR1 há uma variação lateral e vertical na umidade (lâmina de água) durante o desenvolvimento de cada turfeira neste local. Na camada SR3 durante a turfeira foram caracterizadas as fácies telmáticas, limnotelmáticas e límnicas. As condições da turfeira que deram origem a camada SR2, eram de maior umidade, conseqüentemente, havia

uma maior lâmina de água em relação as turfeiras sobreposta e sotoposta (SR1 e SR3), desenvolvendo as fácies limnotelmática e límnic, e deslocando lateralmente ou inibindo o desenvolvimento da fácies telmática. Quando a turfeira que deu origem à camada SR1 estava sendo depositada as condições de umidade eram menores daquelas observadas nas turfeiras anteriores possibilitando a ocorrência das fácies terrestre e telmática.

Corrêa da Silva et al. (1984) em outra área desta mesma jazida, identificaram a faciologia de três camadas de carvão, nos testemunho de sondagem S34, S41 e P4, denominadas do topo para a base de MB, I1F e I2B, na jazida de Charqueadas. Utilizando o método de Hacquebard & Donaldson (1969), a fácies límnic foi amplamente predominante com intercalações da fácies limnotelmática (fig. 6.10), demonstrando que durante a evolução da turfeira o nível de lâmina de água oscilou causando modificação nos constituintes orgânicos e minerais.

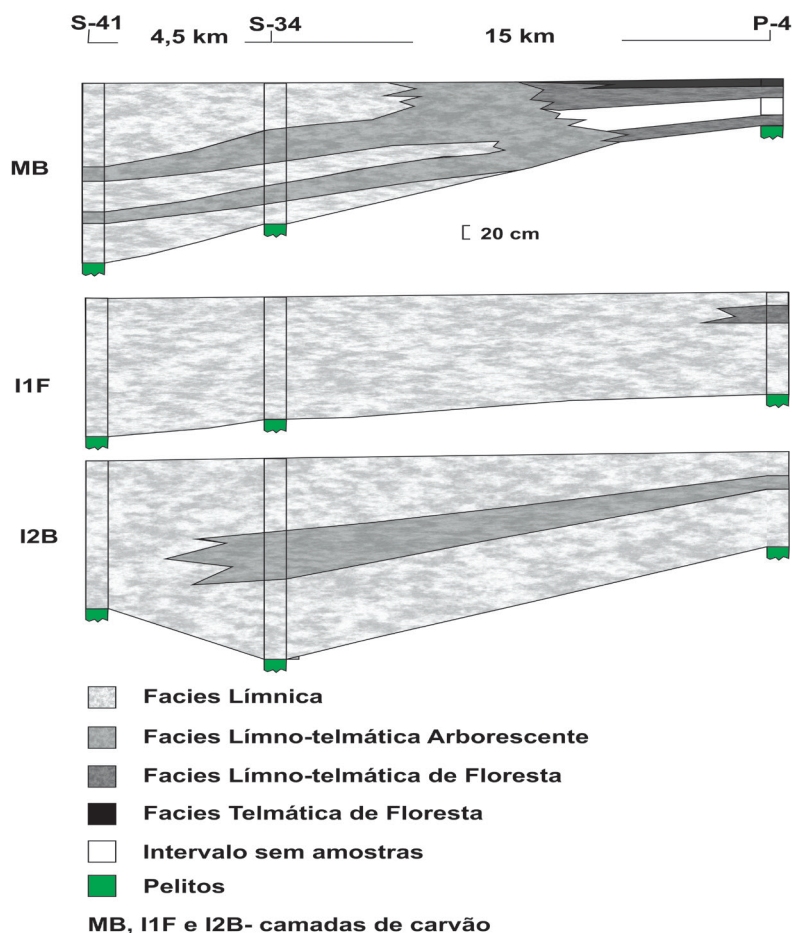


Figura 6.10: Variação da fácies orgânica na jazida de Santa Rita – Charqueadas, RS, com base nos poços S-41, S-34 e P-4, conforme Corrêa da Silva et al. (1984).

Jazida de Santa Terezinha

Nesta jazida foi utilizado o método de Hacquebard & Donaldson (1969) adaptado por Marchioni (1980), Pradier et al. (1994), Matos (1984) e Ade (1999) nas camadas Santa Terezinha 1 (ST1),

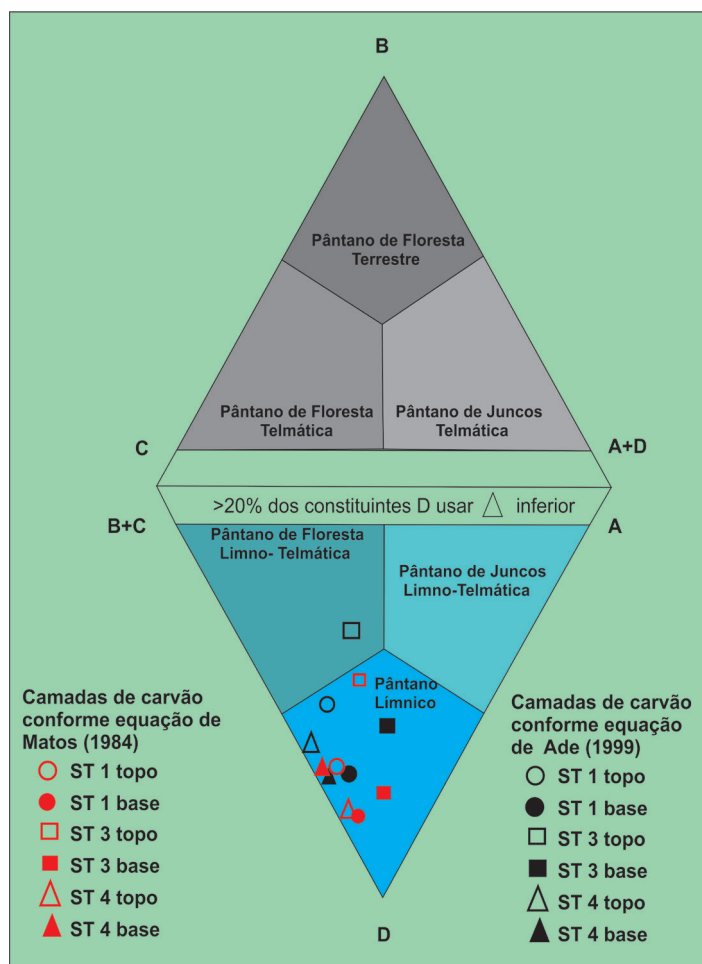
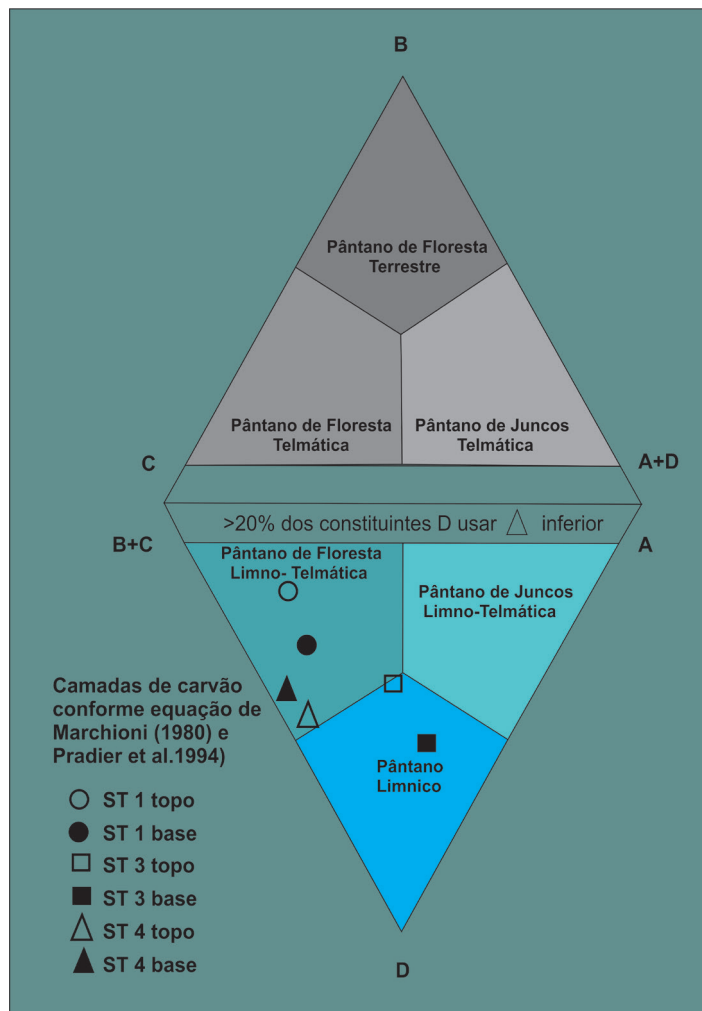
Santa Terezinha 3 (ST3) e Santa Terezinha 4 (ST4), divididas em topo e base, na sondagem 2-TG-96-RS.

Os resultados obtidos para as equações de Marchioni (1980) e Pradier et al. (1994) foram os mesmos, até porque, o microlitotipo diferenciador entre os dois métodos, cuticoclarita, utilizado por Pradier et al. (1994), não foi identificado tornando, assim, as duas equações iguais. Conforme pode ser observado na figura 6.10, a camada ST4 (base e topo) desenvolve-se em condições limno-telmática. A camada seguinte, ST3 (base e topo) desenvolve-se em condições límnicas, ou seja em condições de maior umidade do que a ST4. A turfeira que deu origem a camada ST1 desenvolveu-se em condições limno-telmáticas, ou seja, com menor umidade em relação a ST3. O material vegetal que se depositou durante a evolução da turfeira foi predominantemente arbustiva para as camadas ST1 e ST4, e herbácea com contribuição mineral (carbominerita) para a ST3 (Fig.6.11).

Figura 6.11- Posição das camadas de carvão ST1, ST3 e ST4 topo e base da jazida de Santa Terezinha conforme diagrama de Hacquebard & Donaldson (1969) adaptando as equações propostas por Marchioni (1980) e Pradier et al. (1994).

Por outro lado, o método adaptado de Hacquebard & Donaldson (1969), para carvões brasileiros, por Matos (1984) e Ade (1999), que inclui a matéria mineral no vértice “D”, provoca o deslocamento das camadas da fácies limno-telmática para a fácies límnic com contribuição, principalmente, de constituintes herbáceos e matéria mineral e, subordinadamente, arbustivo. Observa-se que todas as camadas migraram fortemente em direção ao vértice “D”, indicando condições de maior umidade quando relacionado as propostas por Marchioni (1980) e Pradier et al. (1994) (Fig.6.12). O intervalo ST3 (T) foi o único a se manter na fácies limno-telmática (segundo Ade 1999) sugerindo que as condições deposicionais do conteúdo orgânico, na fase final da turfeira (topo), eram menos umidas do que as condições basais. Segundo a equação de Matos (1984) o intervalo ST3(T) se mantém como límnic, porém muito próximo ao limite límnic-telmático.

Figura 6.12- Posição das camadas de carvão ST1, ST3 e ST4 topo e base da jazida de Santa Terezinha, sondagem 2-TG-96-RS, conforme diagrama de Hacquebard & Donaldson (1969) adaptado por Matos (1984) e Ade (1999).



