UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**HISTÓRIA DEPOSICIONAL E IDADE DO
INTERVALO PORTADOR DE CARVÃO DA
FORMAÇÃO RIO BONITO, PERMIANO DA BACIA
DO PARANÁ, NO DEPÓSITO DE CARVÃO
CANDIOTA, RS**

Sérgio Luís Fabris de Matos

Orientador: Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
1999

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

HISTÓRIA DEPOSICIONAL E IDADE DO INTERVALO PORTADOR
DE CARVÃO DA FORMAÇÃO RIO BONITO, PERMIANO DA BACIA
DO PARANÁ, NO DEPÓSITO DE CARVÃO CANDIOTA, RS

SÉRGIO LUÍS FABRIS DE MATOS

Orientador: Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto
Examinadores: Prof. Dr. Claudio Riccomini
Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina
Prof. Dr. Fábio Taioli
Prof. Dr. José Alberto Quintanilha

SÃO PAULO
1999

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005178

**HISTÓRIA DEPOSICIONAL E IDADE DO
INTERVALO PORTADOR DE CARVÃO DA
FORMAÇÃO RIO BONITO, PERMIANO DA BACIA
DO PARANÁ, NO DEPÓSITO DE CARVÃO
CANDIOTA, RS**

Sérgio Luís Fabris de Matos

Orientador: Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

**SÃO PAULO
1999**

À Sandra

RESUMO

O Depósito de Carvão Candiota, localizado na porção meridional do Estado do Rio Grande do Sul, cobre uma área de aproximadamente 210 km², na qual estão contidas as maiores reservas de carvão conhecidas no Brasil. Este depósito é composto por um intervalo portador de carvão, o qual pertence à Formação Rio Bonito, unidade permiana da Bacia do Paraná.

O estudo da distribuição das fácies reconhecidas na Formação Rio Bonito por métodos geomatemáticos permitiu traçar a evolução da deposição ao longo de todo o depósito, com a identificação das áreas preferenciais de deposição de cada fácies e sistema deposicional.

O intervalo portador de carvão encontra sua maior expressão na porção nordeste da área, onde melhor se desenvolveu e persistiram as áreas protegidas do sistema de ilha barreira. Nas porções sul e sudeste os depósitos arenosos e heterolíticos predominam, indicando condições de mar aberto e maior desenvolvimento do sistema de plataforma.

O intervalo portador de carvão ocupa a porção média da unidade litoestratigráfica na região e marca a fase inicial de retomada do processo transgressivo, predominante durante boa parte do Permiano, após pequena regressão acompanhada de progradação de depósitos fluviais. Esta retomada deu-se com a instalação de ambientes litorâneos, do tipo ilhas barreiras e lagunas, nos quais foi possível o acúmulo e a preservação da matéria orgânica que originou o carvão. A continuidade do processo transgressivo permitiu o avanço dos sistemas de plataforma, encerrando a deposição de carvão.

Os *tonsteins* presentes nas camadas de carvão do intervalo foram reconhecidos como camadas de tufo alterado pela sua composição mineralógica e comportamento estratigráfico. Camadas claras com espessura constante por dezenas de quilômetros e a presença de minerais piroclásticos como zircão, pseudomorfo de quartzo beta e apatita, foram as evidências obtidas da origem dos *tonsteins* ligada ao acúmulo de cinza e pó vulcânicos.

O zircão presente nas camadas de *tonstein* foi datado e forneceu idade radiométrica U-Pb de 267,1±3,4 Ma, que corresponde ao Artinskiano, Permiano Inferior. Esta é a primeira idade absoluta obtida diretamente do intervalo sedimentar da Bacia do Paraná e será de grande valor para a calibragem de zonas palinomorfos. A época de deposição dos *tonsteins* coincide com pico de atividade vulcânica na porção sudoeste do Gondwana, atualmente região centro-noroeste da Argentina. Os *tonsteins* da Candiota são também correlacionáveis às outras camadas de tufos encontradas em bacias sul-americanas e também nas africanas, onde ocorre o Supergrupo Karoo.

ABSTRACT

The Candiota Coal Field, located in the southernmost part of Rio Grande do Sul State, covers an approximate area of 210 km², in which the largest coal reserves known in Brazil are enclosed. This deposit is composed of a coal-bearing interval belonging to the Rio Bonito Formation, a permian unit of the Paraná Basin.

The study of the distribution of the facies recognized in the Rio Bonito Formation using geomathematical methods allowed tracing the deposition evolution for the whole deposit, locating the preferential areas of deposition for each facies and the depositional system.

The coal-bearing interval has its greatest significance in the northeastern part of the area, where it had its best development as well preservation, thanks to a barrier island system. In the southern and southeastern parts, the sandy and heterolithic deposits predominate, indicating conditions of open sea and a better development of the shallow shelf system.

The coal-bearing interval in the middle part of lithostratigraphic unit marks the return of the transgressive process, prevailing during throughout the Permian, after an insignificant regression followed by fluvial deposits progradation. This retaking takes place after the formation of a barrier island-lagoon system, where accumulation and preservation of organic matter was possible, thus originating coal. The continuous transgressive process allowed an advance of the shore system terminating the formation of peat.

The tonsteins present in the coal beds were recognized as altered tuffs intercalations, evidenced by mineralogical composition and stratigraphic behavior. Light colour beds with constant thickness spreading for tens of kilometers and the presence of pyroclastic minerals as zircon, beta quartz pseudomorphs and apatite were the main evidences of the origin of tonsteins as a result of accumulation of volcanic ash and dust.

The zircon from the tonsteins was dated by means of the U-PB method, yielding a radiometric age of 267.1 ± 3.4 Ma, corresponding to the Artinskian, Early Permian. This is the first absolute age obtained for a sedimentary interval of the Paraná Basin and is of great value in the calibration of palynomorphic zones. The time of tonsteins deposition coincides with the peak of volcanic activity in the southwestern part of Gondwana, now central-northwestern part of Argentina. The tonsteins from Candiota are also correlated with other tuff beds found in South American and South African basins where the Karoo Supergroup occurs.

AGRADECIMENTOS

Os mais sinceros agradecimentos são dirigidos àqueles que contribuíram para a realização deste trabalho:

- ao Professor Jorge Kazuo Yamamoto pela orientação e incentivo constante, decisivos para o desenvolvimento deste trabalho;
- ao Professor Armando Márcio Coimbra que, embora tenha participado das fases iniciais de campo, teve grande influência nos destinos do meu trabalho de doutoramento, sobretudo por suas brilhantes idéias com respeito à origem das camadas de *tonsteins*;
- aos meus pais e meu irmão pelo apoio constante;
- aos colegas da Sala de Projetos: Carlos C. Araújo, Sidney S. Goveia, Priscilla A. de Godoy, Sérgio N. G. Saito, e aos demais colegas do IGc-USP pela convivência agradável;
- aos colegas George de Barros, Márcia Mika Saito, Marcelo Monteiro da Rocha, Rita Parisi Conde, Hélio Shimada, Sérgio V. Liotte, Gianna M. Garda, pela colaboração em diferentes etapas deste trabalho;
- ao Professor Cláudio Riccomini pelo apoio e discussões sempre proveitosas;
- ao Sr. Isaac J. Sayeg do Laboratório de Microscopia Eletrônica do IGc-USP pela obtenção das imagens, análises e pelas discussões;
- ao LCT-Laboratório de Caracterização Tecnológica pela utilização do microscópio eletrônico de varredura.
- ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), especialmente ao Sr. Walter M. Sprosser pelo auxílio na preparação das amostras e ao Professor Miguel A. S. Basei pelas discussões sobre as idades U-Pb;
- à CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais pelo apoio e cessão do material necessário para a realização deste trabalho;

- à Companhia Riograndense de Mineração (CRM) e ao Geólogo Fernando Dable de Mello pela cessão de material e pelas visitas as áreas de extração;
- à COPELMI pelas visitas as suas áreas de exploração;
- ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado (Processo CNPq 142302/1995-3);
- à FAPESP-Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, pela concessão de auxílio à pesquisa (Processo FAPESP 95/8812-4) que permitiu a realização dos trabalhos de campo, bem como a suplementação de *hardwares* e *softwares*;
- à GENTI pelo apoio e companheirismo;
- e finalmente à Sandra, sempre presente, mesmo distante.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. Generalidades	1
1.2. Objetivos	1
1.3. O Depósito de Carvão Candiota	4
1.4. Mineração	4
1.5. Dados Disponíveis	5
1.6. Breve Histórico da Exploração e Estudos	6

CAPÍTULO 2

MÉTODOS EMPREGADOS

2.1. Compilação de Trabalhos Anteriores	10
2.2. Sensoriamento Remoto	10
2.3. Estudo de Fácies	12
2.4. Estatística Descritiva	13
2.5. Mapas Variabilidade Vertical de Fácies	13
2.6. Análise Geomatemática	16
2.6.1. Estimativa por Krigagem	17
2.6.2. Interpolação pelo Inverso da Potência da Distância	18
2.6.3. Simulação	18
2.7. Estudo de Seqüências	19
2.8. Estudo de <i>Tonsteins</i>	19
2.9. Formas de Análise	20
2.9.1. Análise Estratigráfica	20
2.9.2. Tratamento Geomatemático dos Dados	21

CAPÍTULO 3

FORMAÇÃO RIO BONITO

3.1. A Formação Rio Bonito na Bacia do Paraná	23
3.2. A Formação Rio Bonito no Depósito de Carvão Candiota	24
3.2.1. Estratigrafia	24
3.2.2. Ambientes Depositionais	26
3.2.3. Arcabouço Tectônico	29
3.2.4. Camada Candiota	30
3.2.5. Demais Unidades Litoestratigráficas Presentes no Depósito de Carvão Candiota	31
3.3. Ambientes de Ilha Barreira	36

CAPÍTULO 4

ANÁLISE DE FÁCIES

4.1. Litofácies	41
4.1.1. Esquema de Litofácies	42
4.1.2. Conjuntos de Litofácies	50
4.2. <i>Datum</i>	57
4.3. Distribuições	58
4.3.1. Variáveis Estudadas	60
4.3.1.1. Litofácies da Formação Rio Bonito	60
4.3.1.2. Parâmetros de Qualidade do Carvão	62
4.3.2. Distribuição das Espessuras da Formação Rio Bonito	64

4.3.3. Distribuição das Espessuras do carvão	75
4.3.4. Distribuição das Espessuras das Litofácies Inorgânicas	88
4.3.5. Distribuição das Espessuras do Grupo Itararé e Contorno Estrutural do Embasamento	94
4.3.6. Distribuição dos Parâmetros Associados à Qualidade do Carvão na Área da Mina da Candiota	97
4.4. Análise de Sequências	106
4.4.1. Definições	107
4.4.2. Aplicações Anteriores no Depósito de Carvão Candiota	110
4.4.3. Discussão Baseada nas Informações de Campo	112
4.4.4. Distribuição 3D das Litofácies	118
CAPÍTULO 5	
ESTRATIGRAFIA E IDADE DOS <i>TONSTEINS</i> DO DEPÓSITO DE CARVÃO DA CANDIOTA	120
5.1. Definições	120
5.2. <i>Tonsteins</i> do Depósito de Carvão Candiota	121
5.3. Objetivos do Estudo dos <i>Tonsteins</i>	126
5.4. Método de Tratamento das Amostras de <i>Tonsteins</i>	127
5.5. Mineralogia dos <i>Tonsteins</i>	133
5.5.1. Minerais Autigênicos	133
5.5.2. Minerais Primários	133
5.5.3. Idades U-Pb	141
5.6. Origem dos <i>Tonsteins</i> do Depósito de Carvão Candiota	141
5.7. Correlação com o Supergrupo Karoo	148
5.8. Correlação com o Vulcanismo Permiano da América do Sul	149
CAPÍTULO 6	
CONSIDERAÇÕES FINAIS	152
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	155

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1: Localização da área de estudo, destacando a área do Depósito de Carvão Candiota	3
Figura 1-2: Mapa de localização das áreas pesquisadas pela CPRM e pela CRM	8
Figura 1-3: Blocos operacionais definidos pela CPRM durante a realização do Projeto Grande Candiota (Menezes Filho & Rodrigues 1983).	9
Figura 2.1: Diferenças entre o cálculo da espessura total (A) de determinada fácies em um perfil (B) e o cálculo do centro de gravidade composto pelas diversas camadas de dada litologia presentes em um perfil (C e D) (l = distância do topo da seção; h = espessura), segundo Krubein & Libby (1957).	13
Figura 2.2: Camadas de mesma densidade de uma dada litologia representadas em suas posições originais ao longo de um perfil, segundo Krubein & Libby (1957).	14
Figura 2-3: Fluxograma apresentando as fontes de informações, os respectivos tratamentos propostos e os resultados esperados	22
Figura 3-1: Litoestratigrafia do intervalo Neopaleozóico-Mesozóico e as seqüências Carbonífera-Eotriássica e Neotriássica da Bacia do Paraná (adaptado de Milani <i>et al.</i> 1994 e incorporando as propostas de Ricomini <i>et al.</i> 1984, Matos 1995, Matos & Coimbra 1997 e Hachiro 1996).	25
Figura 3-2: Composição RGB com as bandas 4, 5 e 7 de imagem Landsat, destacando a área do Depósito de Carvão Candiota, considerada neste estudo e alguns elementos estruturais, com destaque para a Falha da Açotéia.	33
Figura 3-3: Primeira componente principal de bandas de imagem Landsat, com destaque para zonas com litotipos predominantes: 1: área com predomínio de rochas pelíticas das unidades Rio Bonito, Palermo, Irati e Teresina; 2: área com predomínio de sedimentos arenosos das unidades Rio do Rasto, Santa Tecla e porção inferior da Rio Bonito; 3: áreas do embasamento pré-Bacia do Paraná.	34
Figura 3-4: Seção típica da Camada Candiota na área da Mina da Candiota (as camadas de <i>tonsteins</i> T estão representadas com exagero vertical).	35
Figura 3-5: Esquema de um sistema deposicional de laguna-ilha barreira, adaptado de Reinson (1992).	39
Figura 3-6: Processos de migração de ilhas barreira: A-por afogamento e B-por retrabalhamento, durante transgressão marinha, adaptado de Reinson (1992).	40
Figura 4-1: Amostra de carvão da base do Banco Superior de carvão da Camada de Carvão Candiota, em frente de lavra da Malha IV da Mina da Candiota (CRM). As camadas brilhantes são vitrênio e as camadas mais foscas são ricas em matéria mineral (cinza).	43
Figura 4-2: Fácies Agf: argilito siltoso, camada Argilito Superbancos, Mina da Candiota (Al-Argilito Interbancos, BS-Banco Superior da Camada de Carvão Candiota, AS-Argilitos Superbancos, Ar-Arenito).	44
Figura 4-3: Camada de siltito argiloso com lentes de carvão. Frente abandonada da Mina de Seival.	45
Figura 4-4: <i>Tonsteins</i> B e C do Banco Superior de Carvão <i>in situ</i> .	46
Figura 4-5: Arenito fino com fitobioturbações provocadas por raízes. Intervalo 19.45 a 20.10m do testemunho de sondagem do furo HN -120, executado pela CPRM.	47
Figura 4-6: Arenito com estratificações cruzadas tangencial na base que intercala-se com rochas pelíticas do intervalo portador de carvão, BR 293, km 135.	48
Figura 4-7: Camada de rocha heterolítica com laminações <i>flaser</i> e <i>wavy</i> e bioturbação. Topo da Formação Rio Bonito, BR293, km 147, sentido Bagé-Pelotas.	49
Figura 4-8: Corpo arenoso recobrindo o Banco Louco. Afloramento de frente de lavra da Mina de Seival.	52
Figura 4-9: Camada de rocha heterolítica, gerada em planície de maré (intermaré), sobreposta a camada de carvão com desenvolvimento de canais (e. g. A e B). A rocha heterolítica é sotoposta a um pacote de arenitos de ilhas barreira..	54