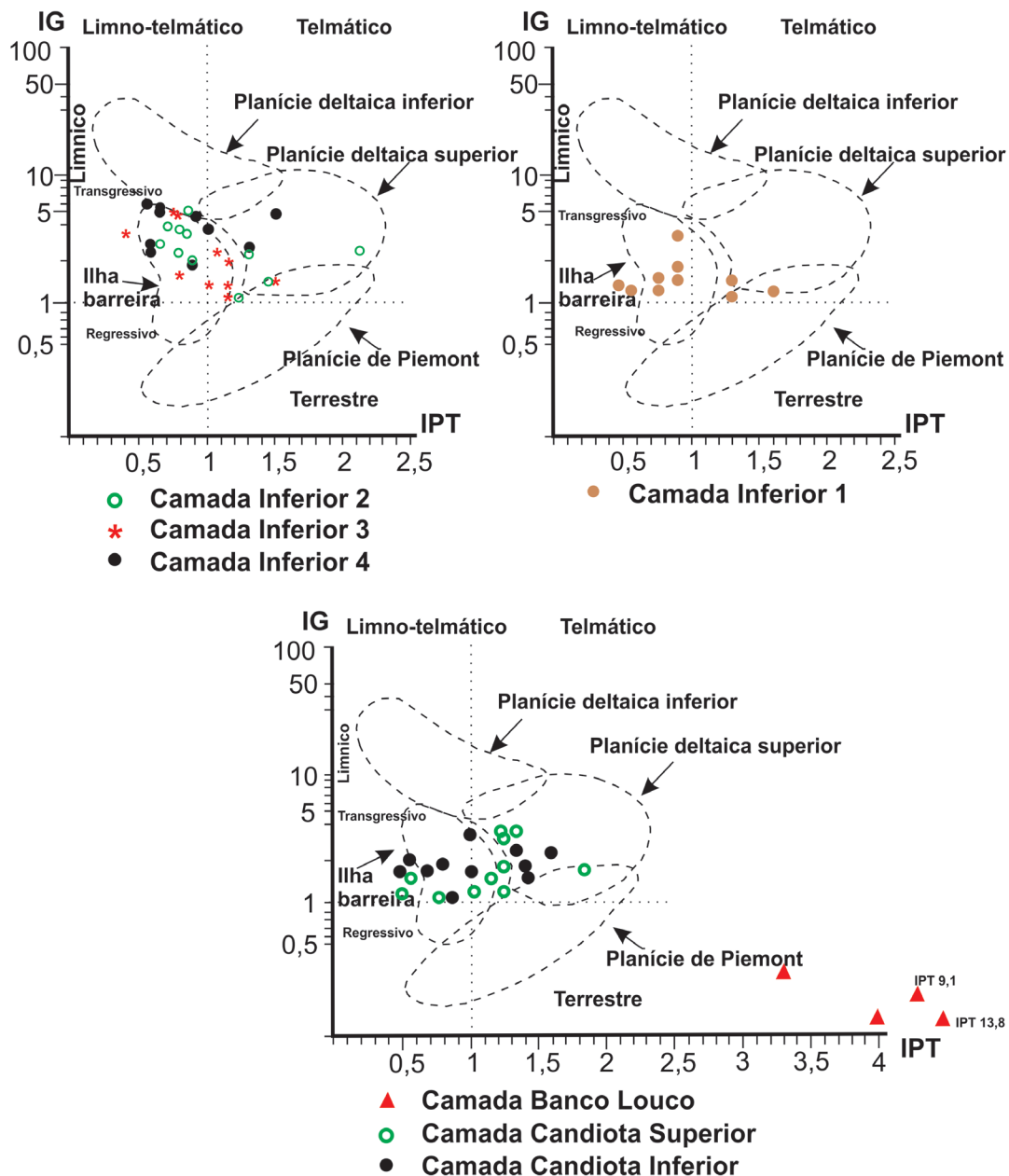


Figura 6.13- Diagrama de Diessel (1986) com as camadas de carvão Inferiores 4,3,2, e 1, Candiota Inferior e Superior e Banco Louco, Mina de Candiota (modificado de Silva et al. 1997).

6.3.2 Utilizando Macerais

Jazida de Candiota

Estudando a Mina de Candiota, as camadas Banco Louco, Candiota Superior e Inferior, Inferior 1, Inferior 2, Inferior 3 e Inferior 4, com base nos índices de Diessel (1986), Ade (1993), Alves & Ade (1996) e Silva et al.(1997) caracterizaram as camadas de carvão como tendo sido formadas associadas a um ambiente de laguna-barreira. Estas turfeiras desenvolveram-se com diferentes espessuras de lâmina de água durante a formação de cada camada (Fig.6.13).

Observando os valores de IG, as turfeiras que deram origem as camadas Inferiores 4 e 2, em geral, desenvolveram-se em condições mais úmidas do que as Inferiores 3, 1, Candiota inferior e superior. Entre as duas principais camadas de carvão, Candiota inferior e superior é possível observar, pelo IG, uma tendência de maior umidade na camada inferior em relação a superior. A distribuição dos pontos das

camadas no diagrama (fig. 6.12) indicam um sistema laguna-barreira ou ilha barreira onde estas turfeiras desenvolviam-se atrás da barreira protegidas de possíveis ingressões marinhas (vide capítulo 3). A camada Banco Louco apresentou valores elevados de IPT (entre 3,3 e 13,8) e baixos de IG (< 4,1), discrepantes das demais camadas. Estas condições de IPT e IG sugerem situações secas atuando fortemente durante o desenvolvimento da turfeira, ou ainda a possibilidade da ocorrência de incêndios na turfeira durante os períodos secos, justificando o predomínio do maceral fusinita nesta camada. Dentro do contexto evolutivo geológico para a Jazida de Candiota (vide capítulo 1,2 e 3), é bem mais provável, que nesta turfeira, tenham ocorrido queimadas ao invés de termos turfeiras desenvolvidas em fácies terrestre como sugere a posição dos pontos no diagrama.

Jazida de Santa-Teresinha

Na jazida de Santa Teresinha, sondagem 2-TG-96-RS, os métodos de Diessel (1986), Lamberson et al. (1991), Pradier et al. (1994), Nicolas & Pradier (1997), Calder et al. (1991) e Ade (1999) foram aplicados nos resultados das análises dos macerais.

Os métodos de Diessel (1986) e Lamberson et al. (1991) caracterizaram os carvões como tendo sido formados em uma turfeira de floresta úmida em fácies telmática. Porém utilizando a adaptação proposta por Pradier et al. (1994) e Nicolas & Pradier (1997) a turfeira teria sido desenvolvida em ambiente terrestre em pântano de floresta seca (Fig. 6.14).

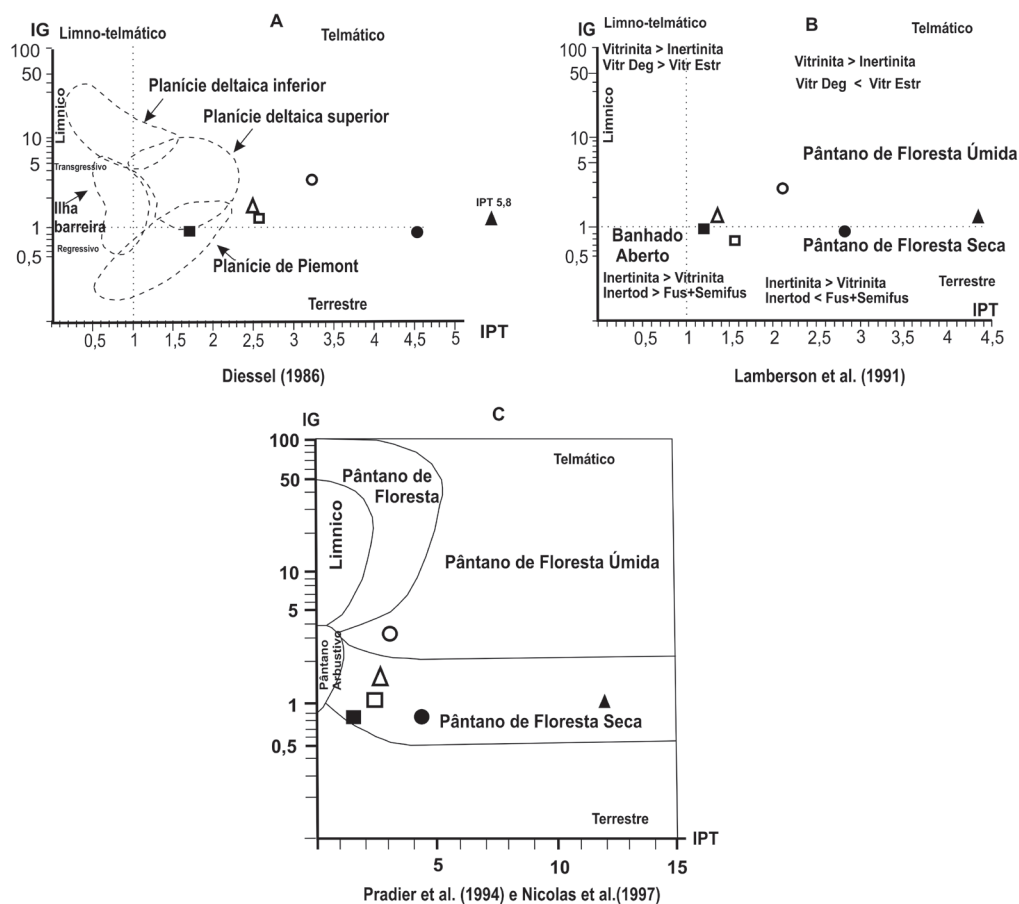
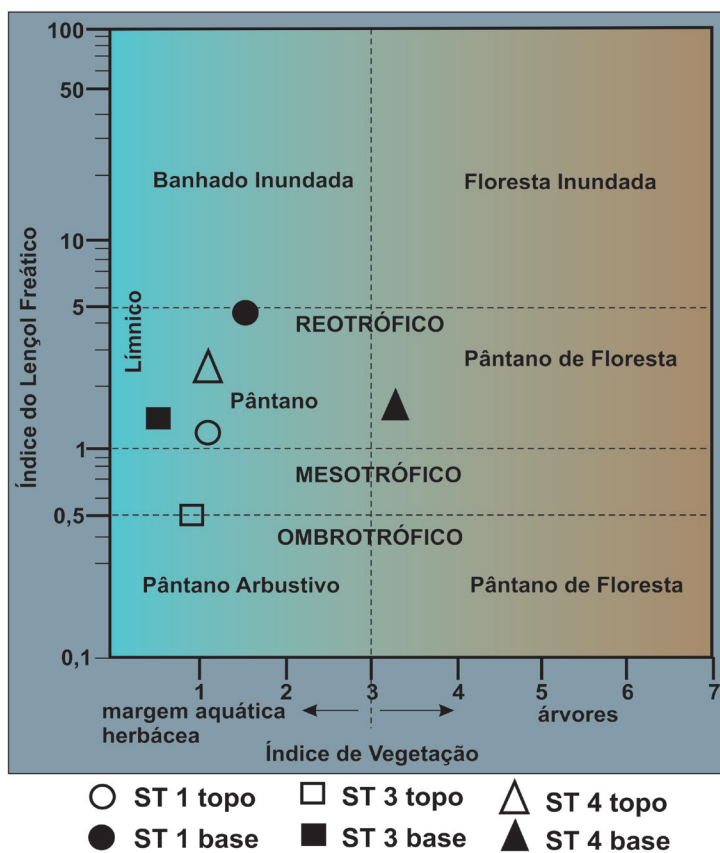


Figura 6.14– A: Diagrama de Diessel (1986) **B:** Lamberson et al. (1991) e **C:** Pradier et al. (1994) e Nicolas et al. (1997) com as camadas de carvão Santa Teresinha 1 topo e base (ST1 (T) e ST1(B)) Santa Teresinha 3 topo e base (ST3(T) e ST3(B)) e Santa Teresinha 4 topo e base (ST4(T) e ST4(B)), testemunho de sondagem 2-TG-96-RS, Jazida de Santa Teresinha. Vitr Deg: Vitrinita Degradada; Vitr Est: Vitrinita Estruturada; Inerto: Inertodetrinita; Fus + Semifus: Fusinita + Semifusinita (conforme Ade 1999).

Como pode-se observar para diferentes métodos, diferentes fácies são obtidas. Isso ocorre devido a diferentes elementos utilizados nas equações fruto de peculiaridades presentes em diferentes turfeiras. Estas equações não contemplavam em seus constituintes a fração mineral, muito importante e presente em importantes camadas dos carvões sul-brasileiros.

Aplicando a metodologia de Calder et al. (1991), que leva em consideração o conteúdo mineral em sua equação, nas camadas de carvão de Santa Terezinha obteve-se o resultado conforme diagrama figura 6.15.

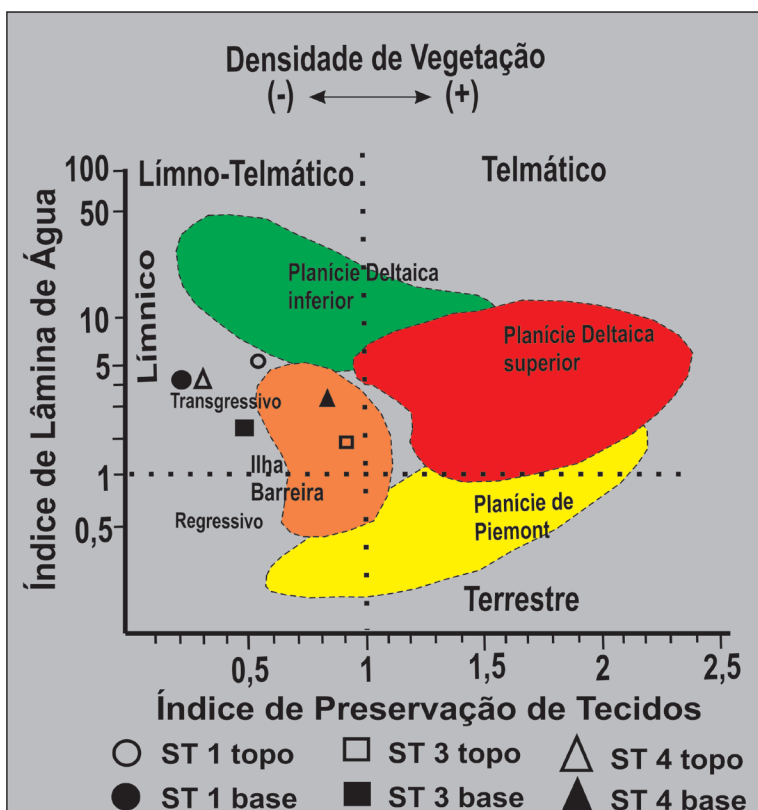
Figura 6.15- Diagrama de Calder et al. (1991), de fácies e paleoambiente deposicional das camadas de carvão Santa Terezinha 1 topo e base (ST1 (T) e ST1(B)) Santa Terezinha 3 topo e base (ST3(T) e ST3(B)) e Santa Terezinha 4 topo e base (ST4(T) e ST4(B)), testemunho de sondagem 2-TG-96-RS, Jazida de Santa Teresinha, (conforme Ade, 1999).



Nesta metodologia as condições deposicionais foram principalmente reotróficas límnicas, tendo sido a camada ST4 intervalo basal apresentado uma condição limno-telmática em pântanos predominando vegetação herbácea.

Ade (1999) obteve resultado semelhante aos estudos sedimentológicos e estratigráficos realizados na área. As turfeiras desenvolveram-se em fácies límnicas associadas a um sistema laguna-barreira ou ilha-barreira (Fig.6.16)

Figura 6.16- Diagrama mostrando as fácies e ambientes deposicionais baseados nos Índices de Lâmina de Água e Preservação dos Tecidos (Ade1999, adaptado de Diessel, 1986).



6.4 Considerações finais

Os índices petrográficos com o objetivo de identificação da fácies orgânica e ambiente paleodeposicional, tem sido utilizados, ao longo dos anos em diferentes tipos de carvões, em geral com baixo conteúdo mineral.

Os carvões sul-brasileiros, em sua maioria, caracterizam-se por apresentar percentuais de matéria mineral superior a 20%. Desta forma pode-se observar que aqueles métodos que não contemplaram a fração mineral tiveram seus resultados não coerentes com os resultados estratigráficos, sedimentológicos e palinológicos. Por outro lado, a comparação dos resultados obtidos, para uma mesma camada de carvão, por métodos diferentes, mostrou a fragilidade destas técnicas, uma vez que os resultados não foram convergentes em sua maioria. Para os carvões com presença de matéria mineral associada, caso brasileiro, os índices petrográficos que contemplaram este constituinte, mostraram-se eficientes, uma vez que a fácies e o ambiente deposicional coincidiram com os resultados das análises estratigráficas, sedimentológicas e palinológicas.

Referencias

Ade, M.V.B., 1993. Caracterização dos sistemas deposicionais e das camadas de carvão no pacote sedimentar da malha IV, Jazida de Candiota-RS. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Ade, M.V.B., 1999. Petrologia orgânica de carvões e pelitos gonduânicos na borda nordeste da Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul – Brasil. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Alves, R.G. & Ade, M.V.B., 1996. Sequence stratigraphy and organic petrography applied to the study of Candiota Coalfield, RS, South Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 30:231-248.

Calder, J.H., Gibling, M.R., Mukhopadhyay, P.K. 1991. Peat formation in a Westphalian B piedmont setting, Cumberland Basin, Nova Scotia: implication for the maceral based interpretation of rheotrophic and raise paleomire. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162(2):283-298.

Corrêa da Silva, Z.C., 1981. Origin and facies of some South Brazilian coal seams. In: Proc. International Conference of Coal Science., Düsseldorf 1981, 38-44.

Correa da Silva, Z.C., 2000. Facies studies on the Brazilian Gondwana Coal

Deposits: A short Review. *Memórias da Faculdade de Ciências do Porto* 5:75-82.

Correa da Silva, Z.C., 2004. Coal facies study in Brazil: a short review. *International Journal of Coal Geology*, 58:119-124.

Correa da Silva, Z.C. & Marques-Toigo, M., 1985. Considerações petrográficas e palinológicas sobre a camada Candiota, Jazida Carbonífera de Candiota, Rio Grande do Sul. II Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Florianópolis, SC, Anais, 449-460.

Correa da Silva, Z.C., Paim, P.S.G., Alves, R.G., Araújo, C.V., Henz, G.I. , 1984. Caracterização petrográfica e tecnológica das camadas de carvão da Jazida de Charqueadas, Rio Grande do Sul. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Anais, 3:1299-1313.

Daubenmire, R., 1978. Plant geography with special reference to North America. Academic Press, New York.

Diessel, C.F.K., 1982. An appraisal of coal facies based on maceral characterization. *Australian Coal Geology*, 4(2):474-484.

Diessel, C.F.K., 1986. The correlation between coal facies and depositional environments. Advances in the study of the Sidney Basin, Proc. 20th Symposium. The University of Newcastle, 19-22.

- Diessel, C.F.K., 1992. Coal-Bearing Depositional Systems. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 721p.
- Gore, A.J.P., 1983. Introduction. In: Gore, A.J.P. (ed.). *Ecosystems of the world. Mires: Swamp, Bog, Fen and Moore, general study*. Elsevier, Amsterdam, 4A:1-34.
- Hart, G.F., 1986. Origin and classification of organic matter in clastic systems. *Palynology*, 10:1-23.
- Hacquebard, P.A. & Donaldson, R., 1969. Carboniferous coal deposition associated with flood plain and limnic environments in Nova Scotia. In: E.C. Dapples & M.E. Hopkins (eds). *Environments of coal deposition*. Geological Society of America, Special Paper, 114:143-191.
- Kalkreuth, W., Marchioni, D.L., Lamberson, M.N., Naylor, R.D., Paul, J., 1991. The relationship between coal petrography and depositional environments from selected coal basins in Canada. In: Kalkreuth, W., Bustin, R.M. & Cameron, A.R. (eds). *Recent Advances in Organic Petrology and Geochemistry. A Symposium Honoring Dr. P. Hacquebard*. *International Journal of Coal Geology*, 18:87-124.
- Lamberson, M.N., Bustin, R.M., Kalkreuth, W., 1991. Lithotype (maceral) composition and variation as correlated with paleo-wetland environments, Gates Formation, northeastern British Columbia, Canada. *International Journal of Coal Geology*, 18:87-124.
- Marchioni, D.L., 1980. Petrography and depositional environment of the Liddell Seam, Upper Hunter Valley, New South Wales. *International Journal of Coal Geology*, 1:35-61.
- Marques-Toigo, M. & Corrêa da Silva, Z.C., 1984. On the origin of gondwanic South Brazilian coal measures. *Comun. Serv. Geol. Portugal, Imprensa Portuguesa, Lisboa*, 70(2):151-160.
- Matos, L.C.B., 1984. Contribuição ao estudo petrográfico e palinológico dos carvões da Jazida de Chico Lomã-RS. Porto Alegre. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- McCabe, P.J., 1987. Facies studies of coal and coal-strata. In: *Coal and coal-bearing strata: Recent advances*. Scott, A.C. (ed). Geological Society of London. Special Publication, 32:51-66.
- Moore, P.D., 1987. Ecological and hydrological aspects of peat formation. In: *Coal and coal-bearing strata: Recent advances*. Scott, A.C. (ed). Geological Society of London. Special Publication, 32:7-15.
- Nicolas, G. & Pradier, B., 1997. Reconstitution des environnements de dépôt des sédiments organiques de plaine deltaïque. Application à l'étude sédimentologique du Groupe Brent (Mér du Nord). *Bulletin Centres Recherche Exploration – Prod. Elf Aquitaine*, 21(1):249-264.
- Obaje, N.G., Ligouis, B., Abaa, S.I., 1994. Petrographic composition and depositional environments of Cretaceous coal and coal measures in the Middle Benue Trough of Nigeria. *International Journal of Coal Geology*, 26:233-260.
- Osborne, P.L. & Polunin, N.V.C., 1986. From swamp to lake: recent changes in a lowland tropical swamp. *Journal of Ecology*, 74:197-210.
- Oswald, H., 1937. *Myrarochmyrodling*. Forbundels Bokforlag, Stockholm.
- Parry, C.C., Whitley, P.K.J., Simpson, R.D.H. 1981. Integration of palynological and sedimentological methods in facies analyses of Brent Formation. In: Illings L.V., Hobson G.D. (eds). *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*, Institute of Petroleum, London, 205-215.
- Piccoli, A.E.M., Marques-Toigo, M., Correa da Silva, Z.C., 1985. Environments of deposition and facies changes in Charqueadas – Santa Rita Coalfield, RS, South Brazil. XI Congresso Internacional de Geologia Y Estratigrafia del Carbonifero, Madrid, Espanha, 3:213-221.
- Pradier, B., Nicolas, G., Gérard, J., 1994. L'analyse des milieux de dépôt des charbons, outil de corrélation dans le Brent de Mér du Nord. *Bulletin Centres Recherche Exploration – Prod. Elf Aquitaine, Publication Spécial*, 18:121-133.
- Reading, H.G., 1986. *Sedimentary environments and facies*. 2nd ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 615p.
- Sahay, V.K., 2011. Limitation of petrographic indices in depositional environmental interpretation of coal deposits. *Central European Journal of Geoscience*. 3(3):287-290.
- Silva, M.B., Ade, M.V.B., Correa da Silva, Z.C., 1997. Petrography of some coal seams from Candiota Coalfield, RS, South Brazil. XIII International Congress on Carboniferous – Permian, Krakow, Poland, Proceedings, 2:291-299.
- Spackman, W., Riegel, W., Dolson, C.P., 1969. Geological and biological interactions in the swamp marsh complex of southern Florida. In: Dapples, E.C., Hopkins, M.E. (eds) *Environments of coal deposition*. *Geol Soc Am Spec Pap* 114:143-192.
- Spence, D.H.N., 1882. The zonation of plants in freshwater lakes. *Advances in Ecological Research*, 12:37-125.

Stach, E., Mackowsky, M-T., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Taylor, G.H., Chandra, D. 1982. Stach's textbook of coal petrology. 3rd ed. GebrüderBorntraeger, Berlin-Stuttgart, 535p.

Tansley, A.G., 1939. The british islands and their vegetation. Cambridge University press.

Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R. & Robert, P., 1998. Organic Petrology, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 704 p.

Teichmüller, M., 1950. Zumpetrographischenaufbau und werdegang der weichbraunkolhe (mitberücksichtigunggenetischerfragen der steinkohlenpetrographie). Geo Jahrb 64:429-488

Teichmüller, M., Stach, E., Mackowsky, M-T., 1982. Origin of the petrographic constituents of coal. In: Stach, E.; Mackowsky, M.T.; Teichmüller, M.; Teichmüller, R.; Taylor, G.H.; Chandra, D. (eds). Stach's textbook of coal petrology, 3rd ed, 219-294.

Teichmüller, M. & Teichmüller, R., 1982. The geological basis of coal formation. In: Stach, E., Mackowsky, M.T., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Taylor, G.H., Chandra, D. (eds). Stach's textbook of coal petrology, 3rd ed., 5-53.

Tyson, R.V., 1995. Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies. Chapman and Hall, London.

CAPÍTULO 7

USOS INDUSTRIAIS DO CARVÃO MINERAL BRASILEIRO

Gerson Miltzarek¹

¹ *Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, gerson.miltzarek@ufrgs.br*

7.1 Introdução

Existem dois tipos básicos de carvão no mercado: o carvão vegetal e o carvão mineral. O carvão vegetal é um produto manufaturado, produzido a partir da carbonização da matéria lenhosa. Já o carvão mineral é formado pela decomposição da matéria orgânica fóssil durante um longo período geológico, e sob determinadas condições de temperatura e pressão de soterramento. No carvão mineral são encontradas quantidades variáveis de elementos como carbono, hidrogênio, oxigênio, enxofre, associados a rochas como arenitos, siltitos, folhelhos e também a minerais, como pirita, carbonatos, quartzo e argilominerais (Stach et al., 1975).

O carvão mineral é ainda o combustível fóssil mais abundante e mais amplamente distribuído em escala mundial, seguido pelas reservas de petróleo e gás natural. Atualmente, a principal aplicação do carvão mineral no mundo é a geração de energia elétrica por meio de usinas termelétricas. Em segundo lugar vem a energia térmica, a aplicação industrial para a geração de calor necessário aos processos de produção, tais como secagem de produtos, cerâmicas e fabricação de vidros.