Figura 4-10: Detalhes dos canais A e B da figura 4-9. Na base dos canais a camada heterolítica (fácies H) inicia-se com intercalações entre arenito branco e folhelho escuro, passando, rumo ao topo, para intercalações de siltito com folhelho escuro.	55
Figura 4-11: Tempestitos da porção superior da Formação Rio Bonito - Rodovia Br 293, km 147.	56
Figura 4-12: Localização dos furos de sondagem da CPRM e da CRM, utilizados neste trabalho.	59
Figura 4-13: Histogramas das espessuras : A-espessura a Formação Rio Bonito; B-espessura do intervalo portador de carvão; C-espessura do intervalo superior; D-espessura do intervalo inferior.	67
Figura 4-14: Diagramas de dispersão das espessuras dos intervalos da Formação Rio Bonito definidos segundo critério de presença de camada de carvão : A-intervalo portador de carvão e intervalo inferior; B-intervalo portador de carvão e intervalo superior; C-intervalo inferior e superior.	68
Figura 4-15: Variogramas experimentais e modelos ajustados: A-da espessura da Formação Rio Bonito; B-do intervalo portador de carvão; C-do intervalo superior da Formação Rio Bonito.	69
Figura 4-16: Resultados das validações cruzadas: A-da espessura da Formação Rio Bonito; B-intervalo portador de carvão; C-intervalo superior da Formação Rio Bonito.	70
Figura 4-17: Distribuição das espessuras da Formação Rio Bonito no Depósito de Carvão Candiota.	71
Figura 4-18: Distribuição das espessuras do : A-intervalo inferior da Formação Rio Bonito; B-intervalo portador de carvão da Formação Rio Bonito; C-intervalo superior da Formação Rio Bonito.	72
Figura 4-19: Distribuição do desvio padrão de krigagem : A-espessura da Formação Rio Bonito; B-espessura do intervalo portador de carvão; C-espessura do intervalo superior.	74
Figura 4-20: Histogramas parâmetros relativos às camadas de carvão do intervalo portador de Carvão da Formação Rio Bonito : A-soma das espessuras das camadas; B-espessura total de carvão; C-número de camadas de carvão.	76
Figura 4-21: Diagrama de dispersão das espessuras e números de camadas do intervalo portador de carvão : A-número de camadas de carvão pela soma das espessuras das camadas de carvão; B-número de camadas pela soma da espessura total de carvão nas camadas; C-número de camadas pela espessura do intervalo mineralizado.	77
Figura 4-22: Variogramas experimentais e modelos ajustados: A-da soma das espessuras das camadas de carvão; B-da espessura total de carvão; C-do número de camadas de carvão.	78
Figura 4-23: Resultados das validações cruzadas: A-da soma das espessuras das camadas de carvão; B-da espessura total de carvão; C-número de camadas.	79
Figura 4-24: Distribuição das variáveis relativas ao carvão da Formação Rio Bonito, mostrando as distribuições : A-das espessuras das camadas de carvão; B-da espessura total de carvão; C-do número de camadas.	81
Figura 4-25: Espessura total das camadas de carvão sobreposta pelas linhas de isovalores de número de camadas.	82
Figura 4-26: Histogramas dos parâmetros relativos ao estudo da distribuição do centro de gravidade médio das camadas de carvão : A-centro de gravidade médio; B-desvio padrão do centro de gravidade médio; C-assimetria da distribuição do centro de gravidade.	83
Figura 4-27: Variogramas experimentais e modelos ajustados: A-do centro de gravidade médio das camadas de carvão; B-do desvio padrão do centro de gravidade médio das camadas de carvão.	85
Figura 4-28: Resultados das validações cruzadas: A-do centro de gravidade médio das camadas de carvão; B-do desvio padrão do centro de gravidade médio das camadas de carvão.	86
Figura 4-29: Distribuições: A-do centro de gravidade médio das camadas de carvão; B-do desvio padrão do centro de gravidade médio das camadas de carvão.	87
Figura 4-30: Histogramas das espessuras das litofácies: A-Arenito fino e médio, B-Arenito médio e grosso e C-Conglomerado.	89

Figura 4-31: Histogramas das espessuras das litofácies: A-Folhelho Carbonoso, B-Pelitos, C-Rocha Heterolítica.	90
Figura 4-32: Distribuição das espessuras: A-Arenito médio e fino (Litofácies Afm); B-Arenito médio e grosso (Litofácies Amg); C-Conglomerado (Litofácies Cg).	91
Figura 4-33: Distribuição das espessuras: A-Folhelho Carbonoso (Litofácies Fc); B-Pelitos (Litofácies Agf e Si); C-Heterolítica (Litofácies H).	92
Figura 4-34: Distribuição vertical da proporção das fácies a cada 20 cm de profundidade no Depósito de Carvão Candiota. Foi utilizado como <i>datum</i> o topo da Formação Rio Bonito.	93
Figura 4-35: Histograma das espessuras (m) do Grupo Itararé na área do Depósito de Carvão Candiota.	95
Figura 4-36: Distribuição das espessuras do Grupo Itararé (<i>raster</i>) e mapa de contorno estrutural do embasamento (linha de isovalores em metros).	96
Figura 4-37: Histogramas das variáveis: A-espessura do Banco Superior da Camada Candiota; B-espessura do Banco Inferior da Camada Candiota; C-teor de cinzas do Banco Superior; D- teor de cinzas do Banco Inferior.	99
Figura 4-38: Histogramas das variáveis: A-teor de enxofre do Banco Superior; B-teor de enxofre do Banco Inferior; C-espessura do Argilito Interbancos; D-espessura do <i>overburden</i> .	100
Figura 4-39: Diagramas de dispersão das espessuras dos estratos que compõem a Camada Candiota: A- entre as espessuras do Banco Superior e do Argilito Interbancos; B- entre as espessuras do Banco Inferior e do Argilito Interbancos; C- entre as espessuras dos bancos Superior e Inferior.	101
Figura 4-40: Distribuições das espessuras do : A- Banco Inferior de carvão da Camada Candiota; B- Argilito Interbancos da Camada Candiota; C- Banco Superior de carvão da Camada Candiota. Áreas de concessão da CRM (Mina da Candiota).	102
Figura 4-41: Esquema mostrando a influência da diferença de suporte entre pontos do banco de carvão, onde há o mesmo teor de cinzas e diferentes espessuras.	103
Figura 4-42: Distribuição das espessuras de cinzas (variável acumulada) do: A-Banco Inferior de carvão; B- Banco Superior de carvão.	104
Figura 4-43: Distribuição das espessuras de enxofre (variável acumulada) do: A-Banco Inferior de carvão; B- Banco Superior de carvão.	105
Figura 4-44: A-Esquema comparativo entre a estratigrafia de seqüências e a litoestratigrafia tradicional em bacia de margem passiva, modificado de Kamola & Van Wagoner (1995); B- Esquema comparativo entre a estratigrafia de seqüências e a litoestratigrafia tradicional em bacia intracratônica, baseado em Kamola & Van Wagoner (1995)	109
Figura 4-45: Esquema de parasseqüências proposta por Alves (1994) para a seqüência alfa.	111
Figura 4-46: Limite entre a Formação Rio Bonito e a Formação Palermo. O deslocamento relativo entre os blocos ao longo dos planos de falha é pós-deposicional em relação à Formação Palermo. Rodovia BR 293, km 147.	113
Figura 4-47: Contato entre carvão e rocha heterolítica. Há respostas diferentes das litologias ao processo de deformação. Rodovia BR293, km 133,5.	115
Figura 4-48: Detalhe da camada de rocha heterolítica deformada. Rodovia BR293, km 133,5.	116
Figura 4-49: Cavalgamento das camadas de carvão S6 sobre camadas de folhelho e de rochas heterolíticas. Rodovia BR293, no trevo da rodovia de acesso às áreas de mineração.	117
Figura 4-50: Evolução dos sistemas deposicionais em perfil N-S da Formação Rio Bonito, no Depósito de Carvão Candiota, em intervalos de 5 m.	119
Figura 5-1: Afloramento de frente de lavra abandonada na Mina de Seival, onde está exposto o conjunto superior de camadas de carvão da Formação Rio Bonito.	123

Figura 5-2 Esquema do afloramento da frente de lavra abandonada na Mina de Seival.	124
Figura 5-3: Seção do conjunto superior de camadas de carvão. Afloramento BR 293, km 146, sentido Pelotas-Bagé. (os <i>tonsteins</i> apresentam espessuras exageradas).	125
Figura 5-4: <i>Tonstein</i> B (T_B) do Banco Superior da Camada Candiota. BS=Banco Superior de carvão; AS=Argilito Superbancos.	129
Figura 5-5: Exemplo de ocorrência de <i>tonstein</i> em afloramento do Banco Louco. Corte da ferrovia que liga Bagé a Pelotas, próximo do viaduto da rodovia de acesso à Mina da Candiota.	130
Figura 5-6: Mapa de localização dos afloramentos de camadas de <i>tonstein</i> . Ponto1- <i>tonsteins</i> A, B e C da Camada da Candiota e <i>tonsteins</i> do Banco Louco; Ponto 2- <i>tonsteins</i> B e C da Camada da Candiota, <i>tonsteins</i> do Banco Louco e <i>tonsteins</i> das camadas S5 e S6; Ponto 3: <i>tonstein</i> B da Camada Candiota e <i>tonstein</i> mais fino (superior) do Banco Louco; Ponto 4: <i>tonsteins</i> das camadas S5, S6 e S7; Ponto 5: <i>tonstein</i> mais fino (superior) do Banco Louco.	131
Figura 5-7: Seção do afloramento do km 152 da rodovia BR 293, onde estão expostas parte da Camada Candiota : Banco Superior (BS), Banco Inferior (BI) e Argilito Interbancos (AI) e ainda o Argilito Superbancos (AS) e o Banco Louco (BL) recoberto por camadas de arenito (Os <i>tonsteins</i> estão representados com as espessuras exageradas).	132
Figura 5-8: Esquema do tratamento das amostras de <i>tonstein</i> .	135
Figura 5-9: Difrátogramas representativos das amostras de <i>tonsteins</i> da Camada Candiota e do Banco Louco.	136
Figura 5-10: Caulinita vermiforme observada em microscópio eletrônico de varredura <i>tonstein</i> A (A) e (B).	137
Figura 5-11: A- Pirita framboidal associada a fragmentos vegetais dispersos na camada de <i>tonstein</i> B; B- Cristais de pirita associados a fragmentos vegetais dispersos nas camadas de <i>tonstein</i> B	138
Figura 5-12: A- Cristal euhedral de zircão alongado, biterminado, com bordas preservadas, <i>tonstein</i> A; B- EDS do zircão A; C-Cristal de zircão equidimensional com bordas preservadas e sem desenvolvimento de faces prismáticas, <i>tonstein</i> A; D-Cristal de zircão biterminado bordas preservadas, <i>tonstein</i> A.	139
Figura 5-13: A- Quartzo euhedral pseudomorfo do tipo beta (de alta temperatura) sem desenvolvimento de faces de prisma (<i>tonstein</i> C- Camada Candiota).	140
Figura 5-14: Prisma hexagonal de apatita, <i>tonstein</i> A. Banco Inferior da Camada Candiota.	145
Figura 5-15: Curva discórdia da amostra do <i>tonstein</i> A do Banco Superior da Camada Candiota na região da Mina da Candiota.	146
Figura 5-16: Representação da influência da espessura na alteração de tufos depositados entre camadas de turfa. A-espessura menor que 15cm; B-espessura maior que 15cm.	147
Figura 5-17: Ocorrência de tufos neopaleozóicos nas bacias intracratônicas do Sul-sudoeste do Gondwana (modificado de Lopes-Gamundi 1994 e Kay <i>et al.</i> 1989) e província riolítica carbonífera-permiana, local provável da geração do material piroclástico.	151

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1-1: Faixas de tolerância das características do carvão utilizado na Usina Termelétrica Candiota II.	5
Tabela 3-1: Associações de fácies definidas por Fontes & Cava (1980) com os ambientes relacionados.	26
Tabela 3-2: Intervalos operacionais propostos por Menezes Filho & Rodrigues (1983), com respectivos ambientes deposicionais e ocorrências de camadas de carvão.	28
Tabela 3-3: Proposta de Alves (1994) para sistemas deposicionais reconhecidos no intervalo correspondente à Formação rio Bonito, com suas respectivas fácies genéticas e ocorrências nas parassequências.	29
Tabela 3-4: Relação da amplitude da maré com o tipo de ilha barreira desenvolvida.	37
Tabela 4-1: Distribuição das parassequências dentro dos tratos de sistemas da sequência α , conforme proposto por Alves (1994).	110
Tabela 5-1 Datações absolutas U-Pb em zircão em tufos vulcânicos.	149

ANEXOS

Anexo1 - Bloco-diagrama

Anexo 2 – Seções N-S

- Seção 223000E
- Seção 235000E
- Seção 243000E

Anexo 3 - Seções E-W

- Seção 64772000N
- Seção 65072000N
- Seção 65172000N
- Seção 65272000N

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. Generalidades

A instalação da Mina de Candiota encerrou, ainda na década de 60, um ciclo secular de tentativas frustradas de exploração do Depósito de Carvão Candiota. Este depósito (Fig 1-1), o maior conhecido no Brasil, foi intensamente estudado no final da década de 70 e início da década de 80, gerando grande volume de informações, principalmente de subsuperfície.

O presente trabalho buscou a caracterização estratigráfica do Intervalo Portador de Carvão da Formação Rio Bonito, com a utilização combinada de técnicas tradicionais de análise de dados de campo e de testemunho e tratamentogeomatemático. Este último foi utilizado para o aproveitamento mais eficiente dos dados de subsuperfície existentes, gerando resultados novos, como visualizações 3D, que forneceram informações a respeito da distribuição das litofácies.

O estudo dos *tonsteins* encontrados no Depósito de Carvão Candiota permitiu identificar estes finos estratos como originados por chuvas de piroclastos. Todos os componentes que servem como identificadores da origem do *tonstein* foram observados e registrados nas camadas estudadas. Esta confirmação e a presença de quantidade adequada de zircão permitiram a realização de datação, obtendo-se assim a primeira idade absoluta U-Pb no intervalo sedimentar da Bacia do Paraná. Esta datação permitiu a correlação com as bacias permianas africanas e com eventos vulcânicos do sudoeste do Gondwana.