A cadeia industrial do carvão mineral tem desempenhado papel importante no desenvolvimento do mundo moderno e é esperado que continue a ter influência marcante no futuro próximo. Pesquisas envolvendo processos tecnológicos que permitam um maior e melhor aproveitamento do carvão mineral, como a gaseificação e o potencial carboquímico, apontam para uma nova e dinâmica utilização, inclusive no Brasil.

O Brasil possui uma das maiores reservas de carvão mineral do mundo. Somente 13 países dispõem de reservas maiores. Entretanto, estes mesmos países são também os maiores produtores mundiais de carvão mineral, enquanto que a produção brasileira encontra-se apenas na 26ª posição. Ou seja, o Brasil é o único país detentor de grandes reservas que não se encontra entre os maiores produtores mundiais de carvão mineral, de acordo com CGEE (2012).

O potencial de carvão mineral nacional também é expressivo em termos energéticos. Como comparação, a energia dos recursos de petróleo corresponde a $2,02 \times 10^9$ tep (Tonelada Equivalente de Petróleo), enquanto a energia dos recursos do carvão mineral é de $7,04 \times 10^9$ tep. Em consequência, a quantidade de energia armazenada nos recursos de carvão mineral é 3,5 vezes maior que a energia dos recursos petrolíferos nacionais.

Apenas 13,3% da matriz energética mundial é baseada em recursos renováveis (IEA, 2011). Já o Brasil apresenta quase metade de sua energia produzida a partir de fontes renováveis (EPE/MME, 2011).

De acordo com o Balanço Energético Nacional 2016, ano base 2015, a oferta interna de energia no Brasil apresenta o seguinte quadro (EPE, 2016):

- Fontes renováveis (41,2%);
- Fontes não renováveis (58,8%).

Entre as fontes não renováveis encontram-se:

- Petróleo e derivados (37,3%);
- Gás natural (13,7%);
- Carvão mineral (5,9%);
- Urânio (1,3%).

Em termos estratégicos, o Brasil viveu, na última década, uma situação de desenvolvimento econômico e crescimento industrial, sem o devido acompanhamento de uma oferta confiável de energia. Uma vez que as fontes hídricas dependem de condições climáticas estáveis e as fontes alternativas ainda não estão desenvolvidas e disponíveis o suficiente, a opção por uma fonte energética nacional, que possui amplas reservas e cuja exploração é facilitada por ser quase toda a céu aberto, mas que ainda pouco contribui para a matriz energética nacional, faz todo o sentido.

O mercado de carvão mineral no Brasil está restrito aos três estados da Região Sul. De acordo com DNPM (2015) o maior produtor de carvão mineral, incluindo o carvão bruto (ROM) e os produtos do beneficiamento, é o Rio Grande do Sul, com 54,9%, seguido por Santa Catarina (43,7%) e Paraná (1,4%). Em relação ao faturamento total de R\$ 1,2 bilhões, a participação por estados é a seguinte: Santa Catarina arrecada 63,7% do total, Rio Grande do Sul 33,75% e Paraná 2,6%.

O preço do carvão mineral no comércio externo vem diminuindo nos últimos anos, devido à queda da demanda por parte da China. Em outra vertente, a forte pressão por parte do movimento ambiental para a redução global das emissões de CO₂ deverá contribuir para uma redução gradual na produção mundial de carvão mineral para as próximas décadas, embora atualmente a produção mundial de carvão continue crescendo.

Quanto ao consumo interno, a procura por carvão mineral em 2014 foi positiva, com quantidade comercializada 7,9% maior que a de 2013. Esta demanda ascendente vem se projetando numa taxa média anual de 9,0% nos últimos três anos. O grande responsável por esse desempenho foi o setor elétrico, que precisou utilizar mais usinas termelétricas para atender o forte consumo por energia elétrica, devido à diminuição do nível dos reservatórios das hidrelétricas das regiões sudeste e nordeste.

Ainda de acordo com DNPM (2015), o consumo de carvão mineral por setor de atividade foi o seguinte:

- Elétrico: 80,3%
- Papel e celulose: 4,8%

- Cerâmicos: 4,5%
- Alimentos: 3,6%
- Cimento e petroquímica: 2,4%
- Siderurgia e metalurgia: 1,7%

No Brasil, atualmente, não há utilização de carvão nacional na siderurgia, pois a produção e consumo do carvão siderúrgico nacional foram desestimulados há algumas décadas atrás. A principal aplicação do carvão mineral no Brasil é como combustível para geração de energia elétrica, incluindo uso energético industrial. Na atual taxa de utilização, as reservas provadas são suficientes para prover carvão mineral por mais de quinhentos anos. O que ocorre, porém, é que, além de subutilizar as reservas de carvão nacional disponíveis, o Brasil importa todo o carvão mineral para uso siderúrgico, já que o carvão siderúrgico nacional que era produzido não atendia às exigências técnicas para tal uso, com as tecnologias então disponíveis. A produção e o uso limpo e eficiente do carvão mineral nacional devem utilizar-se de avançados recursos científicos e tecnológicos, aliados a um grande esforço de inovação, para possibilitar maior utilização na geração termelétrica e de energia térmica industrial, na siderurgia e como matéria prima na carboquímica.

No Brasil, a tecnologia atual de combustão de carvão nas usinas termelétricas e nas indústrias é a queima pulverizada, com granulometria abaixo de 0,15 mm e com teores de cinzas desde 30%, para carvões beneficiados e até 50% para carvões brutos (ROM). Novos projetos já contemplam o uso de combustão em leito fluidizado, utilizada mundialmente para carvões com teores de cinzas mais elevados.

Está em andamento no sul do País o projeto de construção da Usina Termelétrica Pampa Sul. A UTE está localizada na cidade de Candiota, RS, com 340 MW de potência instalada, e que representa um investimento de 1,8 bilhão de reais. A UTE irá operar com a chamada *clean coal technology*, com a utilização de caldeira do tipo Leito Fluidizado Circulante – CFB, com previsão de entrar em operação no ano de 2019. (DNPM, 2015).

7.2 Geração Termoelétrica

A geração termelétrica é fator de estabilidade e segurança do sistema elétrico, e deve representar uma parcela significativa da matriz energética brasileira, ao utilizar as grandes reservas de carvão mineral existentes no País, um potencial conhecido e imune aos desequilíbrios climáticos que influenciam o regime hídrico e afetam o desempenho das usinas hidrelétricas, que respondem por cerca de 80% da nossa matriz energética (CGEE, 2012).

Além disso, a geração termelétrica a carvão é indutora fundamental para que seja viável produzir carvão para atender à siderurgia no Brasil. A produção de carvões nacionais beneficiados, com teores de cinzas de até 20% e baixos teores de enxofre para atender as especificações para uso siderúrgico, gera necessariamente no processo de beneficiamento uma fração com 40% a 50% de cinzas, similar aos carvões usados atualmente na geração termelétrica e de energia industrial.

As principais tecnologias sugeridas para o melhor aproveitamento do carvão mineral nacional em termelétricas são:

- Plantas supercríticas e ultrasupercríticas;
- Plantas de ciclo combinado integrado à gaseificação – IGCC;

- Captura de CO₂;
- Aproveitamento de coprodutos.

7.2.1 Plantas supercríticas de carvão pulverizado e leito fluidizado circulante

São plantas termelétricas em que o vapor na saída da caldeira é gerado em pressões supercríticas acima de 22 MPa, onde não há separação entre fases, ou seja, o fluido passa gradualmente do estado líquido para o vapor. Não há plantas deste tipo no Brasil. Para a viabilização desta tecnologia deverá ser considerada a mistura com carvões importados (blendagem), visando o ajuste das melhores características para maximizar a eficiência das plantas.

7.2.2 Plantas de leito fluidizado borbulhante e circulante

Plantas com esta configuração são muito versáteis, podendo operar com variadas composições de combustíveis, incluindo misturas de carvão mineral e biomassa, como resíduos da agricultura ou da indústria ou ainda resíduos sólidos urbanos. O carvão, neste caso, complementa, em quantidade e qualidade, o resíduo utilizado. A principal característica dos sistemas de leito fluidizado reside em sua flexibilidade operacional, pois pode queimar quantidades variáveis de combustível isolados ou em misturas, com temperaturas menores de combustão que favorecem baixas emissões de NOx. Além disso, pode-se acrescentar na mistura combustível o calcário para capturar os gases de enxofre, tecnologia que é aplicada tanto em leito borbulhante quanto em leito fluidizado circulante. No Brasil existem plantas de demonstração, prontas para *scale-up*, para escalas de até 30 MW.

7.2.3 Gaseificadores para IGCC e poligeração

Entre as tecnologias disponíveis e adequadas ao uso do carvão nacional destaca-se a gaseificação em leito fluidizado, tanto para geração de energia por combustão integrada em plantas de ciclo combinado – IGCC – como pela sinergia possível com os demais aproveitamentos do carvão: siderurgia e carboquímica. É possível desenvolver gaseificadores a pressão atmosférica ou pressurizados, em que o oxidante é o ar ou um gás com alta concentração de oxigênio, e o produto pode ser o gás pobre (gás de síntese – syngas – CH₄, CO, CO₂, H₂) ou, se for adicionado vapor d'água, um gás mais rico em hidrogênio. Quando o objetivo é combustível para a turbina a gás de um ciclo combinado, usa-se oxigênio puro como oxidante. O CO₂ resultante da oxidação parcial do carvão no gaseificador poderá ser separado e encaminhado para armazenamento, e o gás resultante é aplicado a plantas de ciclo combinado (ciclo a gás e ciclo a vapor com o resíduo térmico do primeiro) ou para poligeração.

Poligeração usualmente se refere a processos que associam três ou mais aplicações, que podem ser a geração de energia em ciclo combinado, em células combustíveis, para as diversas opções de produção de combustíveis líquidos e de amônia a partir do gás de síntese ou ainda para a carboquímica.

Plantas termelétricas IGCC a carvão possuem níveis de emissões muito inferiores aos apresentados por plantas a carvão pulverizado e similares às do gás natural. Para tal opção de uso se tornar viável, o objetivo é desenvolver expertise em gaseificadores adequados às características do carvão nacional, exclusivo ou misturado (*blend*) com carvões importados ou biomassa. A co-queima com resíduos de refinaria também é uma possibilidade de utilização.

7.2.4 Gaseificação *in situ* para IGCC e poligeração

A gaseificação de carvão *in situ* (UCG – *Underground Coal Gasification*) aumenta a disponibilidade de carvão como um recurso energético, pois viabiliza a exploração de jazidas não recuperáveis por métodos convencionais de mineração. O método UCG é configurado pelo uso de dois poços adjacentes perfurados até a camada de carvão. Em um dos poços é injetado o agente oxidante, podendo ser ele o ar, o oxigênio, o vapor d'água, o CO₂ ou uma mistura dos mesmos, a altas temperaturas e sob pressão. O outro poço traz à superfície o gás produzido (gás de síntese ou syngas)

É imprescindível o estudo geológico detalhado das camadas subjacentes a de carvão para garantir que não ocorram vazamentos secundários dos gases gerados *in situ*.

Na gaseificação *in situ*, além das vantagens inerentes ao processo de gaseificação, tem-se a eliminação do manuseio de cinzas, a redução de danos à superfície e de problemas ambientais e de saúde e segurança ocupacional de minas, a diminuição de custos de capital de operação e de produção de syngas. No Brasil, há estudos teóricos e de viabilidade técnica para jazidas de difícil exploração pelas técnicas atuais de mineração.

7.2.5 Separação de CO₂ Pré Combustão

Esta separação é aplicável aos processos de gaseificação com oxigênio e vapor d'água para a produção de um gás rico em hidrogênio, que irá alimentar uma turbina a gás. O processo de separação tem como objetivo não apenas a captura do CO₂, mas também a obtenção do gás combustível mais energético ou gás de síntese mais puro, com maior valor agregado. No Brasil não há plantas nem estudos experimentais desta tecnologia.

7.2.6 Separação de CO₂ Pós Combustão

Os processos de captura pós combustão são aqueles em que os gases de combustão, constituídos basicamente por CO₂, N₂ e traços de outros compostos são submetidos a um processo de separação. Há pesquisas em diversos estágios de desenvolvimento, mas apenas a separação por absorção utilizando aminas encontra-se em estágio comercial, embora seja um processo altamente intensivo em energia. Processos de adsorção utilizando zeólitas ou carvão ativado encontram-se em estágio de desenvolvimento e se mostram muito promissores. Outras tecnologias em desenvolvimento incluem processos de separação por membranas e o uso da criogenia. No Brasil não há pesquisas experimentais neste tema.

É emergente a tecnologia de oxicombustão multicomcombustível, que tende a ocupar uma relevante função no que se refere a utilização de diferentes tipos de combustíveis em uma mesma caldeira, principalmente no Brasil, onde há elevada geração de biomassa e ampla disponibilidade de carvão mineral. A oxicombustão consiste na queima com misturas de oxigênio com CO₂ reciclado do processo, buscando facilitar a separação do CO₂ gerado pela oxidação do carbono na queima do carvão.