1.2. Objetivos

O conhecimento da distribuição dos parâmetros geológicos das camadas de carvão (e.g. profundidade, espessura), bem como dos parâmetros estratigráficos da Formação Rio Bonito da área do Depósito de Carvão Candiota é importante na interpretação da gênese dos depósitos e na definição das estratégias de exploração e extração atuais e futuras. Trabalhos anteriores trataram mormente de um destes tópicos por vez: petrologia

do carvão, ambientes de sedimentação, palinologia, estratigrafia de seqüências e cubagem de pequenas áreas com vistas a exploração.

O principal objetivo deste trabalho foi a reconstituição da história deposicional do intervalo portador de carvão da Formação Rio Bonito, bem como dos paleoambientes e da paleogeografia na época de sua deposição, com a preocupação de integrar ao máximo as informações existentes e documentadas, valendo-se de técnicas tradicionais e técnicas geoestatísticas e, ainda, estabelecer a idade dos depósitos. Estes objetivos foram atingidos com:

- a organização de bancos de dados numéricos com informações estratigráficas da Formação Rio Bonito na área do Depósito de Carvão Candiota;
- a integração dos dados disponíveis através da aplicação combinada de técnicas geoestatísticas com estudos estratigráficos;
- reconhecimento da variação espacial dos parâmetros que definem a qualidade do carvão dos depósitos da Formação Rio Bonito, através de métodos geomatemáticos como análise variográfica e estimativa por krigagem;
- a definição das principais seqüências e parasseqüências que formam o intervalo relativo à Formação Rio Bonito;
- a reconstituição da geometria tridimensional da Formação Rio Bonito, bem como do seu intervalo portador de carvão na área do depósito;
- a gênese e a idade das camadas de *tonstein* presentes no intervalo portador de carvão da Formação Rio Bonito no Depósito de Carvão Candiota, visando sua utilização como marco estratigráfico e elemento de correlação;
- a interpretação da paleogeografia e dos paleoambientes deposicionais;
- a reconstituição da história deposicional do intervalo portador de carvão.

Figura 1-1: Localização da área de estudo, destacando a área do Depósito de Carvão Candiota.

1.3. O Depósito de Carvão Candiota

O Depósito de Carvão Candiota situa-se no extremo sul do Escudo Sul Rio Grandense, entre os meridianos 53°30' e 54°00' de longitude oeste e os paralelos 31°00' e 32°00' de latitude sul, ocupando parte dos municípios de Bagé, Candiota, Hulha Negra, Seival, Pedras Altas e Aceguá (Figura 1-1). Estende-se por uma área de aproximadamente 6.000 km², com eixo maior N-S de 95 km e o menor E-W de 30 km (Figura 1-1).

Servem de acesso à área as rodovias BR 153 (partindo-se de Porto Alegre) e BR 293 (partindo-se de Pelotas). A área é ainda cortada pela estrada de ferro da RFFSA que liga Bagé e Pelotas e por várias estradas secundárias.

Este depósito é composto por um intervalo portador de carvão que ocorre dentre sedimentos da Formação Rio Bonito, Permiano da Bacia do Paraná. Na área do depósito, este intervalo encontra-se mais próximo da superfície, situação condicionada pelo arcabouço tectônico e pelo movimento pós-deposicional de blocos. A Formação Rio Bonito é a unidade basal do Grupo Guatá (Permiano), o qual é complementado pela Formação Palermo.

1.4. Mineração

Atualmente existem apenas duas áreas de mineração de carvão no Depósito de Carvão Candiota: Mina de Seival, pertencente a COPELMI e a Mina da Candiota pertencente à Companhia Rio Grandense de Mineração. A Mina da Candiota é a única em real atividade (Figura 1-2), onde apenas a Camada Candiota é lavrada. A produção anual média é de 1.5×10^6 t de carvão ROM (referente ao período de 1990 a 1996), havendo, entretanto, capacidade para uma produção de 2.8×10^6 t de carvão ROM por ano. A reserva lavrável da Camada Candiota é estimada em aproximadamente 1.2×10^9 t, sendo consideradas lavráveis, segundo os critérios operacionais da mina, as áreas onde a cobertura (*overburden*) seja inferior a 50m.

A lavra na Mina da Candiota é do tipo de cortes envolventes ao jazimento, com deposição lateral do estéril. O principal produto é o carvão energético 3300 kcal/kg.

Praticamente toda a produção (mais de 97%) é utilizada na Usina Termelétrica Candiota II, fases A e B, pertencente a CEEE (Centrais Estaduais de Energia Elétrica). O carvão é transportado da mina para a usina por esteiras rolantes (~2km). O carvão

fornecido para a usina deve apresentar características definidas dentro de intervalos de tolerância, uma vez que a usina é projetada e construída para queimar um tipo específico de carvão (Tabela 1-1).

Tabela 1-1 : Faixas de tolerância das características do carvão utilizado na Usina Termelétrica Candiota II.

Parâmetro	mínimo	máximo
Poder calorífico	3027 kcal/kg	3572 kcal/kg
Teor de cinzas	49,1%	53,5%
Carbono fixo	24,5%	28,1%
Matéria volátil	21,2%	21,3%
Enxofre	0,8%	1,5%
Umidade total	6,0%	18,4%

A recuperação da área minerada é feita com a reposição da cobertura, complementada pela cinzas restantes da queima do carvão. Sobre elas é colocado o solo superficial original (previamente tirado e guardado) e plantados eucaliptos.

1.5. Dados Disponíveis

Foram utilizados neste trabalho três fontes de informação: a) relatórios de pesquisa e testemunhos de sondagem realizados pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM); b) dados de sondagens realizadas pela Companhia Riograndense de Mineração (CRM) em suas áreas de concessão; e c) afloramentos.

Os relatórios de pesquisa da CPRM, apresentados nas décadas de 70 e 80, contêm uma grande quantidade de informações sobre as camadas de carvão. A CPRM optou por uma forma operacional de definição das camadas de carvão, sendo a Camada Candiota o datum e as demais camadas denominadas de superiores e inferiores em relação a ela. Operacionalmente, a Camada Candiota foi estendida para toda a área do Depósito (Figura 1-2), o que, estratigraficamente, pode não ser real. Foi possível reconhecer a Camada Candiota como unidade litoestratigráfica apenas nas porções centro e nordeste (capítulo VI). O Depósito foi ainda dividido pela CPRM em cinco blocos operacionais, denominados no sentido N-S como Bolena, Hulha Negra, Seival, Sul de Candiota e Herval (Figura 1-3), valendo-se do arcabouço estrutural. A Mina da Candiota, no Bloco Sul de Candiota, ocorre em faixa delimitada por duas falhas, ao longo das quais houve soerguimento do bloco e a aproximação das principais camadas de carvão da região com superfície. As campanhas de sondagem, com maior ou menor espaçamento entre os furos, cobriu praticamente toda a área do depósito, exceto as áreas de concessão pertencentes a CRM. (Figura 1-2).

Os dados provenientes das sondagens realizadas pela CRM apresentam mormente informações sobre a profundidade e espessura da Camada Candiota e espessura e massa da cobertura. Dos 672 furos disponíveis, apenas 6% (aproximadamente 42) apresentam dados sobre as demais camadas de carvão presentes na área e 19% (aproximadamente 126) apresentam informações sobre os teores de enxofre e de cinzas (matéria mineral) da Camada Candiota.

Os afloramentos encontrados concentram-se na porção centro-norte da área do Depósito, principalmente ao longo da BR293 (Figura 1-2) e nas áreas de mineração.

1.6. Breve Histórico da Exploração e Estudos

No século passado, o carvão era a mais importante fonte de energia no processo de industrialização europeia. Também no Brasil o carvão era importante, pois, naquela época, o país experimentava um pequeno processo de industrialização e expansão da rede ferroviária.

Leonardos (1970) relata a contribuição britânica na exploração do carvão na porção meridional do Estado do Rio Grande do Sul, a qual remonta a segunda metade do século XIX, com pesquisas e tentativas pioneiras de exploração por ingleses que estabeleceram-se na região. Ainda segundo o mesmo autor, estas tentativas iniciais foram mormente infrutíferas. Os principais motivos destes fracassos teriam sido: a baixa qualidade do carvão para os parâmetros exigidos na época, o principal mercado consumidor estar concentrado na Região Sudeste, a existência de áreas produtoras mais próximas dos centros consumidores (e.g. Criciúma) e ainda a importação do carvão ter sido intensa e economicamente mais interessante.

Outra fase importante de estudos de carvão no país foi o momento da criação da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, no começo do século XX, que teve sua principal contribuição sintetizada no Relatório Final de White (1908). Além do estabelecimento da primeira coluna estratigráfica formal da Bacia do Paraná, foram apresentados dados sobre os depósitos de carvão do Brasil, com destaque para aqueles existentes em Santa Catarina e no norte do Rio Grande do Sul. Poucas informações sobre os depósitos meridionais do Estado do Rio Grande do Sul apareceram naquele relatório.

Nas décadas de 30, 40 e 50 foram realizados estudos sistemáticos dos depósitos minerais do Estado do Rio Grande do Sul, visando seu aproveitamento, incluindo-se

neste contexto os depósitos de carvão (e.g. Carvalho 1937 e Senna Sobrinho 1940 *apud* Leonardos 1970).

No início da década de 60, a instalação da primeira usina termelétrica na região da Candiota (Candiota I) fez com que a exploração de carvão tomasse impulso, porém poucos trabalhos científicos tinham sido até então realizados.

Na primeira metade da década de 70, coincidindo com o então intenso estudo de fontes alternativas de energia, a CPRM realizou diversos trabalhos sobre carvão mineral na Bacia do Paraná, cujos resultados finais foram apresentados ainda no final da década de 70, estendendo-se até a segunda metade da década de 80. Também na década de 70, acompanhando este impulso na pesquisa e exploração do carvão, pesquisadores tiveram a oportunidade de incrementar seus estudos, resultando em importantes trabalhos sobre geologia, petrografia e palinologia dos intervalos portadores de carvão (e.g. Corrêa da Silva 1973, Corrêa da Silva & Marques-Toigo 1984, Corrêa da Silva 1989).

Nesta década, vários trabalhos têm se preocupado com o estudo estratigráfico de seqüências do intervalo no qual estão contidas as camadas de carvão (e.g. Della Fávera *et al.* 1992). Estes estudos procuraram o conhecimento e o estabelecimento de seqüências de várias ordens, interpretando assim os eventos responsáveis pelo empilhamento dos depósitos.

Na Região da Candiota há forte indícios de que em curto prazo a exploração e extração de carvão será ampliada, uma vez que há interesse de empresas na construção de usina termelétrica do tipo localizado na saída da mina e preparada para queimar o carvão extraído com pouco ou nenhum beneficiamento (Minérios & Minerales 1998). Este tipo de usina gera uma considerável economia com transporte e acompanha o modelo já implantado na região.

Figura 1-2: Mapa de localização das áreas pesquisadas pela CPRM e pela CRM.

Figura 1-3: Blocos operacionais definidos pela CPRM, durante a realização do projeto Grande Candiota (Menezes Filho & Rodrigues 1983).

CAPÍTULO 2

MÉTODOS EMPREGADOS

Este trabalho foi desenvolvido seguindo as etapas abaixo descritas não necessariamente na ordem apresentada.

2.1. Compilação de Trabalhos Anteriores

Através de consultas ao material bibliográfico disponível, procurou-se estabelecer o estágio atual de conhecimento sobre a área alvo, os trabalhos já realizados e as propostas existentes para a evolução paleodeposicional. Também buscou-se um quadro da atual situação da exploração da área.

2.2. Sensoriamento Remoto

Em sensoriamento remoto a obtenção de informações sobre objetos é executada sem haver contato direto, utilizando sensores de coleta de informações. O princípio básico dos métodos de sensoriamento remoto é a análise das diferenças entre as amplitudes de onda do espectro eletromagnético. Cada objeto reflete ou emite uma certa intensidade de luz, segundo suas propriedades físicas (Gupta 1991). O uso destas informações torna possível a distinção entre objetos com diferentes propriedades e permite traçar sua distribuição na superfície. O sensoriamento remoto multiespectral apresenta grande potencial de aplicação em geomorfologia, mapeamento litológico e estrutural e delimitação de ambientes.

Foi utilizada imagem do Landsat 5 com sensores TM (Thematic Mapper) capaz de obter sete bandas espectrais, com resolução nominal de 30m por 30m (com exceção da banda seis).

Foram aplicados os procedimentos de correção das imagens, como as correções atmosférica e geométrica. A correção atmosférica foi realizada para eliminar o espalhamento atmosférico que modifica o fluxo de energia que alcança o sensor orbital. A diminuição dos efeitos da atmosfera pode ser obtida através da aplicação de correções, cujos parâmetros podem ser derivados de dados sobre as condições atmosféricas do momento no qual foi obtida a imagem ou da própria imagem utilizando-se o método do histograma mínimo (Paradella 1998). É assumido que os pixels com os valores mais

baixos de reflectância são iguais a zero.

A correção geométrica elimina as distorções das imagens provocadas pelas variações de altitude, curvatura da Terra, refração atmosférica e outras relacionadas às características do aparelho receptor. Os modelos matemáticos polinomiais permitem a realização da correção geométrica através do mapeamento entre uma imagem e pontos de controle obtidos de outra imagem ou de um mapa. Para que a imagem seja corrigida há necessidade de uma reamostragem e interpolação para que os pixels sejam reorganizados. O método utilizado foi o de interpolação bilinear, no qual os valores dos pixels corrigidos são recalculados a partir dos valores ponderados dos quatro pixels mais próximos na imagem original. Segundo Crosta (1993), o método de interpolação bilinear oferece como vantagem um resultado geométrico correto, tendo como desvantagens a perda do valor original, pois trata-se de uma média ponderada que provoca a suavização da imagem. Este último aspecto pode ser positivo se se deseja realizar uma interpretação visual (Paradella 1998).

Paradella (1998) destaca que as informações contidas nas diversas bandas de uma imagem Landsat-TM apresentam correlação entre si e que pode ser entendida como uma "redundância de informação".

Segundo Landim (1995), a análise das componentes principais é um método de transformação linear de dados onde m variáveis são transformadas em m novas variáveis, sendo a primeira nova variável responsável pela maior variabilidade existente no conjunto, a segunda pela maior variabilidade restante. Se forem criadas mais variáveis elas terão progressivamente menor variabilidade.

Sendo assim, cada variável medida pode ser considerada um eixo de variabilidade, correlacionada com outras variáveis. A análise transforma os dados, garantindo a mesma variabilidade e o mesmo número de eixos dos dados originais, não existindo mais correlação entre elas.

A análise por componentes principais é realizada com o cálculo dos autovalores e autovetores em uma matriz de variância-covariância. Esta matriz tem no eixo principal os valores de variância das variáveis e nas demais posições os valores de covariância entre as variáveis.