Como estas tecnologias podem ser utilizadas em qualquer processo de combustão, desde que economicamente viáveis, o seu desenvolvimento apresenta grande potencial para *retrofit* (readequações) de plantas em operação ou novas plantas. Além disso, outras indústrias, tais como refinarias, petroquímicas, siderúrgicas e cimenteiras são grandes emissoras de CO₂ e potenciais utilizadoras destas tecnologias.

Para a implantação destas tecnologias no Brasil, a pesquisa deve priorizar os seguintes tópicos (CGEE, 2012):

I - desenvolvimento de materiais e equipamentos resistentes às condições supercríticas;

- II - desenvolvimento de gaseificadores adaptados às características dos carvões brasileiros;
- III - desenvolvimento de técnicas de separação de gases;
- IV - desenvolvimento de produtos de alto valor agregado a partir das cinzas.

Os itens II e IV são especialmente importantes para viabilizar o uso de dos carvões nacionais.

7.3 Carboquímica

O carvão é o único combustível fóssil cujo suprimento permanecerá garantido, durante uma boa parte do século XXI, presente em grande quantidade e a custos relativamente baixos. Trata-se, portanto, de um dos principais combustíveis substitutos disponíveis para atenuar a transição da era atual de petróleo e gás natural abundantes para uma fase futura de recursos energéticos renováveis.

Quimicamente, tanto carvão mineral quanto petróleo são hidrocarbonetos, e podem ser utilizados tanto para geração de energia quanto para produção de compostos alifáticos e aromáticos. Por ser sólido e por ter extração mais barata, o carvão mineral foi direcionado naturalmente para a geração de energia térmica e elétrica.

Quando se cogita do aproveitamento industrial do carvão mineral nacional, uma possibilidade sempre referida é a produção de materiais poliméricos e carbonosos, ou seja, o que é produzido atualmente pela petroquímica também poderia ser produzido pela carboquímica.

A indústria carboquímica, a exemplo da petroquímica, é uma das opções potenciais mais rentáveis e eficientes para o aproveitamento do carvão mineral. Para se tornar concreta, porém, são necessários investimentos no desenvolvimento de tecnologias de gaseificação. (CGEE, 2012)

O desenvolvimento da indústria carboquímica é uma realidade em muitos países, porém, no Brasil, várias das tecnologias necessárias estão em estágio embrionário ou são inexistentes. Naturalmente, isso não inviabiliza uma estratégia neste sentido, pois o Brasil já é detentor de conhecimento nos processos de refino de petróleo e petroquímica que, devido à semelhança química, são muito compatíveis com aqueles utilizados na transformação do carvão, com exceção do processo de gaseificação.

A ciência e tecnologia da gaseificação de carvão mineral e de outros combustíveis sólidos têm avançado significativamente. Este progresso é resultado de uma considerável expansão nos trabalhos de pesquisa e desenvolvimento relacionados aos aspectos físicos e químicos das reações presentes na gaseificação e também nos processos de purificação dos gases e líquidos provenientes do processo, tornando assim a gaseificação um processo limpo e ambientalmente correto para geração de energia e outros produtos químicos. Destacam-se, neste caso, pesquisas dos mecanismos cinéticos das reações, termodinâmica, transferência de massa e calor e fluidodinâmica. Com o uso de todas estas informações, o entendimento e modelagem dos mecanismos envolvidos no processo de gaseificação tornam-se mais precisos, possibilitando o projeto de gaseificadores e processos com mais confiabilidade, economia, segurança e ambientalmente corretos. É importante salientar que as propriedades termodinâmicas do carvão são difíceis de serem mensuradas devido à natureza heterogênea e complexa deste material, o que torna o trabalho ainda mais difícil. Diante do avanço nessa área, acredita-se que o futuro do carvão mineral está na gaseificação.

A gaseificação é uma maneira eficiente de explorar e transformar o carvão mineral. Por meio deste

processo, é possível obter um gás para síntese química, o gás de síntese ou *syngas*. Este pode ser utilizado diretamente por queima direta, substituindo querosene, óleo diesel e nafta, e em motores alternativos ou turbinas, na síntese de produtos similares aos petroquímicos, como lubrificantes de alto rendimento e parafinas, bem como matéria prima estratégica para diversas aplicações industriais (metanol, dimetiléter, hidrogênio e fertilizantes nitrogenados).

O processo de gaseificação subterrânea de carvão sofreu, nos últimos 10 anos, uma grande evolução, passando de incompreendido a um dos líderes dentre os processos relacionados com combustíveis fósseis. É especialmente adequado para a exploração de camadas de carvão de exploração difícil ou de alto custo, como as de alta declividade ou muito profundas. Deste modo, acredita-se na gaseificação *in situ* de carvão mineral como uma futura técnica para geração de energia e fonte de matéria prima para produtos químicos e combustíveis.

Hoje já existem programas governamentais em alguns países - Canadá, Estados Unidos, Croácia, Rússia e Austrália - para investigação, desenvolvimento e demonstração para aplicação comercial da gaseificação *in situ*, incluindo as facilidades de transporte do combustível gasoso.

No Brasil, segundo Martins et al.(2010), ainda são incipientes os estudos para avaliar a viabilidade técnica da gaseificação *in situ* nas reservas nacionais de carvão mineral. Talvez as jazidas mais profundas dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul tenham boas possibilidades, porém apenas a intensificação dos estudos científicos pode garantir esta probabilidade.

Estão sendo elaborados estudos de viabilidade técnico-econômicos e ambientais para a utilização de carvão de forma mais sustentável para a criação/instalação de um polo carboquímico no estado do Rio Grande do Sul, com o objetivo de fabricação do *syngas* (gás de síntese), para, a partir dele, originarem-se outras cadeias produtivas e coprodutos, tais como, vapor, hidrogênio, plásticos, calor, reagentes, fertilizantes, combustíveis e eletricidade. (DNPM, 2015).

7.4 Siderurgia

A metalurgia é a ciência da extração dos metais dos seus minérios, preparando-os para os diversos usos para os quais eles são necessários. Dentro da metalurgia temos a siderurgia, a qual estuda as técnicas de elaboração dos produtos ferrosos: gusa (liga de ferro e carbono com um teor de carbono), aço e ferros fundidos.

O equipamento onde o processo de redução do ferro ocorre é chamado de alto-forno, e sua função é provocar a separação do elemento ferro (Fe) dos seus minérios, em especial da hematita (Fe_2O_3). Esta separação ocorre por meio da redução química que remove o oxigênio de um óxido metálico produzindo o metal puro e se processa com a utilização de um agente redutor. Tal redutor é um material que deve apresentar maior atração pelo oxigênio, nas condições da operação, do que o metal que vai ser reduzido. O agente redutor mais utilizado na siderurgia é o coque, proveniente do carvão mineral, devido à sua alta capacidade redutora.

O carvão mineral para siderurgia a coque representa uma grande parcela do custo final do aço. Os carvões coqueificáveis, ao serem aquecidos, fundem parcialmente (fase plástica) e, a seguir, perdem compostos voláteis por decomposição térmica, formando uma massa sólida, porosa, de alta resistência mecânica, rica em carbono. Estes carvões fazem parte da classe dos carvões betuminosos (carvões

macios). Carvões que desvolatilizam sem passar pela fase plástica são ditos não coqueificáveis.

A análise química do carvão não dá indicação definitiva das suas qualidades coqueificantes, porém recomenda-se conteúdo de cinzas inferior a 10% e baixos teores de enxofre, que traz problemas de fragilidade do aço a quente) e fósforo (problemas de fragilidade a frio) menores que 1% e 0,02%, respectivamente.

O coque é obtido a partir da destilação do carvão mineral em fornos, na ausência de ar num tempo estabelecido. No processo de coqueificação tem-se a formação do gás de coqueria, alcatrão e outros produtos químicos. O coque no interior do alto forno é submetido à degradação tanto física quanto química, sob uma variada gama de temperaturas. Consequentemente, é necessário que o coque mantenha sua resistência tanto a temperaturas médias quanto altas. O coque siderúrgico precisa desempenhar as seguintes funções básicas:

- 1 – Suprir o calor necessário para os requisitos endotérmicos das reações químicas e para fundir as escórias e produtos metálicos dessas reações.
- 2 – Produzir e regenerar os gases para a redução de vários óxidos (principalmente CO).
- 3 – Proporcionar a formação de uma forte e permeável armação, através da qual a escória e o metal possam cair para a fornalha, e que os vários gases possam se elevar até o topo do forno.
- 4 – Suprir carbono que se dissolverá no metal quente.

Para atender às condições de emprego no alto-forno, o coque deve ter resistência para suportar o manuseio, resistir ao esmagamento causado pela carga do forno e ser poroso o bastante para queimar rapidamente em frente às ventaneiras. Além disso, o coque deve ser uniforme no tamanho para uma boa distribuição e, também uniforme em análise. Um coque uniforme, com uma estrutura celular bem desenvolvida, poroso e leve, porém, com paredes das células fortes, parece ser o coque ideal para o alto-forno.

Na área de siderurgia, pesquisas estão sendo realizadas com o objetivo de avaliar a possibilidade de substituir o carvão importado por carvão nacional, em misturas típicas para fabricação de coque metalúrgico. Misturas entre carvões coqueificáveis importados, coque verde de petróleo (CVP) e o carvão nacional da Camada Barro Branco foram produzidas de modo a permitir a avaliação termoplástica dessas misturas e assim avaliar a influência do carvão nacional na qualidade do coque. Os resultados apontam que a substituição parcial de carvão importado por nacional é viável tecnicamente sem que ocorram prejuízos importantes à qualidade do coque gerado. As diferenças de qualidade dos coques produzidos com ou sem carvão nacional foram menores para misturas com alto teor de CVP, onde as características termoplásticas da mistura passam a controlar a qualidade do coque gerado.

O carvão metalúrgico é o principal combustível utilizado em um alto forno, local em que é fundido o minério de ferro para a produção do ferro metálico e aço. Cerca de 70% destes materiais são produzidos pelas usinas siderúrgicas e são utilizados na construção de carros, pontes, edifícios, casas, painéis, etc. As indústrias siderúrgicas brasileiras importam mais de 14 milhões de toneladas anuais de carvão metalúrgico, provenientes de países como Estados Unidos, China, Austrália e Polônia.

Visando aproveitar o carvão mineral nacional no processo siderúrgico torna-se necessário aprofundar o desenvolvimento das seguintes tecnologias e torná-las disponíveis ao setor industrial:

- Caracterização de concentrados para uso na siderurgia em coque e injeção de carvão pulverizado em alto-forno (*PCI - Pulverized Coal Injection*).

- Processos de redução direta desenvolvidos para carvão mineral não coqueificável e com alto teor de cinzas.
- Processos de fusão-redução desenvolvidos para carvão mineral não coqueificável.
- Desenvolvimento de processos para uso do carvão mineral na pelletização de minério de ferro.
- Técnicas desenvolvidas para utilização do carvão mineral nacional gaseificado em processos de redução direta.
- Técnicas desenvolvidas para utilização mista carvão mineral/biomassa em processo de fusão redutora.

7.4.1 Rotas da produção de aço no mundo

Há quatro rotas principais para produção de aço, as quais estão esquematizadas na figura abaixo.

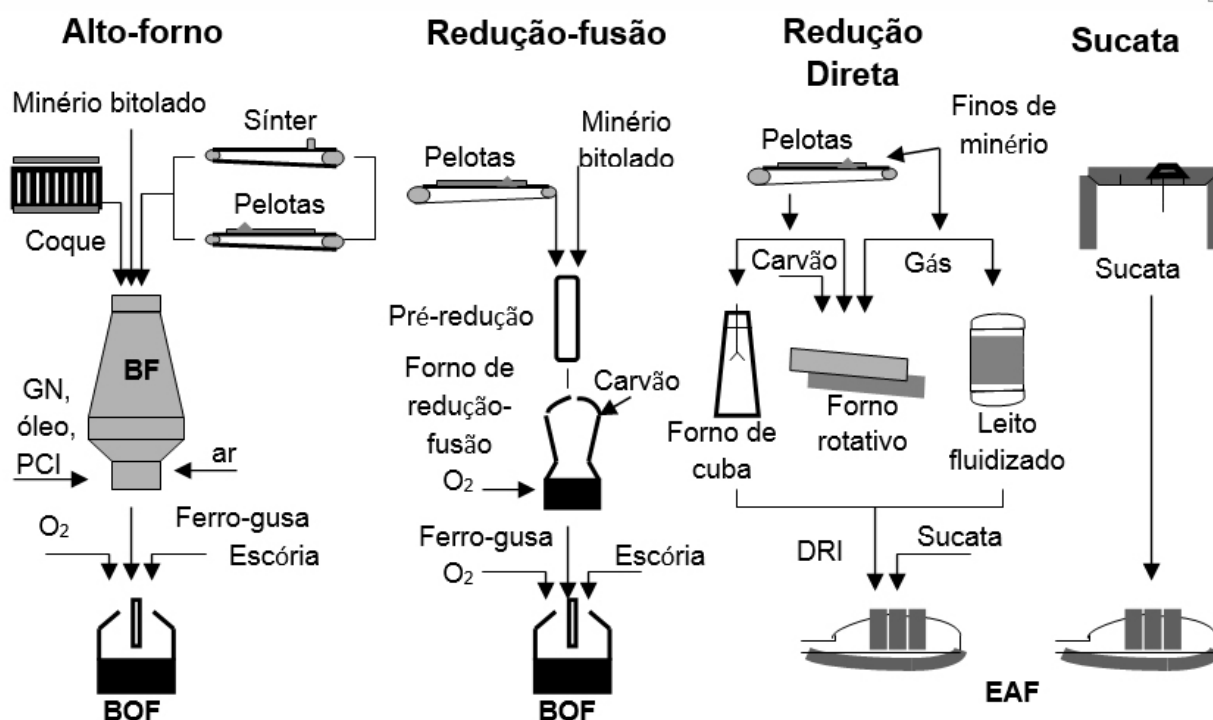


Figura 1: Fluxograma das rotas de produção de aço (GUDENAU, 1989).

A primeira rota utiliza o alto-forno (BF - Blast Furnace) e é responsável por aproximadamente 70% da produção de aço no mundo em 2010 (IABr, 2010). No alto-forno, o ferro-gusa (também denominado genericamente como ferro-primário) é produzido a partir da redução do minério de ferro utilizando carbono, principalmente na forma de coque e carvão pulverizado, como agentes redutores e combustíveis.

A siderurgia brasileira apresenta uma peculiaridade, que é a produção de ferro-gusa em altos-fornos a carvão vegetal. Atualmente cerca de 1/3 desse ferro-gusa é produzido nos chamados mini altos-fornos, sendo a maior parte por produtores independentes que produzem ferro-gusa para uso posterior em aciarias elétricas e fundições, e a outra parte por usinas integradas produtoras de aço. É importante salientar que os grandes altos-fornos brasileiros a coque não podem operar com carvão vegetal devido à menor resistência mecânica deste último.

A rota da Redução Direta produz ferro metálico na forma sólida, chamado ferro-esponja ou DRI (Direct Reduced Iron), utilizando carvões não coqueificáveis ou gás natural como redutor/combustível. O DRI é

usado juntamente com sucata em fornos elétricos a arco (EAF). A rota da sucata não utiliza redutor, pois o aço é produzido a partir da reciclagem de sucata ferrosa em fornos elétricos.

A rota mais nova é chamada de fusão-redutora, na qual o ferro-gusa é produzido fora do alto-forno, em uma ou mais etapas, utilizando carvões não-coqueificáveis em substituição ao coque. Os processos comerciais existentes apresentam a etapa de pré-redução do minério de ferro separada da etapa de fusão.

A principal razão para o desenvolvimento de novos processos de redução e de redução-fusão é evitar as etapas de coqueificação e sinterização antes do alto-forno, que são caras e poluentes. O alto-forno, no entanto, ainda é um processo competitivo para a produção de ferro primário e tem mostrado flexibilidade para adaptação às novas exigências da siderurgia. Ainda hoje, 95% do ferro primário produzido no mundo é via alto-forno a coque. Os outros 5% são produzidos em processos de redução direta (principalmente com redutor gasoso). Poucas plantas de processos de fusão-redutora já foram construídas em nível comercial no mundo.

7.4.2 Situação da produção de aço via alto-forno a coque no Brasil

As usinas integradas a coque no país representam cerca de 75% da produção siderúrgica brasileira (IABr, 2010). Nos últimos anos, verifica-se a construção de novos altos-fornos a coque no país, sempre baseados em tecnologia e projetos importados (CGEE, 2012). O aumento dos estoques de aço e queda do preço devido à entrada de aço chinês mais barato postergou os investimentos previstos para implantação de novas usinas siderúrgicas e de novos altos-fornos.

Apesar disso, a hegemonia dos grandes altos-fornos a coque na siderurgia brasileira permanecerá nas próximas décadas. Isso demandará um consumo crescente de coque produzido com carvões importados de alta qualidade, cada vez mais escassos e caros. O coque representa entre 40-50% do custo do ferro-gusa produzido ou cerca de 30% do preço final do aço. A siderurgia integrada brasileira ocupa um lugar de destaque no cenário mundial quanto à operação de altos-fornos a coque. Os grandes altos-fornos brasileiros se destacam quanto à sua produtividade, baixo *fuel-rate*, duração de campanha de operação sem paralisação para reforma e elevados índices de tratamento e reciclagem de resíduos e emissões. Praticamente todos os grandes altos-fornos brasileiros produzem energia elétrica através da utilização dos gases captados no topo do alto-forno. Para isso é necessário que a carga metálica (sinter e pelotas) e, em especial, o coque, tenha elevada qualidade, o que demanda aquisição de bons carvões coqueificantes para a sua produção.

Considerando o alto-forno a coque como a principal rota de produção de aço a médio e longo prazo no Brasil e no mundo, pode-se afirmar que o carvão coqueificável é uma matéria prima fundamental para a produção de aço nas próximas décadas.

7.4.3 Participação do carvão nacional na rota de produção de aço em alto-forno

Todo o carvão utilizado nos processos da siderurgia brasileira, seja coqueificável ou não, é importado. A participação do carvão nacional nessa rota poderia ocorrer no caso de uso do carvão como combustível nos processos de pelletização de minério de ferro, de coqueificação e de injeção direta sob forma pulverizada.

7.4.3.1 Pelotização

O processo de pelletização, realizado predominantemente pelas mineradoras, utiliza carvões tipo semi-antracitos e antracitos importados com baixos teores de cinzas, enxofre e álcalis. Esse tipo de carvão tem

ocorrência conhecida em Santa Catarina, mas para viabilizar sua utilização, são necessários estudos de caracterização e de aplicação no processo de pelotização.

7.4.3.2 Coqueificação

Para o processo de coqueificação é necessário que o carvão possua propriedades coqueificantes ou aglutinantes, isto é, quando aquecido em ausência de ar, ele deve amolecer, inchar, aglomerar e, finalmente, desvolatilizar e solidificar, na forma de um sólido poroso e rico em carbono, de alta resistência mecânica, chamado coque. Na siderurgia atual são utilizadas, para produção de coque, misturas de vários tipos de carvões – classificados como baixo, médio e alto volátil, com menos de 10% de cinzas e 1% de enxofre, e baixos teores de álcalis, cujo somatório de suas propriedades possibilita produzir um coque adequado. Pode-se utilizar também carvões denominados “*soft*” que são carvões fracamente aglutinante ou que tem as propriedades químicas com teores maiores que os especificados. Na escolha e ponderação dos carvões, os fatores econômicos são sempre levados em consideração. O processo de coqueificação consiste em um aquecimento de carvões coqueificáveis, em ausência de ar, até cerca de 1100°C. Ocorre, então, uma decomposição térmica que dá origem aos produtos voláteis e ao coque.

As baterias de fornos de coque dividem-se entre aquelas que permitem ou não o aproveitamento dos coprodutos. De um lado, nas coquearias com recuperação de coprodutos (câmaras de coqueificação verticais), a matéria volátil liberada do carvão durante o processo de coqueificação é coletada para posterior tratamento. Esses produtos carboquímicos processados originam uma ampla variedade de produtos químicos comercializáveis. Os resíduos e os gases são usados como combustíveis. De outro, nas baterias de coque (fornos horizontais) sem recuperação (*non-recovery*), o gás residual é alimentado em uma caldeira de recuperação de calor, convertendo o excesso de calor e a energia química do gás em vapor para geração de energia. Uma vantagem desta tecnologia é que não ocorrem vazamentos de quantidades apreciáveis de emissões. Uma planta de capacidade de produção de 1,5 milhão de toneladas de coque ao ano pode gerar 155 MW de eletricidade. Esse tipo de coquearia, além de gerar energia elétrica que é vendida para fora da usina, acarreta significativas vantagens ambientais, pois não há emissão de gases de SO_x e HPA's (hidrocarbonetos policíclicos aromáticos) que são nocivos ao meio ambiente e à saúde. Salienta-se que esse tipo de processo é aprovado pelo órgão ambiental EPA dos Estados Unidos. Estudos de misturas de carvões para coqueificação e avaliação da qualidade do coque, são feitos atualmente no Instituto Nacional Del Carbon - Espanha e na Ecole Centrale Paris - França.

7.4.3.3 Carvão pulverizado para injeção em altos-fornos (PCI)

A tecnologia de injeção de combustíveis auxiliares na parte inferior do alto-forno (*Pulverized Coal Injection*) é praticada mundialmente com o objetivo de substituir parte do coque necessário para a produção de ferro-gusa, importante componente na fabricação do aço, diminuindo desta forma o seu consumo, diminuindo o custo de produção do ferro-gusa e podendo significar um relevante ganho ambiental.

O processo de injeção de materiais pulverizados pelas ventaneiras de altos-fornos é um dos meios pelos quais serão alcançados menores índices de emissões de CO₂ no setor siderúrgico.

O processo de coqueificação emprega carvões de elevado custo e responde por grande parte das emissões de gases poluentes nas usinas siderúrgicas. Por questões operacionais, estratégicas e logísticas as usinas siderúrgicas utilizam para PCI misturas de carvões de características diferentes. Uma estratégia bem-sucedida para a economia de coque é a injeção de combustíveis auxiliares na região das ventaneiras

dos altos-fornos. A queima do combustível pulverizado gera energia e gases redutores para o minério de ferro. Os melhores carvões para PCI são aqueles que possuem boa combustibilidade, minimizando assim a geração de sólido residual (char), que pode prejudicar o funcionamento do alto-forno.

A injeção de carvão pulverizado é uma das novas tecnologias aplicadas na indústria visando, entre outros objetivos, substituir parte do coque utilizado em alto forno, diminuindo desta forma o seu consumo. Tal procedimento pode significar um relevante ganho ambiental e diminuir custos na fabricação do ferro gusa, importante componente na fabricação do aço.

Assim como para a coqueificação, todo carvão usado para injeção nos altos-fornos é importado. O carvão para PCI não precisa ser coqueificável, permitindo uma aplicação de maior variedade em termos de *rank* dos carvões, desde alto voláteis até baixo voláteis ou semi-antracitos, com significativa redução de custos. Atualmente as usinas estão injetando misturas de dois ou mais carvões alto-voláteis e baixo-voláteis, pois um teor médio-volátil apresenta muitas vantagens operacionais ao alto-forno. Carvões médio-voláteis são raramente usados, pois apresentam, na sua maioria, propriedades coqueificantes, e são direcionados para a produção de coque.

Os altos fornos no Brasil utilizam carvões com variados teores de material volátil e baixos teores de cinzas. Nestas circunstâncias, para determinar a real aplicabilidade do PCI dois parâmetros são fundamentais, tanto para carvões nacionais como para blends (misturas de carvões de diferentes procedências: a combustibilidade do carvão e a reatividade do char (resíduo de um processo de conversão térmica (gaseificação, pirólise e combustão)).

De maneira geral, é possível considerar que os carvões brasileiros apresentam alta reatividade e combustibilidade em Análise Termogravimétrica (TGA), mas sua injeção em alto forno, de maneira individual, não blendada, não parece ser factível, devido aos altos teores de cinzas, enxofre e álcalis dos carvões brasileiros.

A injeção de carvões blendados com carvões brasileiros seria particularmente interessante desde que viabilizasse o uso do carvão nacional e, portanto, diminuísse a dependência externa de carvão para uso em PCI.

Os carvões tipo alto-voláteis das jazidas do Rio Grande do Sul se enquadram nesse leque de possibilidades, desde que sejam atendidas as limitações relativas às propriedades químicas, cinzas (cerca de 10%), enxofre (máximo de 1%) e álcalis, entre outros elementos, que são fundamentais para uso no alto-forno. Nesse contexto é fundamental a obtenção de carvões com menores teores de cinzas e enxofre através de eficientes processos de beneficiamento.

Estudos em nível de laboratório na UFRGS e no Instituto Nacional del Carbon da Espanha estão sendo feitos para analisar a utilização desses carvões em misturas com carvões importados e outros materiais carbonosos. Carvões da Jazida de Leão-Butia, no Rio Grande do Sul, apresentam propriedades químicas adequadas e melhores características para o beneficiamento do que as demais jazidas brasileiras (Machado, 2010). O principal fator limitante é a obtenção de baixos teores de cinzas de uma maneira mais rentável e eficiente. Para isso é necessário criar condições, do ponto de vista econômico e ambiental, para utilização da fração de carvão de alto teor de cinzas (>35%) que seria gerada pelo beneficiamento.