Este tipo de análise aplicada às bandas multiespectrais de uma imagem gera novas bandas de componentes principais que não terão mais informações redundantes ou correlação (Paradella 1998). Por serem informações comuns a quase todas as bandas, a banda correspondente à primeira componente conterá o albedo e o sombreamento topográfico de uma cena, ficando assim muito próxima de uma imagem "pancromática" (Crosta 1993). Conseqüentemente, as demais componentes terão muito

pouca ou quase nenhuma informação topográfica.

Crosta (1993) ressalta que apesar da quantidade de informações ser muito pequena nas últimas componentes em relação as primeiras, elas podem conter exatamente a informação procurada, principalmente anomalias que traduzam-se em feições espectrais específicas.

2.3. Estudo de Fácies

No estudo de fácies foram reconhecidas e definidas as fácies mais características dos depósitos a partir da descrição de afloramentos e de testemunhos de sondagem, complementado por estudos petrográficos e análises laboratoriais.

Após a definição das principais fácies, duas etapas seguintes foram executadas paralelamente: a interpretação dos processos deposicionais geradores e o agrupamento de fácies.

O processo de agrupamento de fácies observa a relação existente entre as fácies, ou seja, os tipos de contato, arranjos e relações espaciais e as condições de geração, principalmente processos e ambientes.

Os agrupamentos mais primários de menor tamanho, definidos geralmente em estágios iniciais dos estudos de fácies são: a sucessão de fácies, que constitui-se de uma série de fácies que passam uma para outra com mudanças progressivas de suas características; e a associação de fácies que representa um conjunto de fácies contemporâneas e cogenéticas associadas.

O sistema deposicional é um conjunto tridimensional de fácies, geneticamente relacionadas por processos e ambientes e é o elemento básico constituinte de tratos de sistemas. Os tratos são associações tridimensionais de sistemas deposicionais contemporâneos e constituem-se nos mais importantes elementos de construção das seqüências estratigráficas.

A análise conjunta de fácies tem como princípio básico a lei de correlação de Walther que diz: *Somente estarão superpostas aquelas fácies que puderem ser observadas lado a lado.*

A definição de um sistema deposicional tem como importante etapa a comparação com modelos de fácies existentes, que são, segundo Walker (1992), sumários gerais de sistemas deposicionais, criados a partir de uma média de muitos exemplos conhecidos

2.4. Estatística Descritiva

A análise estatística dos dados por métodos clássicos é importante para o entendimento inicial do conjunto de dados, sendo seu maior objetivo o de sumariar as informações sobre a população a ser estudada.

Os parâmetros descritivos utilizados foram as medidas de tendência central, as medidas de dispersão em torno da média e a descrição da forma de dispersão. Também foi medida e testada a correlação entre variáveis.

2.5. Mapas Variabilidade Vertical de Fácies

Mapas convencionais de fácies são geralmente utilizados na representação da distribuição em área de algum atributo (ou propriedade) das rochas em estudo.

Este atributo pode ser a espessura de camadas, propriedades texturais entre outros. Porém, como ressaltam Krumbein & Libby (1957), mapas que expressam valores absolutos ou razões mostram a variação em área sem se preocupar com a localização vertical na seção.

Os mapas de variabilidade vertical, por outro lado, são mapas de fácies que mostram a variação em área da posição relativa vertical de um tipo de rocha dentro do intervalo estratigráfico. A figura 2-1 apresenta o exemplo dado por Krumbein & Libby (1957) para mostrar a diferença entre um mapa convencional de fácies e um mapa de variabilidade vertical.

Figura 2-1. Diferenças entre o cálculo da espessura total (A) de determinada fácies em um perfil (B) e o cálculo do centro de gravidade composto pelas diversas camadas de dada litologia presentes em um perfil (C e D) (l = distância do topo da seção; h =espessura), segundo Krumbein & Libby (1957).

A figura 2-2 mostra um segmento O-L onde estão distribuídas camadas de mesma densidade mas com comprimento variável. As porções na linha O-L entre as camadas tem densidade igual a zero. A espessura total (ET) das camadas é dada por:

$$ET = \sum_{i=1}^n h_i$$

e cada ponto médio da camada está a uma distância l da origem

Figura 2-2. Camadas de mesma densidade de uma dada litologia representadas em suas posições originais ao longo de um perfil, segundo Krumbein & Libby (1957).

Então o momento m_r a partir da origem O pode ser definido como:

$$m_r = \frac{1}{\sum_{i=1}^n h_i} \sum \int_{l_i - h_i/2}^{l_i + h_i/2} l^r dl$$

O primeiro momento, quando $r = 1$, corresponde à posição média das camadas de dada litologia expressa como distância do topo de uma unidade ou de um *datum*. Seu cálculo pode ser feito da seguinte maneira:

$$m_1 = \frac{1}{2 \sum_{i=1}^n h_i} \sum_{i=1}^n \left[\left(l_i + \frac{h_i}{2} \right)^2 - \left(l_i - \frac{h_i}{2} \right)^2 \right]$$

$$m1 = \frac{\sum_{i=1}^n h_i l_i}{\sum_{i=1}^n h_i} = \overline{CG}$$

onde: h_i é a i ésima espessura de dada camada; l_i é a i ésima distância do centro de gravidade de dada camada até o topo da unidade ou o *datum*

Este primeiro momento expressa o centro de gravidade médio da litologia na seção ($\overline{CG}$). Porém, a medida do centro de gravidade não expressa se as camadas estão próximas ou afastadas do centro. Para que seja identificada a dispersão em torno do $\overline{CG}$ é necessária a obtenção da variância a partir do segundo momento.

O segundo momento, quando $r = 2$, pode ser assim calculado:

$$m2 = \frac{1}{3 \sum_{i=1}^n h_i} \sum_{i=1}^n \left[\left(l_i + \frac{h}{2} \right)^3 - \left(l_i - \frac{h}{2} \right)^3 \right] \quad (1)$$

$$m2 = \frac{\sum_{i=1}^n l_i^2 h_i - \left(\frac{\sum_{i=1}^n h_i^2}{12} \right)}{\sum_{i=1}^n h_i} \quad (2)$$

A variância da distribuição, σ^2 , pode ser obtida transformando o momento calculado para o *datum* para uma nova origem no centro de gravidade, usando a seguinte transformação:

$$\sigma^2 = m_2 - m_1^2$$

Aplicando-se nas formulas (1) e (2):

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n l_i^2 h_i - \left(\frac{\sum_{i=1}^n (l_i h_i)^2}{\sum_{i=1}^n h_i} \right)}{\sum_{i=1}^n h_i} + \frac{\sum_{i=1}^n h_i^3}{12 \sum_{i=1}^n h_i} \quad (V-9)$$

Krumbein & Libby (1957) expõem que o termo cúbico pouco influi no valor da variância quando se calcula para diversas camadas. Porém, deve ser utilizado para o caso de poucas camadas, principalmente quando trata-se de apenas uma, que faz com que a variância seja pequena e diferente de zero.

O uso do terceiro momento, do qual pode ser obtida a assimetria da distribuição, permite verificar a existência de um número maior ou menor de camadas acima ou abaixo do $\overline{CG}$. No caso de valores positivos, há um número de camadas maior acima do $\overline{CG}$; no caso de valores negativos há um número maior de camadas abaixo do $\overline{CG}$.

O terceiro momento pode ser assim calculado:

$$m_3 = \frac{1}{4 \sum_{i=1}^n h_i} \sum_{i=1}^n \left[\left(l_i + \frac{h}{2} \right)^4 - \left(l_i - \frac{h}{2} \right)^4 \right]$$

$$m_3 = \frac{\sum_{i=1}^n l_i^3 h_i + \left(\frac{\sum_{i=1}^n l_i h_i^3}{4} \right)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

O terceiro momento em relação ao centro de gravidade pode ser obtido com:

$$M_3 = m_3 - 3m_2 m_1 + 2m_1^2$$

sendo o coeficiente de assimetria obtido como

$$CA = \frac{M_3}{\sigma^3}$$

2.6. Análise Geomatemática

A proposta para o tratamento de dados foi utilizar toda a base de dados disponível na identificação do comportamento espacial dos parâmetros ligados a qualidade do carvão, das propriedades físicas das rochas associadas ao intervalo portador de carvão e das litofácies presentes no intervalo e na Formação Rio Bonito.

A análise do comportamento espacial dos parâmetros geológicos permitiu o

estabelecimento de modelos para suas distribuições, os quais foram importantes tanto na interpretação da gênese dos depósitos como na reconstituição paleogeográfica, uma vez que a distribuição de vários parâmetros deve ter sido condicionada pelos agentes de deposição e condições particulares dos sítios deposicionais.

2.6.1. Estimativa por Krigagem

Segundo Matheron (1962 *apud* Journel & Huijbregts 1997), a geoestatística é a aplicação de funções aleatórias no reconhecimento e estimativa de fenômenos naturais. Um fenômeno natural pode ser caracterizado pela distribuição espacial de uma ou mais variáveis regionalizadas (Journel & Huijbregts 1997), as quais apresentam dois aspectos: um aleatório que responde pelas irregularidades locais e um estruturado que reflete tendências de larga escala (Armstrong 1998). A geoestatística baseia-se na observação de que a variabilidade das variáveis regionalizadas tem uma estrutura particular (Journel & Huijbregts 1997).

O variograma é a ferramenta que permite descrever quantitativamente a variação no espaço de um fenômeno regionalizado (Huijbregts 1975). Segundo Clark (1979), um variograma teórico é expresso pela metade da variância das diferenças entre pontos separados por uma distância h no que se refere ao universo. Porém, na prática, tem-se disponível apenas um conjunto constituído por um número limitado de amostras e, por isso, um variograma precisa ser construído.

Para o processo de estimativa optou-se pela krigagem como o método principal. A krigagem, como qualquer outro método de estimativa, serve para estimar um valor da variável de interesse em um ponto ou bloco do depósito ainda não amostrado. O objetivo da estimativa por krigagem é estimar o valor mais provável de Z^* (estimativa de Z) associado a um ponto, área ou volume desconhecido, utilizando-se um conjunto de dados conhecidos $\{Z(x_i), i=[1,n]\}$ (Yamamoto 1998).

Segundo Armstrong (1998), a precisão de uma estimativa depende:

- do número e qualidade dos dados;
- da distribuição das amostras;
- do espaçamento entre as amostras (densidade de informação);
- da continuidade espacial das variáveis.

A krigagem é considerada o melhor estimador linear não enviesado (em inglês compõe a sigla BLUE = *Best Linear Unbiased Estimator*). Ele é linear uma vez que a estimativa é uma combinação linear de pesos; é não enviesada, pois tende a obter erro igual a zero; é melhor, por que é escolhida uma média ponderada de valores amostrais

que apresentam a menor variância (Isaaks & Srivastava 1989)

A krigagem ordinária serve para estimar um valor de um ponto de uma região que tenha um variograma conhecido, porém, a média populacional desconhecida.

Numa krigagem é desejado que a esperança das diferenças entre os valores da amostra e os valores da estimados seja igual a zero, indicando uma estimativa não-enviesada.

Quando a média populacional é conhecida, pode-se utilizar a krigagem simples (KS). Entretanto, como comenta Armstrong (1998), a KS é raramente utilizada na prática como método de estimativa, uma vez que a média da população é raramente conhecida, salvo em casos como os de áreas mineradas a muito tempo. A krigagem simples é usada quando são krigados dados transformados, como, por exemplo, por anamorfose gaussiana, quando a média passa a ser conhecida.

2.6.2. Interpolação pelo Inverso da Potência da Distância

Como método alternativo à krigagem, para os casos nos quais não foram obtidos variogramas ou variogramas cruzados estruturados, foi escolhida a interpolação pelo Inverso da Potência da Distância (IPD).

Segundo Yamamoto (1998), o método do inverso da potência da distância, ou IPD, foi um dos primeiros métodos analíticos para interpolação de valores. Neste método, a obtenção de um valor de uma dada variável em um ponto ou bloco não amostrado é calculado a partir dos valores de pontos vizinhos amostrados, ponderados proporcionalmente ao inverso da potência das respectivas distâncias. Desta maneira, as amostras de pontos mais próximos darão uma contribuição maior do que aqueles mais afastados

Ainda segundo Yamamoto (1998), potências baixas tendem a suavizar os valores extremos e potências altas tendem a realçar estes valores. A utilização da potência dois é bastante interessante, pois produz uma interpolação intermediária entre os princípios das mudanças graduais e o princípio dos pontos mais próximos.

2.6.3. Simulação

A simulação estocástica foi utilizada na obtenção da distribuição 3D de litofácies. O método utilizado foi a Simulação Gaussiana Truncada, adequada para variáveis discretas ou categóricas como as fácies.

O procedimento completo para este tipo de simulação começa com a escolha de limiares, os quais serão utilizados como limites na divisão de uma função contínua em

fácies.

Em seguida é executada a simulação dos valores atribuídos às fácies entre os furos. Este procedimento pode gerar valores intermediários entre os valores das categorias pré-definidas, sem significado. Retorna-se então os valores para as categorias utilizando-se os limiares pré-estabelecidos.

Na Simulação Gaussiana Truncada há o controle da proporção de cada fácies. Isto é particularmente importante para que não sejam criadas distorções como as produzidas por métodos de interpolação ou suavizações como pela krigagem, métodos que não respeitam a proporção.

Detalhes sobre o método podem ser encontrados em Galli *et al.* (1994), MacDonald & Aasen (1994), ISATIS (1997) e Remacre & Carvalho (1998).

2.7. Estudo de Seqüências

A estratigrafia de seqüências constitui-se no estudo das relações das rochas sedimentares dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos correlacionados geneticamente, limitado por superfícies de erosão ou de não-deposição, ou por suas concordâncias relativas. A seqüência pode ser dividida em tratos de sistema, em parasseqüências e conjuntos de parasseqüências. A deposição da seqüência é controlada pela interação das taxas de eustasia, subsidência e aporte sedimentar, além do fator climático.

Os tratos de sistema são associações de sistemas deposicionais contemporâneos. Uma seqüência ideal seria composta por três tratos principais: o de mar baixo, o transgressivo e o de mar alto.

O reconhecimento dos tratos de sistema que compõem o intervalo estudado permitirá traçar a evolução paleodeposicional deste intervalo.

2.8. Estudo de *Tonsteins*

Neste trabalho, a busca de marcos estratigráficos tem sido constante, uma vez que é prevista uma análise estratigráfica. Superfícies de inundação, discordâncias locais e regionais, hiatos, entre outros, foram os marcos buscados para reconstituir a história deposicional do depósito. A comprovação aqui apresentada de que os *tonsteins* tratam-se na verdade de tufos acumulados durante chuvas de piroclásticos associados a

atividade vulcânica, e não de sedimentos terrígenos transportados para a bacia por via aquosa como até então era pensado, revelou que estas camadas podem ser utilizadas como verdadeiros marcos estratigráficos, separando unidades cronologicamente. Esta nova interpretação necessitou de estudos mais detalhados destas camadas, incluindo a obtenção de idades radiométricas.