Cabe ressaltar que a proposta apresentada não é para a substituição total do carvão importado para uso em PCI. Como os altos-fornos a coque brasileiros são de alta *performance*, já se tem estabelecido os parâmetros ideais para as misturas de carvões. A percentagem máxima da participação de carvão nacional vai depender das propriedades obtidas com o beneficiamento dos carvões brutos.

Neste contexto, visando a avaliação de combustíveis em condições experimentais mais próximas das encontradas em um alto-forno, o Laboratório de Siderurgia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) projetou e desenvolveu um simulador com características inovadoras, possibilitando a coleta do resíduo sólido, análise quantitativa dos gases de combustão por cromatografia gasosa e aquisição instantânea (da ordem de milissegundos) dos dados termodinâmicos (BARBIERI et al., 2017)

7.4.3.4 Misturas de carvão mineral e biomassa

A siderurgia é uma das grandes causadoras de emissões de gases de efeito estufa no setor industrial, já que a maior parte dos processos de produção de ferro líquido está baseada no uso de agentes redutores ricos em carbono, geralmente provenientes de fontes fósseis, como carvão mineral, óleo combustível e gás natural.

As biomassas de origem vegetal absorvem dióxido de carbono durante seu crescimento através da fotossíntese, sendo consideradas neutras com respeito a estas emissões. Assim, com uma utilização sustentável, o dióxido de carbono gerado pela queima deste tipo de biomassa pode ser absorvido novamente pela natureza. Embora o uso da biomassa na siderurgia ainda não seja economicamente competitivo, as sanções aplicadas pelo excesso de emissões de gases causadores do efeito estufa serão um fator relevante nas tomadas de decisão num futuro próximo, o que vai impactar o mercado mundial de ferro e aço (CGEE, 2012)

Um dos grandes desafios da atualidade na etapa de redução do minério de ferro é a co-injeção de carvão mineral com outros redutores de importância estratégica em altos-fornos modernos, como a biomassa. A caracterização experimental da queima de combustíveis sólidos, como carvão mineral e biomassa, requer a reprodução de condições semelhantes às encontradas em fornos e caldeiras. O dispositivo deve ser capaz de acompanhar a evolução das partículas de combustível durante o seu histórico de queima e acessar as emissões gasosas produzidas.

De acordo com PERALBA et al. (2017), experimentos de pirólise a vácuo, em escala da bancada (*bench-scale*), mostraram que combustíveis fósseis e biomassa, incluindo madeira, turfa, carvão mineral e folhelho betuminoso, podem ser convertidos com sucesso para produtos líquidos e gasosos, bem como para a produção de resíduos sólidos (char).

Em um contexto onde o Brasil importa a totalidade do carvão mineral para uso siderúrgico, e com as preocupações advindas das emissões de gases causadores de efeito estufa, tem havido interesse das usinas em utilizar combustíveis alternativos, como misturas de biomassa vegetal com carvão mineral para fins de injeção em altos-fornos.

7.5 Inovações Tecnológicas

Nesta seção buscou-se priorizar inovações tecnológicas que visam o aproveitamento integral dos rejeitos do carvão mineral, com o desenvolvimento de metodologias inovadoras de gestão para o uso racional de rejeitos de mineração de carvão como fonte alternativa de recursos naturais para múltiplas aplicações.

7.5.1 Rebeneficiamento

Na abordagem convencional, o carvão mineral, na forma como existe no ambiente natural, é extraído da área de ocorrência e encaminhado à usina de beneficiamento, onde é separado em duas partes: o produto, que pode ser energético ou metalúrgico, e o rejeito, que é depositado em área de descarte.

Na abordagem inovadora, é incorporado o conceito do rebeneficiamento, onde são obtidos três produtos: o primeiro é a fração energética, constituída por carvão energético ou metalúrgico, como na abordagem convencional; o segundo é a fração rochosa, onde o rejeito pode ser utilizado como agregado, na rochagem ou como *back fill* (preenchimento por rejeitos de vãos já minerados em galerias subterrâneas); o terceiro produto é a fração piritosa, de onde podem ser obtidos enxofre elementar, coagulantes e pigmentos.

A rochagem vem se tornando uma ferramenta importante na agricultura, por permitir que solos empobrecidos em nutrientes, quando muito explorados pelo cultivo e também em regiões onde os terrenos são muito lixiviados, possam ter o aporte de remineralizadores. O pó de rocha, nome popular destes remineralizadores, vem a ser uma rocha moída e peneirada que tem a função de melhorar a qualidade física e química do solo.

A partir da caracterização dos rejeitos gerados no beneficiamento do carvão mineral produzido na região Sul do Brasil, são identificadas as potenciais aplicações industriais dos recursos minerais associados, além do desenvolvimento de processos minerais voltados ao aproveitamento integral dos rejeitos de beneficiamento e a consequente promoção de alternativas técnicas para mitigação dos impactos ambientais.

O aproveitamento de rejeitos do beneficiamento do carvão mineral possui duas vantagens:

- Minimizar a formação de depósitos (pilhas) de rejeito e, conseqüentemente, de Drenagem Ácida de Minas (DAM);
- Gerar produtos (concentrados) com teor suficiente para comercialização.

Quando o carvão mineral é classificado de acordo com a densidade dos produtos, três frações podem ser caracterizadas: leve, intermediária e pesada, cada uma delas com suas respectivas aplicações.

A - Fração Leve – Produto com densidade inferior a 2,0 g/cm³

Nesta categoria são encontrados os carvões metalúrgico e energético, diferenciados por suas propriedades químicas e petrográficas. Se o carvão for classificado como metalúrgico o produto a ser obtido será o coque de fundição. No caso de ser enquadrado como energético, o carvão será usado para queima em usinas termelétricas, indústria da cerâmica e indústria do cimento, entre outras. Para os casos de cogeração, o carvão pode ser utilizado para secagem de rejeitos finos, argilas e coagulantes, na ustulação da pirita, como cinzas nas cimenteiras e para confecção de concreto expandido autoclavado.

Quando o teor de carbono for significativo, o uso desta fração densimétrica poderia ser feito de duas maneiras:

- I - Em plantas de leito fluidizado circulante, que é uma tecnologia largamente conhecida e utilizada mundialmente para a queima de carvões e/ou outros materiais carbonosos com altos teores de cinzas e enxofre;
- II - Co-combustão de rejeitos de carvão com carvões de melhor qualidade ou outros rejeitos contendo consideráveis teores de carbono, onde é possível obter energia e ainda reduzir a quantidade de resíduos sólidos gerados em outras atividades industriais.

B - Fração Intermediária – produto com densidade entre 2,0 g/cm³ e 2,8 g/cm³

Os materiais caracterizados nesta fração para uso industrial são os aluminossilicatos, e as possíveis aplicações são na cerâmica vermelha, como tijolos e telhas e agregados em blocos de concreto. Outros usos possíveis com tecnologias emergentes são na rochagem e como *back fill*.

A fração com maior teor de matéria mineral e menor teor de enxofre, com reduzido potencial de geração de acidez, poderia ser utilizada como agregado na construção civil e na fabricação de solos para recuperação de áreas degradadas.

C - Fração Pesada – material com densidade superior a 2,8 g/cm³

Nesta faixa densimétrica a predominância é da pirita e as possíveis aplicações seriam para obtenção de enxofre elementar, ácido sulfúrico e magnetita, além de sulfato ferroso, pigmentos e coagulantes como tecnologias emergentes.

Estudos conduzidos com rejeitos de carvão da Camada Barro Branco no estado de Santa Catarina, a partir do beneficiamento gravimétrico, indicaram a potencialidade de obter-se três produtos com diferentes aplicações na indústria (AMARAL FILHO (2014)).

Os rejeitos piritosos poderiam ser utilizados de diversas formas, como na produção de ácido sulfúrico, a partir da ustulação da pirita, na fabricação de sulfato férrico, um produto químico muito usado como coagulante em operações de tratamentos de água para abastecimento público e no tratamento de efluentes industriais e sanitários.

7.5.2 Recuperação hidrometalúrgica de metais a partir da Drenagem Ácida de Minas (DAM)

A drenagem ácida de minas é um importante problema ambiental na mineração de carvão. No caso do Brasil, a DAM atinge fortemente a região carbonífera de Santa Catarina, onde por quase um século a atividade de extração do minério ocorreu sem os devidos cuidados ambientais, impactando de maneira severa uma grande bacia hidrográfica local.

Aproximadamente 65% do carvão ROM (*run-of-mine*) extraído de minas subterrâneas na região carbonífera de Santa Catarina são descartados em depósitos de rejeitos. Em ambientes onde os rejeitos do beneficiamento encontram-se expostos ao clima, a DAM ocorre a partir da oxidação dos sulfetos metálicos quando em contato com água e oxigênio, resultando uma solução de elevada acidez e com altos teores de sulfatos e ferro. Esta elevada acidez ocasiona a dissolução de uma série de outros elementos químicos presentes na matéria mineral, tais como Al, Mn e Zn, podendo também apresentar traços de Cu, Ni, Cr, Cd, Pb e outros metais, agravando ainda mais o problema ambiental.

O tratamento convencional da DAM consiste na adição de reagentes alcalinos para aumentar o pH e precipitar os metais dissolvidos na forma de hidróxidos. Embora o tratamento ativo seja eficiente, apresenta as desvantagens de um alto custo operacional e problemas relacionados com a disposição final do lodo gerado. Uma possibilidade que se apresenta para tentar mitigar este problema seria tratar a solução ácida, visando recuperar os elementos metálicos na forma de produtos, com algum valor agregado.

ALMEIDA SILVA et al. (2010) propuseram aplicar o método de precipitação seletiva à drenagem ácida, visando recuperar o ferro e reutilizá-lo na obtenção de pigmentos. O precipitado obtido foi purificado e utilizado para a produção de pigmentos amarelo (goethita), vermelho (hematita) e preto (magnetita). Avaliações preliminares indicaram um grande potencial para a aplicação dos pigmentos na fabricação de tintas e concreto colorido. O processo reduz o desperdício de materiais, minimiza o impacto ambiental

e pode se tornar uma fonte alternativa de recursos dentro da cadeia de produção de carvão mineral no Brasil, ao possibilitar a obtenção de um lodo com alta pureza, propiciando sua utilização na produção de materiais com valor agregado. Além disso, o processo de precipitação seletiva aplicado à drenagem ácida de minas pode reduzir em mais de 80% o volume de lodo produzido nas atuais estações de tratamento de efluentes.

Estimativas de aproveitamento da pirita na região carbonífera de Santa Catarina para produção de ácido sulfúrico indicam um acréscimo de 14% da demanda brasileira deste insumo poderia ser realizado com os atuais níveis de produção de carvão, reduzindo em até 75% o enxofre disposto no ambiente e trazendo benefícios econômicos e ambientais à região carbonífera de Santa Catarina. (WEILER, 2016)

7.5.3 Produção de agregados miúdos para concreto com rejeitos da mineração de carvão

Em busca de alternativas que visem tornar os rejeitos da mineração do carvão mineral aproveitáveis economicamente surge a possibilidade de utilizá-los como substitutos de agregados miúdos na produção de concreto para pavimentação. Estudos realizados com rejeitos de carvão da Camada Barro Branco, em Santa Catarina, contendo 90% de cinzas e 1,8% de enxofre total, apresentaram resultados promissores (SANTOS, C.R. et al.). Pesquisas desenvolvidas com este fim permitem reduzir o passivo ambiental das indústrias carboníferas catarinenses e criar um padrão de gerenciamento de resíduos sólidos na mineração de carvão visando a produção limpa e o desenvolvimento sustentável.

7.5.4 Solo construído

No estado de Santa Catarina, 60-70% do carvão ROM é considerado rejeito e depositado em locais identificados como módulos de rejeitos, onde sofre ação do clima e exige rígido controle que impeça a geração de drenagens ácidas, fenômeno muito comum na região carbonífera catarinense.

Um estudo na forma de tese de doutorado (FIRPO, 2015) propôs a produção de solo a partir do rejeito de carvão mineral, para ser utilizado na própria recuperação de áreas degradadas pela atividade de mineração. Os materiais utilizados neste estudo foram: rejeito de carvão mineral isento de matéria orgânica e de nódulos de pirita; escória de aciaria, material resultante da produção de aços especiais e aço ao carbono; calcário comercial; lodo de estação de tratamento de esgotos (ETE), submetido a tratamento térmico para desinfecção e secagem, constituindo um biossólido; cinzas de cascas de arroz como condicionante físico; *Avena strigosa*, ou aveia preta, gramínea de inverno com alta capacidade de perfilhamento e crescimento rápido. É grande produtora da massa verde, rica em proteína e bastante apreciada pelos animais como forrageira. A aveia var. Strigosa é adaptada a solos mais pobres e baixas temperaturas dos trópicos e é muito cultivada para forragem, principalmente na região Sudeste e Sul e solo de área de empréstimo como material de controle.

Após a realização dos ensaios em escala de bancada constatou-se a viabilidade de utilização dos materiais testados para as aplicações propostas inicialmente. Assim, a mistura contendo rejeito de carvão, com 0,8% de enxofre total, cinzas de cascas de arroz, escória de aciaria ou calcário, e biossólido resultou em um solo com propriedades químicas adequadas ao crescimento da gramínea. Outra possibilidade seria a mistura contendo rejeito de carvão dessulfurizado, cinzas de cascas de arroz, escória de aciaria e lodo tornar-se uma alternativa à disposição individual destes materiais diretamente em módulos de rejeitos e aterros. Outra conclusão do estudo foi que o uso de escórias de aciaria mostrou-se uma possibilidade viável de substituir o calcário na neutralização de rejeitos de carvão, de acordo com os

parâmetros propostos no trabalho.

Mesmo que as escórias de aciaria e, em especial a escória de aço especial, tenham incluído o cromo no sistema solo-planta, as condições edáficas favoreceram o crescimento da gramínea, indicando pouco efeito do elemento cromo no crescimento vegetal.

Entre os usos mais comuns das cinzas de carvão mineral volantes e pesadas geradas em termelétricas destacam-se a síntese de zeólitas, a produção de geopolímeros e como fontes de aluminossilicatos para a indústria de vidros.

7.5.5 Síntese de zeólitas

A remoção de poluentes de efluentes industriais por meio de zeólitas sintetizadas a partir de cinzas de carvão mineral, em processos que utilizam adsorção e troca iônica, é objeto de diferentes estudos e um tema atual, tornando possível que uma parte dos rejeitos do beneficiamento e do uso do carvão mineral tenha aplicação na atividade produtiva.

As zeólitas são aluminossilicatos estruturados em redes cristalinas tridimensionais tetraédricas do tipo TO_4 , onde $T = Si, Al$, e unidas nos vértices por átomos de oxigênio. As zeólitas podem ser naturais ou sintéticas e apresentam em sua estrutura cavidades e canais interconectados de dimensões moleculares, onde se alojam moléculas de água, íons de compensação ou outros adsorvatos. Este tipo de estrutura confere às zeólitas uma superfície interna muito grande, quando comparada a sua superfície externa, o que permite a transferência de matéria entre os espaços intracristalinos, mas com limitação imposta pelo diâmetro dos poros da zeólita.

Como as zeólitas naturais possuem um elevado teor de impurezas, que podem dificultar seu uso como trocadores iônicos, abriu-se a possibilidade de sintetizar zeólitas a partir de materiais alternativos, como as cinzas de carvão mineral. (FERRET, 2004)

Em função de suas características químicas, mineralógicas e morfológicas a sintetização de zeólitas a partir das cinzas de carvão mineral ocorre pelo método de ativação hidrotérmica, com dissolução de silício e alumínio das fases de cinzas com soluções alcalinas e consequente formação e precipitação do material zeolítico.

Ao longo das duas últimas décadas, as zeólitas sintetizadas a partir das cinzas volantes e pesadas de carvão mineral tiveram uma ampla e variada aplicação em diferentes áreas, como fonte de aluminossilicatos para a indústria de vidros, na produção de geopolímeros, remoção de metais pesados de efluente de aterro de cinzas de carvão, catalisadores para reação de transesterificação de glicerol, descontaminação de drenagem ácida de minas, como fonte de nutrientes para cultivo de plantas, adsorção de SO_2 , Hg e benzeno de corrente gasosa, adsorção de corantes Azul de Metileno, Tionina, Safranina T, Indigo Carmina e Reativo Laranja 16, Rodamina B, Violeta Cristal e Ácido Laranja 8, adsorção e troca iônica de metais, íons amônio e íons fosfato, de acordo com ZEN (2016).

Nos últimos anos foi possível encontrar mais usos para as zeólitas sintetizadas a partir das cinzas de carvão mineral. TERGOLINA (2013) obteve zeólitas e sílica amorfa a partir das cinzas volantes de carvão mineral. Avaliação semiquantitativa feita por fluorescência de raios X indicou que a sílica amorfa precipitada apresentou pureza acima de 95% e a sílica amorfa obtida a partir do gel apresentou pureza de 75%. A zeólita Merlinoíta, sintetizada e caracterizada a partir de cinzas volantes de carvão mineral encontra aplicação na agricultura como fertilizante potássico, pois teve um desempenho similar ao KCl no crescimento do trigo, não inibindo seu crescimento (GOMES FLORES et.al, 2017).

7.6 Considerações finais

O Brasil possui uma das maiores reservas de carvão mineral do mundo. Apenas 13 países possuem reservas maiores. Porém, estes são os maiores produtores mundiais de carvão mineral, enquanto que a produção brasileira é apenas a 26ª. A consequência é que somos o único país com grandes reservas que não é também um grande produtor de carvão mineral.

O carvão mineral possui duas aplicações principais no Brasil: utilização como combustível para geração de energia elétrica e uso industrial, e utilização na siderurgia para produção de coque, ferro-gusa e aço. Na atual taxa de utilização, as reservas provadas são suficientes para prover carvão mineral por mais de 500 anos. O que acontece, porém, é que o País importa carvão mineral para a siderurgia, devido ao fato da qualidade do carvão nacional não ser adequada a este uso com as tecnologias atualmente empregadas e economicamente viáveis.

Uma política pública para melhor aproveitar o carvão mineral nas duas próximas décadas deve, necessariamente, estar alinhada com as diretrizes adotadas pelo Brasil nas questões relacionadas à sustentabilidade ambiental e expressas nas seguintes questões: Quais inovações e legislações são necessárias para que o histórico de emissões do Brasil não repita os padrões dos países que já alcançaram estágios de desenvolvimento superiores aos nossos? Quais as ações necessárias para transformar o País em uma liderança mundial em tecnologia no setor carbonífero? Quais inovações são necessárias para que novos processos de produção e novos produtos tomem lugar de forma economicamente viável e dentro da visão de economia verde? Quais desenvolvimentos tecnológicos e inovações são necessários à cadeia produtiva carbonífera, em especial para geração termelétrica, siderúrgica e carboquímica, visando aumentar a competitividade?

Não são questões facilmente respondíveis, mas dificilmente as respostas deixarão de vir das seguintes ações:

- Gerar produtos de elevado valor agregado, utilizando processos carboquímicos em consonância com a indústria petroquímica nacional;
- Investir no domínio de tecnologias que permitam diversificar o uso do carvão mineral nacional, com ênfase na gaseificação, para a qual já existe pesquisa no País, e que promoverá avanços na carboquímica, siderurgia e geração termelétrica;
- Gerar produtos que contribuam para a redução dos gases de efeito estufa, utilizando derivados do metanol produzidos a partir do gás de síntese ($\text{CO} + \text{H}_2$);
- Apresentar tecnologias de geração termelétrica, competitivas e ambientalmente adequadas para o atendimento da demanda energética nacional, através do aumento da eficiência dos processos e da redução de emissões;
- Dominar a tecnologia de produção de carvão nacional com qualidade para uso siderúrgico;
- Promover tecnologias de mistura do carvão mineral nacional com biomassa, visando à redução das emissões na siderurgia;
- Dominar tecnologias de interesse mundial, pois diversos países possuem carvão de qualidade semelhante ao do Brasil, e se interessam em aumentar sua utilização de forma rentável, limpa e eficiente.

O maior uso do carvão mineral nacional, de forma limpa e eficiente, pode ser dividido em três aplicações principais: carboquímica, siderurgia e geração termelétrica. Em curto prazo, a geração termelétrica pode promover um aumento substancial da utilização de carvão mineral, de forma limpa e eficiente. Em médio prazo, a carboquímica apresenta-se como uma solução inovadora, rentável e ambientalmente sustentável para o uso do carvão mineral nacional. Na siderurgia, o uso do carvão mineral nacional pode ser estimulado sob a forma de misturas com o carvão importado e associado ao carvão vegetal e biomassas em geração termelétrica.

Referências

Almeida Silva, R., 2010. Recuperação Hidrometalúrgica de Metais da Drenagem Ácida de Minas por Precipitação Seletiva, Tese, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais – PPGE3M. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Amaral Filho, J.R., 2014. Aproveitamento de rejeitos de carvão em Santa Catarina, Brasil, Tese, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais – PPGE3M. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Anuário Estatístico. Instituto Aço Brasil, 2010. Rio de Janeiro: Instituto Aço Brasil.

Barbieri, C.T, Machado, A.S., Rech, R.L., Pohlmann, J.G., Osório, E., Vilela, A.C.F., 2017. O simulador da zona de combustão do alto-forno do Laboratório de Siderurgia da UFRGS - Uma nova ferramenta na seleção de carvões para injeção. [doi:10.20906/CPS/CBCM2017-0105](https://doi.org/10.20906/CPS/CBCM2017-0105)
Centro de Gestão e Estudos Estratégicos – CGEE. – 2012. Documento subsidiário para construção do roadmap tecnológico: proposta de roadmap para produção, uso limpo e eficiente do carvão mineral nacional: 2012 a 2035. Série Documentos Técnicos, 14:132 p.

DNPM – Sumário Mineral 2015, 35.

Empresa de Pesquisas Energéticas. Balanço Energético Nacional – BEN 2011: Ano base 2010. 2011. Disponível em: <<http://www.epe.gov.br/Estudos/Paginas/Balan%C3%A7o%20Energ%C3%A9tico%20>

Empresa de Pesquisas Energéticas. Balanço Energético Nacional – BEN 2016: ano base 2015. Disponível em: <http://www.epe.gov.br/Estudos/Paginas>.

Ferret, L.S., 2004. Zeólitas de cinzas de carvão: síntese e uso. Tese, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais – PPGE3M. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre,

Firpo, B.A., 2015. Produção de solo a partir de rejeito de carvão mineral. Tese, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais – PPGE3M. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Gomes Flores, C., 2016. Síntese de zeólitas potássicas a partir de cinza de carvão e aplicação no cultivo de trigo. Dissertação, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Química. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Gudenau, H.W., 1989. Vom Erz zum Stahl. Institut für Eisenhüttenkunde, RWTH Aachen, 497p.

Horn, M.B., Schneider, I.A.H., Pires, M.J.R., 2016. Removal of metals of acid mine drainage by precipitation and by ion exchange with zeolite nap1 In: 24th World Mining Congress, Rio de Janeiro. Proc. Katowice, Poland: Central Mining Institute.

International Energy Agency – IEA., 2011. CLEAN COAL CENTRE. Clean coal roadmaps to 2030, 2011. Key world energy statistics,

Kalkreuth, W., Peralba, M.C.R., Barrionuevo, S., Hinrichs, R., Lourenzi, R., Osorio, E., Pohlmann, J., Roy, C., De Caumia, B., Pakdel, H., 2017. Vacuum pyrolysis of Brazilian coal, peat and biomass - 1. preliminary results on characterization of feedstock, solid residues and conversion rates. [doi:10.20906/CPS/CBCM2017-0073](https://doi.org/10.20906/CPS/CBCM2017-0073)
Machado, J.G.M.S, Osório, E., Vilela, A. C. F., 2011. Avaliação da Reatividade do Carvão Vegetal, Carvão Mineral

Nacional e Mistura Visando a Injeção em Altos-Fornos. In: III Congresso Brasileiro de Carvão Mineral, Gramado. III Congresso Brasileiro de Carvão Mineral,

Martins, J.M.F., Heemann, R., Ketzer, J.M., Silva, Z.C.C.. Brazil's CBM(Coal Bed Methane)Challenge. World Coal, 19:39

Santos, C.R., Amaral Filho, J.R., Tubino, R.M.C., Schneider, I.A.H., 2013. Use of coal waste as fine aggregates in concrete paving blocks. Geomaterials. 3:54-59.

Stach, E., 1975. Textbook of Coal Petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart. 428 p.

Tergolina, H.M., 2013. Síntese de zeólitas e extração de sílica amorfa a partir de cinzas volantes de carvão. Dissertação, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais – PPGE3M. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Weiler, J., 2016. Benefícios ambientais na recuperação da pirita na mineração de carvão em Santa Catarina. Dissertação. Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais – PPGE3M. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Zen, B.P., 2016. Síntese de zeólitas a partir de cinzas de carvão e aplicação como adsorventes. Dissertação, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Química. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.