Foram obtidas informações sobre a mineralogia dos componentes argilosos das camadas por difração de raios X e dos componentes não-argilosos por microscopia ótica e microscopia eletrônica de varredura.

O passo mais importante deste estudo foi a realização de datações U-Pb que permitiram a utilização dos *tonsteins* como marcos cronoestratigráficos e na correlação com as demais bacias gondwânicas.

A figura 2-3 apresenta o fluxograma que expressa a seqüência proposta para a realização do projeto. Os esquemas mais detalhados sobre os métodos de análise e tratamento encontram-se em capítulos específicos.

2.9. Formas de Análise

A seguir são descritas as duas formas mais importantes de análise utilizadas no trabalho.

2.9.1. Análise Estratigráfica

A análise estratigráfica proposta envolveu:

- identificação dos padrões de empilhamento dos depósitos, relações de contato entre estratos e variações laterais durante os trabalhos de campo, descrições de testemunhos e observação de feições estruturais;
- reconhecimento das litofácies mais características, nas quais podem ser divididas o intervalo portador de carvão e as rochas envolvidas e de agrupamentos como sucessões de fácies, associações de fácies, conforme esquema proposto por Walker (1992);
- caracterizações mineralógica e textural que contribuíram para a identificação da gênese das rochas presentes, dos possíveis paleoambientes formadores, as condições do sítio deposicional e a possível evolução diagenética dos depósitos;
- reconhecimento de marcos estratigráficos característicos, tanto em rocha como em perfis de poços, visando a integração e correlação entre as áreas para o reconhecimento dos sistemas deposicionais e tratos de sistemas. Destaca-se o estudo de

tonsteins para sua utilização como marcos cronoestratigráficos e correlações;

- definição de seqüências e parasseqüências.

Esta caracterização permitiu reconstituir a história deposicional do intervalo portador de carvão da Formação Rio Bonito e, em conjunto com o tratamento geomatemático e blocos-diagrama, permitiu a visualização da distribuição espacial dos corpos sedimentares.

2.9.2. Tratamento Geomatemático dos Dados

A análise estatística foi executada com os dados sedimentológicos e estratigráficos obtidos principalmente em subsuperfície. Os resultados do tratamento estão integrados com aqueles obtidos das análises sedimentológicas e estratigráficas, servindo como ferramenta para investigação em média e grande escalas. As informações existentes na área de estudo apresentam referências geográficas de sua posição o que permite a aplicação da estatística espacial.

Esta análise foi elaborada da seguinte forma:

- análise estatística dos dados sedimentológicos: estatística descritiva, tipo de distribuição e de frequência;
- análise de dados em mapas onde os dados representativos de camadas, cotas, espessuras e parâmetros sedimentológicos e fácies foram analisados graficamente na forma de mapas de contorno, mapas tipo *raster* e modelos 3D. Tais mapas foram obtidos através da aplicação de técnicas geoestatísticas compostas pela análise espacial e técnicas de estimativa.

A construção de mapas de contorno e de blocos diagrama de atributos dos depósitos em estudo serviram para a visualização e interpretação do comportamento espacial destes, permitindo um incremento nos estudos estratigráficos, sedimentológicos e sobre a deposição do intervalo

Figura 2-3: Fluxograma apresentando as fontes de informações, os respectivos tratamentos propostos e os resultados esperados.

CAPÍTULO 3

FORMAÇÃO RIO BONITO

A Formação Rio Bonito é a unidade litoestratigráfica permiana que possui o intervalo portador de carvão da área em estudo. Foi muito estudada nas décadas de 60 e de 70 pela Petrobrás (Medeiros & Thomaz Filho 1973; Schneider *et al.* 1974), por ter sido considerada um potencial reservatório. São apresentados a seguir alguns aspectos desta unidade na Bacia do Paraná e particularidades desta unidade na área em estudo.

3.1. A Formação Rio Bonito na Bacia do Paraná

Em trabalho pioneiro, White (1908) denominou "Grés e Schistos Rio Bonito" o conjunto de arenitos e pelitos observado no Estado de Santa Catarina, onde ocorreriam as camadas de carvão e a Flora *Glossopteris*. Esta unidade fazia parte da então conhecida "Série Tubarão", ocorrendo sotoposta aos "Schistos de Palermo" e sobreposta ao "Conglomerado Orleans".

Atualmente, a Formação Rio Bonito é considerada a unidade basal do Grupo Guatá (Figura 3-1), completado pela Formação Palermo, que ocupa a parte superior do grupo. A idade desta formação é considerada artinskiana (permiana inferior) por Milani *et al.* (1994). Ocorre desde a porção meridional do Rio Grande do Sul até a porção meridional do Estado de São Paulo.

Medeiros & Thomaz Filho (1973) propuseram a divisão da Formação Rio Bonito nos Estados de Santa Catarina e Paraná em três intervalos, posteriormente formalizados por Schneider *et al.* (1974) como membros:

- Membro Triunfo (inferior) constituído por arenitos esbranquiçados, finos e médios e subordinadamente por arenitos muito finos, siltitos, argilitos, leitos de carvão e conglomerados. Depósitos reliquiais de canais e sucessões com granodecrescência ascendente são freqüentes.

- Membro Paraguaçu (médio) composto por siltitos e folhelhos cinza intercalados com camadas carbonáticas e arenitos finos. A bioturbação é freqüente e resulta em camadas de aspecto maciço.

- Membro Siderópolis (superior) caracterizado por camadas de arenitos fino e muito fino, com cor cinza predominante, intercaladas com camadas de pelitos, carbonatos e localmente carvão.

A deposição do intervalo correspondente à Formação Rio Bonito inicia-se, segundo Schneider *et al.* (1974), em ambiente flúvio-lacustre (Membro Triunfo), passando transicionalmente para depósitos transgressivos marinhos com planícies de maré associadas e intercalações de depósitos deltaicos distais (Membro Paraguaçu). A porção final do intervalo foi depositada em ambiente marinho litorâneo, com deposição carbonática subordinada (Membro Siderópolis).

Zalán *et al.* (1990) consideram o intervalo de deposição da Formação Rio Bonito como um período de significativo soerguimento das bordas da bacia, com forte controle de estruturas de direção NE. Este evento tectônico, ligado à Orogenia Tardiherciniana, interrompeu momentaneamente um processo de subida do nível do mar durante o qual ocorreu a deposição dos sedimentos do Grupo Itararé, sendo então inserida uma cunha clástica representada pelos depósitos Rio Bonito. A subida do nível do mar foi retomada durante a deposição da porção intermediária da Formação Rio Bonito, continuando durante a deposição da Formação Palermo.

3.2. A Formação Rio Bonito no Depósito de Carvão Candiota

3.2.1. Estratigrafia

Na área do Depósito de Carvão Candiota, a Formação Rio Bonito apresenta algumas particularidades: sua base pode estar em contato, tanto com rochas do Grupo Itararé, como com rochas do embasamento (e.g. Grupo Cambaí); seu topo, como nas demais áreas da bacia, mantém contato transicional com a base da Formação Palermo, porém, pode estar também truncada pela Formação Santa Tecla (cretácica-cenozóica).

Na área do Depósito de Carvão Candiota, a Formação Rio Bonito não pode ser dividida como em sua área de definição. A formação apresenta um conjunto de litotipos muito semelhante a do membro Siderópolis dadas por Schneider *et al.* (1974), existindo,

Figura 3-1: Litoestratigrafia do intervalo Neopaleozóico-Mesozóico e as seqüências Carbonífera-Eotriássica e Neotriássica da Bacia do Paraná (adaptado de Milani *et al.* 1994 e incorporando as propostas de Riccomini *et al.* 1984, Matos 1995, Matos & Coimbra 1997 e Hachiro 1996).

entretanto, na base, litotipos característicos do membro Triunfo. A ausência de depósito do tipo Paraguaçu foi considerada consequência da proximidade da região com porções de borda da bacia, onde não se desenvolveram sistemas deltaicos expressivos como os das porções mais centrais da bacia. A existência de contato direto da unidade com rochas do embasamento é também consequência da proximidade com a borda da bacia.

3.2.2. Ambientes Deposicionais

A CPRM dividiu o Depósito de Carvão Candiota em seis blocos operacionais, com o objetivo de separar unidades mineiras, sendo eles denominados de norte para sul: Bolena, Hulha Negra, Seival, Sul de Candiota e Herval (Figura 1-3). Esta divisão foi usada por diversos autores como referência às áreas do depósito.

Quanto aos paleoambientes de deposição, Fontes & Cava (1980), em estudos detalhados na área norte do Depósito (áreas Bolena, Seival e Hulha Negra), identificaram três ambientes: Fluvial, Planície Costeira e transicional-transgressivo na Formação Rio Bonito. Ainda neste intervalo reconheceram quatro associações de fácies relacionadas aos ambientes deposicionais (Tabela 3-1).

Tabela 3-1: Associações de fácies definidas por Fontes & Cava (1980) com os ambientes relacionados.

<i>Associação de Fácies</i>	<i>Ambientes</i>	<i>Subambientes</i>
Associação VII - arenitos conglomeráticos e siltitos	Transicional marinho costeiro	
Associação VIa - folhelhos carbonosos, carvão e rochas heterolíticas com <i>flaser</i> e <i>linsen</i> e bioturbação	Planície costeira	a-mangues costeiras e planície de maré
Associação VIb - arenitos, arenitos conglomeráticos com marcas onduladas		b- ambientes subaquosos
Associação Va - arenitos e arenitos conglomeráticos, estratificações cruzada e horizontal	Fluvial	a-canais
Associação Vb - folhelhos carbonosos, carvão e argilitos		b-depósitos de transbordamento
Associação IV - arenitos finos intercalados com siltitos com intensa bioturbação; ocorre nas bordas da bacia	Laguna	

Na evolução proposta por Fontes & Cava (1980) houve um período de regressão marinha com assoreamento progressivo da bacia onde a deposição dava-se em lagunas. Na fase seguinte houve a progradação do sistema fluvial (Associação V) sobre a planície costeira (Associação VI). Em áreas mais distais havia o predomínio de planícies costeiras. Em certos momentos, quando era atingido o nível de base, haviam condições favoráveis à formação de mangues onde ocorria a deposição de espessos pacotes de

turfa. O estágio final foi marcado por um pequeno período de instabilidade, havendo a deposição de arenitos conglomeráticos, siltitos laminados com contatos abruptos (Associação VII), seguindo-se então a transgressão marinha.

Menezes Filho & Rodrigues (1983) dividiram a Formação Rio Bonito no Depósito de Carvão Candiota em três intervalos, baseados em critérios operacionais e litológicos (Tabela 3-2):

- Intervalo Inferior **Prb1**, registra a instalação de sistema de leques aluviais na porção norte da Bacia, com intercalações de conglomerado e arenito. Os leques aluviais tornam-se coalescentes para sul e apresentam, em porções distais, planícies aluviais onde intercalam-se camadas de arenito e pelito.

O carvão presente neste intervalo pertence ao Conjunto Inferior (CI), que encontra-se abaixo da Camada Candiota e é constituído por 9 camadas de carvão, numeradas na forma decrescente da base para o topo. As camadas mais inferiores, CI6 a CI9, ocorrem intercaladas com camadas de arenito, estando presentes em quase todas as porções do Depósito de Carvão Candiota. As demais camadas, CI1 a CI5, com espessuras mais expressivas, encontra-se intercaladas com pelitos de várzeas, e ocorrem principalmente nas porções sul e sudeste, correspondentes aos blocos Sul de Candiota e Herval, onde encontrava-se o depocentro. A ausência deste conjunto nos blocos mais ao norte, Seival, Hulha Negra e Bolena foi então explicada pela posição topograficamente mais elevada destes blocos na época da deposição, constituindo parte da borda.

- Intervalo Médio **Prb2**, considerado como depósitos de grandes lagos estagnantes com influência marinha. Os litotipos mais freqüentes são siltitos arenosos cinza escuro com matéria orgânica e arenitos finos. Neste intervalo encontram-se as camadas mais importantes de carvão, Camada Candiota (CC) e o Conjunto Superior (CS).

A Camada Candiota é composta por dois bancos métricos, separados por camada de pelito, em média com 0,8 m de espessura. Constitui o intervalo carbonífero mais conspicuo, presente em sua forma completa na maioria dos blocos, com exceção do bloco Bolena onde ausenta-se e no bloco Herval, onde há indícios de erosão de parte do topo da camada. Estes dois blocos são considerados como pertencentes às porções de borda. O Conjunto Superior compõe-se de até 8 camadas de carvão numeradas em ordem crescente da base para o topo e estão presentes nos blocos Hulha Negra e Seival, áreas consideradas por aqueles autores como as mais centrais e mais subsidentes da bacia durante a deposição.

- Intervalo Superior **Prb3**, depositado em porções mais protegidas de planícies de maré, com alguns intervalos de praia. Os litotipos mais comuns são arenito fino e muito fino, com intercalações de siltito cinza. São freqüentes estruturas de corte e preenchimento, estratificação cruzada truncada por ondas. Este intervalo é estéril para carvão.

Menezes Filho & Rodrigues (1983) interpretam a evolução da Formação Rio Bonito no Depósito de Carvão Candiota em condições mormente transgressivas. No intervalo inferior predominariam leques aluviais evoluindo para sistemas fluvial *braided* e fluvial meandrante no sentido jusante. No intervalo intermediário, planícies costeiras superior a baixa planície fluvial, com sedimentação em grandes lagos estagnantes de águas rasas, pouco influenciado pelo mar e protegido deste por restingas evoluídas de cordões litorâneos. No intervalo superior, planície costeira, com porções protegidas sujeitas a ação de marés e de ondas em áreas mais abertas.

Tabela 3-2: Intervalos operacionais propostos por Menezes Filho & Rodrigues (1983), com respectivos ambientes deposicionais e ocorrências de camadas de carvão.

<i>intervalo operacional</i>	<i>ambiente deposicional</i>	<i>camadas de carvão</i>
Prb1 (inferior)	leques aluviais evoluindo para sistemas fluvial <i>braided</i> e fluvial meandrante no sentido jusante	CI9 a CI6 - intercaladas em sucessões de arenitos fluviais como fácies paludais com pequena continuidade lateral. CI5 a CI3 - intercaladas em sucessão de planícies aluviais e várzeas, apresentam boa distribuição lateral, mas espessura muito variável. CI2 – formada em amplas várzeas paludais, apresenta grande continuidade lateral e espessura constante CI1 - não foram apresentadas referências a esta camada.
Prb2 (médio)	planície costeira superior/baixa, com sedimentação em grandes lagos estagnantes de águas rasas, pouco influenciado pelo mar e protegido deste por restingas evoluídas de cordões litorâneos.	CC – fácies paludais CS1 a CS 8 – fácies paludais, separadas por fases de assoreamento que separam várias fases de acúmulo de turfeiras
Prb3 (superior)	planície costeira, com porções protegidas sujeitas a ação de marés e de ondas em áreas mais abertas	estéril

Wildner (1983) apresenta a Formação Rio Bonito como sendo o produto final de uma seqüência iniciada por sedimentação continental associada a leques aluviais e terminada por sedimentos gerados em corpo aquoso interdistributário. A seguinte seqüência de produtos sedimentares foi proposta por aquele autor: sedimentos grossos, fanglomerados, arenitos grossos e médios de canais fluviais entrelaçados com

maturidade, arenitos de praia, siltitos carbonosos de planície fluvial, carvão, siltitos carbonosos e sedimentos de planície de maré moderada.

Alves (1994) apresentou sistemas deposicionais, compostos por fácies genéticas, associadas a parassequências em contexto retrogradacional, interpretando a coexistência de sistemas que constituíam os tratos de sistema (Tabela 3-3). No modelo daquele autor teriam coexistido os sistemas deposicionais flúvio-deltaico e de barreira-laguna-pântano, principalmente as fácies flúvio-deltaica, de barreira, eólica, e palustre-lacustre, este último o portador dos principais depósitos econômicos de carvão.

Tabela 3-3: Proposta de Alves (1994) para sistemas deposicionais reconhecidos no intervalo correspondente à Formação Rio Bonito, com suas respectivas fácies genéticas e ocorrências nas parassequências.

Sistema deposicional	fácies genéticas	Parassequências
Flúvio-Deltaico	Fluvial	A
	flúvio-deltaica	B e C
Barreira-Laguna-Pântano	Barreira	A, B, C, D e E
	Eólica	A
	palustre-lacustre	B (camadas de carvão CI4 a CI2) C (camadas de carvão CI1 e CC) D (camada de carvão CS1 ou Banco Louco)
Marinho Raso	Tempestito	F
	<i>sand waves</i>	F
	pelitos com estratificação <i>linsen</i> e wavy	F

3.2.3. Arcabouço Tectônico

Segundo Fontes & Cava (1980), o Depósito de Carvão Candiota ocupa a borda da depressão periférica Sul Riograndense, compondo-se por três calhas morfológicas, Candiota, Torrinhas e Jaguarão-Chico, separados por altos do embasamento e que coincidem com as três bacias hidrográficas atuais dos arroios Jaguarão, Lageado e Jaguarão-Chico.

Ainda segundo Fontes & Cava (1980), a calha da Candiota é uma faixa que começa nas cabeceiras do Rio Jaguarão (bloco Bolena), adentra o território uruguaio e que serviu para o acúmulo dos sedimentos gondwânicos, tratando-se de uma extensão da Fossa de Camaquã. A área de Jaguarão-Chico está a leste da falha da Açotéia, em bloco mais elevado que o da Candiota, onde a calha começa na região de Pedras Altas e também adentra o Uruguai. A calha de Torrinhas posiciona-se entre as duas calhas anteriores,

sendo uma faixa estreita (2km de largura) de direção NE-SW, entre os falhamentos de Torrinhas e Açotéia, até a confluência com a área deposicional da Candiota.

Menezes Filho & Rodrigues (1983) referem-se à estruturação regional da região da Candiota como um homoclinal que mergulha para WSW, sendo as feições básicas das estruturas tectônicas falhas, flexuras, *grabens* e *horsts*. As principais direções dos falhamentos presentes, responsáveis pela atual configuração da região, são: N50°-60°E, N65°-75°W e N-S (N5°E a N5°W). Ainda segundo aqueles autores, o sistema N50°-60°E seria o mais importante, no qual incluir-se-ia a falha Açotéia. Esta falha divide o Depósito de Carvão Candiota em dois blocos: o bloco principal a oeste, onde encontra-se a maior parte da bacia carbonífera e um bloco menor a leste onde encontra-se a área de Jaguarão - Chico; o sistema N65°-75°W, conhecido por Torquato Severo - Pedras Altas pode apresentar pequenos movimentos horizontais. Possivelmente seria um sistema mais novo que o N50°-60°E; o sistema N-S é denominado Lineamento Passo do Marinheiro e está associado aos maiores afundamentos da Bacia.

A interseção dos três sistemas de falhas teria produzido a estruturação da área em blocos altos e baixos. O rejeito vertical das falhas varia de 10m a 40m nas áreas Seival e Hulha Negra, e aumenta para sul, atingindo até 350m na região de Herval.

A Falha da Açotéia é realmente a estrutura de maior expressão na área, ao longo da qual a bacia é truncada a leste, como bem expõem a composição RGB das bandas 457 (Figura 3-2). A combinação dos vários sistemas de falhas resultaram na atual distribuição das exposições das unidades litoestratigráfica em superfície. Na primeira componente principal obtida das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 de imagem Landsat foi possível identificar 3 zonas com diferentes relevos (Figura 3-3). Confrontando com os dados de campo foi possível verificar que em cada zona há o predomínio de um tipo litotipo associado às diferentes formações da Bacia do Paraná. A distribuição das zonas está fortemente condicionada pelo movimento de falhas, o qual expôs na superfície rochas antigas e, particularmente, na região do Depósito de Carvão Candiota rochas do Grupo Guatá e da base do Grupo Passa Dois.

3.2.4. Camada Candiota

A Camada Candiota, definida segundo critérios operacionais, tendo sido estendida ao longo de praticamente todo o depósito, tem recebido atenção especial por tratar-se da camada economicamente mais importante e por ser a única explotada atualmente.

A maioria das informações existentes sobre a Camada Candiota dizem respeito às amostras coletadas em frentes de lavra e de testemunhos de sondagem na área da Mina da Candiota. Neste local a camada pode ser considerada como uma unidade litoestratigráfica contínua.

A Camada Candiota é composta por dois bancos de carvão, com espessuras médias superiores a um metro, separados por camada de argilito com espessura decimétrica a métrica. Nos bancos de carvão podem ser encontradas até cinco camadas de *tonstein*, duas no inferior e três no superior (Figura 3-4).

Corrêa da Silva (1989), em revisão sobre o Depósito de Carvão Candiota, descreve o carvão da Camada Candiota como predominantemente bandado a opaco em observação macroscópica, sendo rico em matéria mineral (entre 36% a 50%). Sua classificação seria sub-betuminoso A. A composição do carvão ao longo do depósito é uniforme.

Corrêa da Silva & Marques-Toigo (1985), em estudos sobre a composição palinológica da Camada Candiota, reconheceram no banco inferior a associação *Vallatisporites-Cristatisporites*, relacionada a uma vegetação formada por *Lycophyta* e *Filicophytas*, representando ambientes constituídos por zonas baixas, úmidas, situadas entre as linhas de água alta e baixa. No banco superior, os mesmos autores encontraram a associação *Lundbladispora-Punctatisporites-Portalites*, composta por plantas pteridofíticas, principalmente Licófitas e Filicófitas, associadas a ocorrência de algas de água doce (Portalites). Esta associação indica uma vegetação de zona baixa e pantanosa com presença constante de lâmina d'água.

Ade (1993), estudou os ambientes formadores do carvão da Camada Candiota, aplicando os parâmetros de Diessel (1986 *apud* Diessel 1992) baseados em índices obtidos da razão entre concentrações de grupos macerálicos. Obteve como resultado a deposição do carvão em ambiente de cordões litorâneos (*strandplain*).

3.2.5. Demais Unidades Litoestratigráficas Presentes no Depósito de Carvão Candiota

Outras unidades litoestratigráficas ocorrem na área do Depósito de Carvão Candiota, algumas delas em contato concordante, erosivo ou tectônico com a Formação Rio Bonito .

Unidades Permo-Carboníferas

O *Grupo Itararé* é composto na região por varvitos, ritmitos, diamictitos, turbiditos (Menezes Filho & Rodrigues 1983); mantém contato com a base da Formação Rio Bonito nas áreas onde ocorre. Seu contato basal ocorre com rochas do embasamento.

O *Grupo Guatá* inclui, além da Formação Rio Bonito, também a Formação Palermo, que ocupa sua porção superior, havendo contato transicional entre as duas formações. A Formação Palermo caracteriza-se pelos litotipos heterolíticos, freqüentemente bioturbados, intercalados com lentes e leitos de arenitos.

O *Grupo Passa Dois* é a unidade sobreposta ao Grupo Guatá e pode apresentar-se completa, composta pelo Subgrupo Irati (Hachiro 1996) e pelas formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto. O grupo apresenta-se essencialmente constituído por folhelho, siltito, arenito fino e camadas carbonáticas.

Figura 3-2: Composição RGB com as bandas 4, 5 e 7 de imagem Landsat, destacando a área do Depósito de Carvão Candiota, considerada neste estudo e alguns elementos estruturais, com destaque para a Falha da Açoteia.

Figura 3-3: Primeira componente principal de bandas de imagem Landsat, com destaque para zonas com litotipos predominantes: 1: área com predomínio de rochas pelíticas das unidades Rio Bonito, Palermo, Irati e Teresina; 2: área com predomínio de sedimentos arenosos das unidades Rio do Rasto, Santa Tecla e porção inferior da Rio Bonito; 3: áreas do embasamento pré-Bacia do Paraná.

Figura 3-4: Seção típica da Camada Candiotá na área da Mina da Candiotá (as camadas de *tonstein* T estão representadas com exagero vertical).

Unidades cambro-ordovicianas e unidades mais antigas, constituem o embasamento da Bacia do Paraná na região e não raramente podem estar em contato direto com sedimentos pertencentes à Formação Rio Bonito.

Cambro-Ordoviciano

Grupo Guaritas (Fambrini 1998): está representado por arenito, arenito conglomerático e subordinadamente pelitos.

Proterozóico superior

Formação Cerro dos Martins: do Grupo Maricá, representada pelo seu membro Arroio dos Nobres, o qual é composto por metassedimentos como quartzito, metaconglomerados e metapelitos.

Grupo Porongos (indiviso): composto por rochas metavulcânicas xistosas e metassedimentares.

Arqueano-Proterozóico inferior

Complexo Cambaí: constitui-se num conjunto de granitóides, migmatitos, anfibolitos, quartzitos, mármore e calciossilicáticas.

A Formação Rio Bonito aparece em alguns locais, principalmente na porção norte do Depósito de Carvão Candiota, truncada e recoberta por sedimentos cretácicos-terciários da Formação Santa Tecla, composta principalmente por arenitos avermelhados e friáveis, com camadas de conglomerados pouco freqüentes. A deposição desta unidade foi precedida por uma ou mais etapas de retrabalhamento, responsável pela colocação desta unidade em contato direto com sedimentos da Formação Rio Bonito.

3.3. Ambientes de Ilha Barreira

É apresentada uma breve revisão sobre os elementos principais que compõem os ambientes de ilhas barreira, baseados em Reison (1992), Diessel (1992) e Helland-Hansen & Martinsen (1996). Tal revisão fez-se necessária uma vez que este tipo de ambiente tem sido apontado como o principal gerador das camadas de carvão da Formação Rio Bonito na região do Depósito de Carvão Candiota (e.g. Alves 1994, Della Fávera 1995).

Para Reison (1992), uma ilha barreira moderna consiste de um corpo arenoso longo e estreito, que separa sedimentos de mar aberto daqueles de laguna.

Os sistemas deposicionais de ilhas barreiras constituem-se geralmente de três elementos geomorfológicos associados: a ilha barreira, lagunas ou estuários e canal de maré. Assim sendo, podem ser identificados importantes ambientes de deposição clástica: complexo barreira-duna com face de praia associada, laguna, planícies de maré, pântanos em condições de infra e intermaré e complexos de canais e deltas de maré em condições de inter e infra maré (Figura 3-5).

Particularmente em condições transgressivas, há uma gama de variações influenciadas principalmente pela amplitude das marés (Tabela 3-4)

Tabela 3-4: Relação da amplitude da maré com o tipo de ilha barreira desenvolvida.

<i>Amplitude da Maré</i>	<i>Produto</i>
Micromaré	Ilha barreira que protege laguna com forma longa estreita, abundantes washovers de tempestade e pequeno desenvolvimento de canais e deltas de maré. Poucos rios deságuam na laguna.
Mesomaré	Lagunas mais extensas com vários rios fluindo para a laguna. Ilhas cortadas por canais e deltas de maré bem desenvolvidos.
Macromaré	Vale do rio em forma de funil com pequenas ou quase nenhuma barreira (estuários).

As ilhas barreiras são mais comuns em costas onde há baixo gradiente da plataforma adjacente combinada com uma planície costeira de relevo baixo, com suprimento de sedimento abundante e baixas amplitudes de maré.

Reison (1992) lista três possíveis processos responsáveis pelo surgimento de ilhas barreira, baseada nos trabalhos de Schwartz (1973 *apud* Reison 1992), Swift (1975 *apud* Reison 1992), Field & Duane (1976 *apud* Reison 1992) e Kraft & Chrzastowski (1985 *apud* Reison 1992):

- agregação e emersão de barras submarinas;
- progradação de esporão paralelo à linha de costa;
- isolamento de praia e complexos praia-duna.

Para Reison (1992), o mecanismo de isolamento de praia e complexos praia-duna seria aquele mais factível com a evolução e origem das ilhas barreira enquanto a progradação de esporões seria um processo inicial e modificador das ilhas barreira.

O processo de emersão de barra submarina (cristas de antepraia) foi considerada por aquele autor o processo menos efetivo, pois, por se localizarem em zonas de surfe

(zona inferior da antepraia entre o limite inferior do refluxo das ondas e a zona de arrebentação) as eventuais cristas emersas seriam erodidas pelas ondas.

Ainda segundo Reison (1992), os quatro principais ambientes de um sistema deposicional de ilha de barreira são: praia de barreira, laguna, complexo de canais e delta de maré. O complexo de praia de barreira incluem a zona e inframaré ou face praial, a zona de intermaré ou praia e as zonas de supramaré a subaérea com planícies de *washover* formadas por ondas e ventos, depositando sedimentos atrás da barreira. As seqüências lagunares geralmente consistem da intercalação e interdigitação de arenito, folhelho, siltito e carvão. As fácies de arenito incluem depósitos de *washover* na forma de lençóis e preenchimento de canais de delta de maré de enchente. Fácies de granulação fina incluem-se em ambientes de laguna e planícies de maré, situadas nas bordas da laguna. Depósitos orgânicos de carvão e folhelhos carbonosos registram antigos ambiente de pântano e mangue.

Segundo Diessel (1992), o domínio de fácies ricas em matéria orgânica provocaria o predomínio de cores escuras. Sedimentos claros estariam associados a ação de processos que envolvem alta energia como areias de *washover*, deltas de maré de enchente.

Os sistemas de ilhas de barreira são mais freqüentes em tratos de sistema transgressivo. Entretanto, as ilhas barreira podem também progradar (geralmente em tratos de sistema de mar alto), sendo então transformadas em cordões litorâneos (*strandplains*).

McCubbin (1982 *apud* Reison 1992) destaca que a formação de registros de recuo das ilhas barreira durante processos transgressivos (migração rumo ao continente) podem ser explicados por dois mecanismos:

- Retrabalhamento, caracterizado por processo de recuo erosional de face praial, com erosão da parte superior da face praial (*shoreface*) e transportado em dois sentidos: para a parte inferior da face praial ou da costa afora (*offshore*) como depósitos de tempestade ou para as lagunas como depósitos de *washover*. A preservação dos depósitos depende da velocidade de subida do nível do mar (Figura 3-6A).
- Afogamento, caracterizado pelo processo de submersão, propõe que as barreiras permanecem no lugar enquanto o nível do mar sobe. A zona de ondas migra rumo ao continente e outra barreira é construída enquanto o sistema antigo é afogado. Este mecanismo implica em um alto grau de preservação (Figura 3-6B).

Figura 3-5: Esquema de sistema deposicional de laguna-ilha barreira, adaptado de Reison (1992).

Figura 3-6: Processos de migração de ilhas barreira: A-por afoçamento e B- por retrabalhamento, durante transgressão marinha, adaptado de Reison (1992).

CAPÍTULO 4

ANÁLISE DE FÁCIES

Segundo Miall (1990), para o entendimento da variabilidade litológica de muitas bacias sedimentares há a necessidade da generalização, classificação e simplificação do que é observado em afloramentos e testemunhos de sondagem. Isto é necessário porque o cérebro humano só consegue absorver e processar uma quantidade limitada de detalhes por vez. Em sedimentologia, muita variabilidade pode ser produto de flutuações ambientais menores e aleatórias, que podem, por sua vez, mascarar um espectro limitado de tipos de litofácies e biofácies. Esta afirmação de Maill (1990) sintetiza bem o objetivo de um estudo de fácies, que é o de resumir e iconizar, através siglas e esquemas gráficos, a enorme quantidade de informações exposta em um afloramento ou testemunho.

Não existe um critério pré-estabelecido para a definição de fácies. Ela é geralmente influenciada pela escala, objetivos, tempo para a realização do trabalho e tipo de rocha estudada. Entretanto, Miall (1990) alerta que um número muito grande de fácies dificulta a leitura e o entendimento do trabalho, fugindo-se assim do objetivo de sumarizar.

Uma definição mais abrangente de fácies diz que a fácies constitui um corpo de rocha caracterizada por uma combinação de litotipo, estruturas físicas e biológicas, que constituem um conjunto de aspectos diferenciadores dos corpos de rocha envolventes (Walker 1992). A consequência direta desta definição é que determinada fácies forma-se em condições particulares, ou seja, condições únicas e distintas de transporte, clima e taxa de deposição no sítio deposicional, diferentes daquelas fácies com as quais mantém contato.

As condições encontradas nos sítios deposicionais podem também ser referidas em termos de ambiente sedimentar que é um conjunto de características físicas, químicas e biológicas, sujeitas a controles como: fauna, flora, clima, profundidade, salinidade, correntes e tectônica em um determinado sítio (Selley 1985).

Após a definição das principais fácies, duas etapas são executadas paralelamente: a interpretação dos processos deposicionais geradores e a construção de agrupamentos de fácies. Muitas vezes o contexto da geração de uma determinada fácies só pode ser entendido completamente se for também entendida sua relação com as demais fácies em contato.

O processo de agrupamento de fácies observa a relação existente entre as fácies, ou seja, os tipos de contato, arranjos e relações espaciais e as condições de geração,

principalmente processos e ambientes. Os agrupamentos mais primários, definidos nos estágios iniciais dos estudos de fácies, são:

- sucessão de fácies que constitui-se de uma série de fácies que passam uma para outra com mudanças progressivas de suas características.
- associação de fácies que representa um conjunto de fácies contemporâneas e cogenéticas associadas.

O agrupamento de maior grau e que representa geralmente estágios mais avançados do estudo da fácies é o sistema deposicional que é um conjunto tridimensional de fácies, geneticamente relacionadas por processos e ambientes. O sistema deposicional é o elemento básico constituinte do trato de sistemas. O trato é uma associação tridimensional de sistemas deposicionais contemporâneos (Fisher & Brown 1977 apud Della Fávera 1995). Os tratos de sistema constituem um dos mais importantes elementos de construção das seqüências estratigráficas.

A análise conjunta de fácies é autorizada pela lei de correlação de Walther, resgatada e adaptada por Visher (1965) e Middleton (1973): *Somente estarão superpostas aquelas fácies que puderem ser observadas lado a lado*. Fraser (1989) alerta que o inverso da lei não é necessariamente verdadeira, pois uma seqüência vertical pode não reproduzir uma distribuição lateral de fácies, uma vez que podem existir hiatos. Neste caso, Walker (1992) ressalta que se o contato entre duas fácies for gradacional, então representa ambientes que estiveram pelo menos uma vez lado a lado, mas, se houver contatos abruptos (*sharp*) ou erosivos, pode ser difícil identificar se os ambientes foram adjacentes ou não.

A definição de um sistema deposicional tem como importante etapa a comparação com modelos de fácies existentes, que são, segundo Walker (1992), sumários de sistemas deposicionais, criados a partir de uma média de muitos exemplos conhecidos.

4.1. Litofácies

4.1.1. Esquema de Litofácies

As fácies presentes no intervalo estudado estão aqui descritas na forma de litofácies, ou seja, foram adotados critérios exclusivamente físicos e mineralógicos na definição.

Fácies Orgânicas

Litofácies C - Carvão

O carvão aparece geralmente na forma de camadas tabulares, bastante contínuas lateralmente, variando em espessura de alguns centímetros até 3m. Ocorre também na forma de lentes centimétricas a métricas em extensão e com espessura de alguns centímetros em meio a sedimentos pelíticos. Pode ser brilhante, opaco ou bandeado quando alterna camadas ou lâminas de material opaco e brilhante. As camadas mais opacas estão associadas à maior quantidade de matéria mineral enquanto as camadas mais brilhantes são geralmente vitrênio derivado das paredes celulares ou do próprio lenho das plantas (Figura 4-1).

Figura 4-1: Amostra de carvão da base do Banco Superior de carvão da Camada de Carvão Candiota em frente de lavra da Malha IV da Mina da Candiota (CRM). As camadas brilhantes são vitrênio e as camadas mais foscas são ricas em matéria mineral (cinzas).

Figura 4-2: Fácies Agf : argilito siltoso, camada Argilito Superbancos, Mina da Candiota (Al-Argilito Interbancos, BS- Banco Superior da Camada de Carvão Candiota, AS-Argilito Superbancos, Ar - Arenito).

Fácies Pelíticas

Litofácies Agf - Argilito e folhelho

Geralmente apresentam-se na forma de camadas tabulares que podem variar entre alguns centímetros até mais de um metro. As cores predominantes são o branco e o cinza claro. São comuns fragmentos vegetais nas camadas de argilito que mantém contato com camadas de carvão (Figura 4-2). Os contatos podem ser abruptos com as camadas e carvão, transicionais com folhelhos carbonosos e abruptos ou erosivos com camadas de arenito.

Litofácies Si - Siltitos

Nesta fácies foi agrupada toda a gama de variação dos siltitos, os quais podem variar de argilosos a arenosos. O tipo argiloso é particularmente abundante no intervalo portador de carvão da Formação Rio Bonito. Os siltitos mais argilosos são maciços, enquanto os mais arenosos podem apresentar laminações plano-paralelas ou cruzadas.

Os contatos são mormente transicionais com arenitos finos (granocrescência ascendente), folhelhos carbonosos ou argilitos. Em alguns casos pode apresentar restos de matéria orgânica carbonizada (Figura 4-3).

Figura 4-3: Camada de siltito argiloso com lentes de carvão. Frente abandonada da Mina de Seival.

Litofácies T - Tonstein

Esta fácies é composta por argilitos de composição caulinitica e ocorre intercalada em camadas de carvão na forma de finas camadas centimétricas ou lâminas, destacando-se pela sua cor clara em meio a massa escura formada pelo carvão. Sua importância é grande devido aos aspectos de sua geração, detalhados no capítulo 5. Seu caráter episódico confere-lhe a propriedade de marco estratigráfico (Figura 4-4).

Figura 4-4: Tonsteins B e C do Banco Superior de carvão in situ.

Fácies Psamíticas

Litofácies Afm - Arenito fino

Bastante freqüente, constitui camadas finas, centimétricas a métricas. Internamente podem apresentar laminação do tipo cruzada. Mantém contato transicional com siltitos ou com arenitos mais grossos. Em algumas camadas podem ser identificadas marcas de fitoturbações, do tipo marcas de raízes, indicando a possibilidade de tais camadas terem sido paleossolo (Figura 4-5)

Litofácies Amg - Arenitos médio e grossos com grânulos

Os pacotes com estratificações cruzadas apresentam dois tipos predominantes: estratificações cruzadas do tipo tangencial na base ou do tipo hummocky.

As estratificações do tipo tangencial na base apresentam sets em forma de cunha. Há transição de arenito grosso com grânulos para arenitos médios (granodecrescência). Também podem ocorrer marcas onduladas centimétricas, simétricas ou assimétricas em arenitos médios.

Figura 4-5: Arenito fino com fitobioturbações provocadas por raízes. Intervalo 19.45 a 20.10 m do testemunho de sondagem do furo HN 120 executado pela CPRM.

As camadas são tabulares em escala de afloramento, podendo apresentar também terminações em forma de lente; suas espessuras variam de alguns decímetros até 3 a 4 m. Na base da camada os contatos podem ser abruptos ou erosivos. Para o topo podem aparecer contatos transicionais com arenitos finos ou abruptos com litotipos mais pelíticos (Figura 4-6).

Os intervalos onde predominam as estratificações cruzadas hummocky são mais típicos da porção superior da formação Rio Bonito.

Figura 4-6: Arenito com estratificações cruzadas tangencial na base que intercala-se com rochas pelíticas do intervalo portador de carvão , BR293, km 135.

Litofácies Afc - Arenitos fino e médio com cimentação carbonática

Arenito com sedimentação carbonática, observado principalmente em testemunhos de sondagens. Tem cor cinza clara a amarelada e espessuras em torno de um metro. Assemelha-se bastante à litofácies AFM quanto a granulometria e forma de ocorrência, sendo, porém, rara.

Fácies psefíticas

Litofácies Cg- Conglomerados

Constitui-se de conglomerados e paraconglomerados polimíticos, intercalados com camadas de arenito. Aparece principalmente na base de sucessões grano decrescentes, marcando a base de cada ciclo. É mais freqüente na base da Formação Rio Bonito, principalmente no contato com o embasamento ou com o Grupo Itararé.

Fácies intermediárias

Litofácies H - Heterolíticas

Tipo de fácies mista, onde estão finamente intercalados siltito, arenito fino e folhelho. Esta combinação forma estratificações do tipo *flaser*, *wavy* e/ou lenticular. Os contatos observados são geralmente abruptos com as demais litofáceis. Internamente as

camadas podem apresentar gradações, com passagens entre o par arenito fino-folhelho para o par siltito-folhelho.

Os siltitos e os arenitos finos constituem geralmente bandas mais claras e podem estar laminados. Os folhelhos são mais argilosos e escuros, devido à presença de matéria orgânica. É comum a bioturbação em algumas camadas (Figura 4-7).

Esta litofácies pode ocorrer ao longo do intervalo portador de carvão, porém, é principalmente encontrada no topo da Formação Rio Bonito. Esta fácies é muito comum na base da Formação Palermo na região, principalmente a do tipo bioturbada.

Litofácies Fc - Folhelho carbonoso.

É uma fácies bastante comum no intervalo portador de carvão da Formação Rio Bonito. É constituída de camadas tabulares, centimétricas a decimétricas e participam das transições pelito para carvão e carvão para pelito.

Os limites destas camadas em observação macroscópica são geralmente definidos de maneira arbitrária, uma vez que a transição é bastante gradual.

Figura 4-7: Camada de rocha heterolítica com laminações flaser e wavy e bioturbação. Topo da Formação Rio Bonito, BR 293, km 147, sentido Bagé-Pelotas.

4.1.2. Conjuntos de Fácies

São apresentadas a seguir, as sucessões e associações reconhecidas em afloramentos e furos estudados.

Sucessão tipo 1: conglomerados (fácies Cg), arenito grosso por vezes conglomerático, arenito médio (fácies Amg) e arenito fino (fácies Afm), nesta ordem e da base para o topo, constituem sucessões granodecrescentes, presentes principalmente na base na Formação Rio Bonito. Algumas vezes a sucessão é finalizada por finas camadas de carvão (fácies C) ou de folhelho carbonoso (fácies Fc).

Sucessão tipo 2: siltito (fácies Si) e/ou argilito (fácies Agf), folhelho carbonoso e carvão. Esta sucessão é típica do intervalo portador de carvão e pode ocorrer de duas formas:

- tipo 2a: rumo ao topo o siltito argiloso grada para folhelho carbonoso havendo com o aumento progressivo da proporção de matéria orgânica o aparecimento de carvão. Neste caso há um aumento da restrição do ambiente, com a diminuição da entrada de sedimentos finos em suspensão, permitindo assim o acúmulo proporcionalmente maior de matéria orgânica. Pode ser também uma evidência de arrasamento rumo ao topo.
- tipo 2b: rumo ao topo há passagem progressiva de carvão para folhelho argiloso e finalmente, com a diminuição progressiva da proporção de matéria orgânica, há a passagem para argilito e/ou siltitos argilosos. Esta sucessão indica a diminuição progressiva de uma condição de restrição, permitindo o aumento na entrada de sedimentos finos em suspensão.

Sucessão tipo 3: folhelho (Agf), siltito (si) e arenito fino (Afm) formando, nesta ordem e rumo ao topo, uma sucessão típica do topo da Formação Rio Bonito na área. Esta sucessão indica um aumento progressivo na capacidade de transporte do agente de deposição rumo ao topo gerando granocrescência ascendente.

Associação de fácies 1: composta por arenitos fino (fácies Afm), médio ou grosso, por vezes com grânulos (fácies Amg) e cimentado com carbonato. Ocorre intercalado em sedimentos pelíticos e camadas de carvão dentro do intervalo médio da Formação Rio Bonito. Estão organizados em sets de estratos cruzados, mormente de baixo ângulo e

tangencial na base, com granodecrescência rumo ao topo, camadas tabulares internamente apresentando estratificações cruzadas tabulares. Também podem ser identificadas marcas onduladas em topos de camada. Esta associação foi observada em afloramentos na forma de corpos arenosos com alguns metros de espessura e quilômetros de extensão.

Sistema deposicional de ilha barreira – laguna

Este é o sistema ao qual a principal parte do intervalo portador de carvão está associada. As sucessões dos tipo 2 (a e b), e a associação de fácies 1 são os elementos mais comuns deste sistema, podendo ocorrer com menos frequência a fácies H (rochas heterolíticas)

A deposição da sucessão do tipo 2 deu-se em lagunas, onde, sob uma lâmina de água mais perene depositavam-se sedimentos pelíticos e, em áreas mais protegidas e rasas, ocorria o acúmulo de matéria orgânica vegetal, formando então turfeiras. As variações entre os tipos 2a e 2b pode ser explicada por variações menores no nível relativo da lâmina d'água, que tinham como efeito o aumento (2b), diminuição (2a) ou migração das áreas de acúmulo das turfeiras.

A associação de fácies 1, neste contexto, pode ser interpretada como depósitos de ilhas barreira, com porções de praia de barreira na face voltada para o mar e depósitos de *washover* na face voltada para a laguna por ela protegida. Esta associação ocorre tanto sobre sedimentos pelíticos, como sobre carvão ou ainda rocha heterolítica da fácies H.

Como mostra o modelo de Reison (1992) para este tipo de sistema (Figura 3-5), tanto nas margens do continente, como nas margens internas das ilhas barreiras, podem ocorrer planícies de maré. Em processo transgressivo, como mostrado no esquema, a planície de maré continental poderia recobrir as áreas de deposição de turfa.

Em afloramento na frente de lavra da Mina de Seival (Figura 4-8), é possível observar extenso corpo de arenitos sobre o Banco Louco, acunhando-se no sentido S-N. Esta barreira foi formada em período de elevação relativa do nível do mar, representando uma fase de transgressão, que provocou o avanço da barreira rumo ao continente e a invasão da área ocupada pela laguna. A existência de uma pacote formado pelo empilhamento de diversas sucessões do tipo 2 sobreposto ao corpo arenoso em outros pontos da mina, indica a retomada da sedimentação pelítica e da deposição de turfa e que a barreira retomou uma posição mais ao sul.

Figura 4-8: Camada de arenito recobrendo a camada de carvão Banco Louco. Este arenito, intercalado entre rochas pelíticas do intervalo portador de carvão, constitui-se de um conjunto de depósitos ilhas barreira. Afloramento em frente de lavra da Mina de Seival (espessura média do Banco Superior: 2m).

O deslocamento desta barreira pode ter sido responsável pela ocorrência errática do Banco Louco. Estes arenitos podem estar sobrepostos tanto ao banco de carvão como ao argilito que o separa da Camada Candiota. Em afloramento junto à estrada de ferro, sob o viaduto da rodovia que liga a BR 293 às áreas de mineração, é possível observar a diminuição progressiva da espessura da camada de carvão no sentido W-E, em clara situação de erosão do topo da camada de carvão. No afloramento do km 135 da BR 293 (Figura 4-9), há uma camada de rocha heterolítica (fácies H) separando um corpo arenoso típico da associação de fácies 1 de uma camada de carvão (fácies C) do conjunto superior. No contato da base da camada de rocha heterolítica há uma particular forma de canais.

Na parte inferior dos canais, a rocha heterolítica é formada pela intercalação de arenitos finos brancos ou amarelados com folhelhos escuros, gradando rumo ao topo para intercalações entre siltito e folhelho escuro (Figura 4-10). A camada heterolítica representa a porção de intermaré de uma planície de maré, provavelmente desenvolvida na margem continental da laguna. Sua posição sobre uma camada de carvão, sotoposta a uma antiga ilha barreira, é indicativa da existência de mais uma fase transgressiva, com a migração dos sistemas deposicionais rumo ao continente. A escavação de canais de maré sobre o topo da turfeira é comprovada pela deposição inicial de arenitos na base do canal, porém a profundidade exagerada do canal está mais ligada a compactação diferencial entre a rocha heterolítica e o carvão, acentuada pela atuação de pequenos deslocamentos ao longo de planos de falhas paralelos às laterais do canal (Figura 4-9).

Sistema de plataforma rasa

É típica do topo da unidade Rio Bonito sendo representada pela sucessão do tipo 3 intercalada com arenitos médios da fácies Amg que apresentam estratificação cruzada *hummocky*, com a base bastante ondulada (Figura 4-11). Estas camadas de arenito foram depositadas em episódios de forte fluxo oscilatório, provavelmente associados a tempestades. A sucessão argilito-siltito-arenito fino representa períodos de arrasamento da plataforma, possivelmente associados a pequenas regressões que provocavam uma aproximação com a deposição costeira, favorecendo assim a deposição da areia fina. Esta proximidade com a costa e o arrasamento favoreceram a deposição dos arenitos com estratificação cruzada *hummocky* durante eventos episódicos de geração de fluxos oscilatórios de alta energia. O processo transgressivo predominante, provocou o maior afastamento da costa e a instalação da plataforma marinha mais franca, cujos depósitos compõem a Formação Palermo.

Figura 4-9: Camada de rocha heterolítica, gerada em planície de maré (intermare), sobreposta a camada de carvão com desenvolvimento de canais (e.g. A e B). A rocha heterolítica está sotoposta a um pacote de arenitos de ilhas barreira.

A

B

Figura 4-10: Detalhes dos canais A e B da figura 4-9. Na base dos canais a camada heterolítica (fácies H) inicia-se com intercalações entre arenito branco e folhelho escuro, passando, rumo ao topo, para intercalações de siltito com folhelho escuro.

Figura 4-11: Tempestitos da porção superior da Formação Rio Bonito - Rodovia BR 293, km 147.

Sistema fluvial

Os arenitos e conglomerados da sucessão do tipo 1 foram considerados de sistema fluvial do tipo entrelaçado, associado ao início da deposição Rio Bonito. Este sistema não foi observado em afloramentos, porém é bem representado em testemunhos de sondagem.

4.2. Datum

Os blocos-diagrama e a construção de mapas de distribuição dos centros de gravidade de fácies necessitaram de um *datum* de referência, uma vez que o intervalo é afetado por deslocamentos verticais de blocos, mormente pós-deposicionais

Abaorraga & Lopes (1986) e todos os demais relatórios da CPRM do Projeto Grande Candiota utilizaram a base da Camada Candiota como *datum* para as correlações e construções de seções cruzadas com os dados provenientes das sondagens. Este *datum*, de caráter operacional, foi utilizado por aqueles autores, pois fornecia importantes informações para o estabelecimento de critérios econômicos e exploratórios. Como a Camada Candiota é a camada de carvão mais importante, um *datum* colocado em sua base pode ser realmente interessante para avaliar a espessura da camada e do seu recobrimento (*overburden*) nas diversas áreas de pesquisa.

Foram identificados dois problemas na extrapolação deste *datum* para toda a bacia: a) seria tal superfície realmente contínua ao longo de todo o jazimento?; b) tal superfície representaria um evento contínuo ao longo da bacia? Apesar da grande importância econômica da Camada Candiota, a base desta camada como *datum* não foi considerada adequada para o presente estudo estratigráfico na área do depósito, exatamente por estas questões não serem respondidas satisfatoriamente.

As camadas de tonstein poderiam ser utilizadas como excelentes *data* isócronos para as análises estratigráficas, porém, seriam úteis apenas na divisão cronológica da deposição, uma vez que a superfície recoberta pelas cinzas podem não ser contínuas, caso estejam afetadas por falhamentos sindeposicionais à formação e pré-deposicionais em relação aos tufos. Outro problema afetaria o uso dos tonsteins como *datum*: eles não foram devidamente identificados em furos de sondagem, o que prejudica sua identificação ao longo da bacia

A superfície que limita as Formações Rio Bonito e Palermo, a qual coincide com um limite de seqüências, parece ser o *datum* mais apropriado para o momento. Esta

superfície, utilizada também por Alves (1994), Della Fávera (1995) e Della Fávera *et al.* (1992), não representa necessariamente uma superfície isócrona no âmbito da Bacia, por outro lado, está associada a um evento de inundação de grandes proporções que afetou quase toda a Bacia do Paraná, com a instalação de plataforma marinha. Por tudo isso, esta superfície limite de unidades e seqüências foi a escolhida como *datum*.

4.3. Distribuições

Foram obtidas duas bases de dados para a realização deste projeto: testemunhos de sondagens gerados pela CPRM, no projeto Grande Candiota, e informações de sondagens realizadas pela CRM em sua áreas de concessão. A figura 4-12 fornece a distribuição do furos utilizados neste trabalho dentro da área do Depósito de Carvão Candiota e dentro da área da Mina da Candiota.

Alguns problemas foram encontrados na integração dos dados provenientes destas duas áreas: a diferença entre o grau de detalhamento e os diferentes critérios utilizados na obtenção de dados criaram problemas para a integração dos dados das duas áreas.

Nos relatórios da CPRM são encontrados os perfis completos de praticamente todos os furos executados pela aquela empresa, havendo a identificação do topo e a base da Formação Rio Bonito na maioria deles. Os relatórios também apresentam mapas geológicos e de contorno estrutural de diversas camadas de carvão, bem como do embasamento.

O conjunto de dados provenientes de poços da CRM concentram-se mormente em informações sobre a Camada Candiota, com pouca informação sobre as demais camadas de carvão. A mineração na Mina da Candiota é feita a céu aberto (*open pit mine*) e a escolha desta região para a instalação da mina baseou-se na proximidade da Camada Candiota com a superfície. Na maior parte da áreas de concessão da CRM a cobertura sobre a Camada Candiota atinge valores mínimos em relação às demais áreas do depósito, o que traduz-se, na maioria das vezes, na ausência de boa parte da porção superior da Formação Rio Bonito.

Figura 4-12: Localização dos furos de sondagem da CPRM e da CRM, utilizados neste trabalho.

4.3.1. Variáveis Estudadas

4.3.1.1. Litofácies da Formação Rio Bonito

Na área do Depósito de Carvão Candiota (Figura 1-2), os dados de perfis de poços da CPRM permitiram a geração de diversas variáveis relativas aos aspectos estratigráficos da Formação Rio Bonito, como a distribuição do seu intervalo portador de carvão e sobre a distribuição das camadas de carvão dentro do intervalo. Foram analisados principalmente os furos onde a Formação Rio Bonito estava representada em sua forma completa, ou seja, quando foi identificada a base e o topo da unidade. Este procedimento foi necessário para que houvesse a certeza de que todo o intervalo portador de carvão estivesse representado.

Para estudar aspectos deposicionais e estratigráficos foram definidos os seguintes conjuntos de variáveis:

a) Cinco variáveis serviram para a identificação de depocentros, associados às áreas de maior criação de espaço para o acúmulo de sedimentos e de carvão:

- **Espessura da Formação Rio Bonito** utilizada na identificação das áreas de maior e de menor acúmulo de sedimentos, considerando-se que não existem evidências de processos erosivos de grande porte que tenham removido grandes volumes da unidade antes da deposição da Formação Palermo.
- **Espessura do Intervalo Portador de Carvão**, o qual foi definido como o intervalo entre a base da camada mais inferior de carvão conhecida e o topo da camada de carvão mais superior conhecida. Esta variável foi utilizada na individualização do intervalo no qual deu-se a deposição de carvão da Formação Rio Bonito, permitindo identificar em que parte da história deposicional da unidade deu-se o acúmulo de carvão e como este intervalo se distribui no depósito.
- **Espessura de Sedimentos entre o Topo do Intervalo Portador de Carvão e o Topo da Formação Rio Bonito**. Esta informação possibilitou a identificação dos pontos de maior acúmulo da seqüência que sucede o intervalo portador de carvão;
- **Espessura de Sedimentos entre a Base do Intervalo Portador de Carvão e a Base da Formação Rio Bonito**. Esta informação possibilitou a identificação dos pontos de maior acúmulo da seqüência que precede o intervalo portador de carvão;

- **Espessura do Grupo Itararé na Área do Depósito.** Foram analisadas as áreas de ocorrência do Grupo Itararé para a identificação da calhas, ou canais, onde ficaram preservados os sedimentos do grupo.

b) A análise conjunta das somas das espessuras das camadas de carvão, do carvão efetivamente presente nas camadas e do número de camadas permitiram identificar a distribuição da frequência de camadas de carvão em relação à espessura, o que está diretamente relacionado às condições de deposição:

- **Soma das Espessuras das Camadas de Carvão.** Foram utilizadas as definições das camadas de carvão feitas pela CPRM. As camadas foram definidas segundo critérios operacionais, o que implicou na inclusão de finas lâminas de folhelho ou folhelho carbonoso. Não foi possível separar as camadas, devido, principalmente, a ausência de informações precisas sobre sua composição e origem. Este problema pôde ser parcialmente contornado com a inclusão da variável relativa a espessura total de carvão.
- **Espessura Total de Carvão.** Diz respeito a espessura de carvão efetivamente encontrado nas camadas.
- **Número de camadas de carvão.** Diz respeito ao número de camadas identificadas em cada furo.

c) A análise dos parâmetros estatísticos, média, desvio padrão e assimetria do centro de gravidade, permitiram a avaliação da distribuição vertical das camadas de carvão em relação a um datum :

- **Distribuição do Centro de Gravidade Médio das Camadas de Carvão** em relação ao topo da Formação Rio Bonito (datum) de cada furo. Esta variável permite a representação em planta da distribuição vertical das camadas de carvão.
- **Desvio Padrão da Distribuição dos Centros de Gravidade das Camadas de Carvão** ao longo de cada furo
- **Assimetria da Distribuição dos Centros de Gravidade** das camadas de carvão ao longo de cada furo.

d) A análise da distribuição das espessuras das litofácies sedimentares presentes na Formação Rio Bonito, conforme definidas neste capítulo, permitiram a identificação dos principais depocentros de cada litofácies na área do Depósito de Carvão Candiota. Cada litofácies representa uma condição particular no sítio deposicional. Assim, a

identificação das áreas de maior e de menor acúmulo de cada litofácies pode trazer informações importantes sobre a paleogeografia e sobre as condições paleoambientais.

- **Folhelho Carbonoso** (Litofácies Fc): esta litofácies está geralmente associada às áreas de deposição de carvão, podendo anteceder ou suceder uma camada de carvão. Formou-se nas áreas onde a deposição de siliciclásticos superava ou era igual a de matéria orgânica.;
- **Rochas Pelíticas** (Litofácies Agm e Si): está associada às áreas onde predominam as condições de menor capacidade de transporte de sedimentos, como nas zonas de *back-barrier* onde podem se instalar lagunas protegidas;
- **Rochas Heterolíticas** (Litofácies H): ligada às áreas onde predominam condições alternadas de deposição entre sedimentos pelíticos e arenosos finos. Estas condições podem ser encontradas em planícies de maré ou em plataformas;
- **Arenito fino e médio** (Litofácies Afm): indica as áreas de atuação de correntes oscilatórias e direcionais, identificadas pelas estruturas presentes, podendo estar associado tanto aos depósitos de barreira, *washover*, deltas de maré, como às porções distais de sistema fluvial ou leque aluvial;
- **Arenito médio e grosso** (Litofácies Amg): é acumulado nas áreas onde há transporte muito eficiente e movimento de carga de fundo. Pode estar associado às áreas proximais do sistema fluvial ou leque aluvial;
- **Conglomerado** (Litofácies Cg): da mesma forma que o arenito médio e grosso, está associado às áreas proximais do sistema fluvial ou leque aluvial.

4.3.1.2. Parâmetros de Qualidade do Carvão

Nas áreas de concessão da CRM, a Camada Candiota pode ser considerada uma unidade litoestratigráfica verdadeira, sendo ela facilmente traçada ao longo não só da mina, mas também na Mina de Seival (Copelmi). Foram aproveitados os dados fornecidos pela CRM, provenientes da área da Mina da Candiota, obtidos de perfurações. As seguintes variáveis foram analisadas:

- a) a espessura de cada banco de carvão que compõe a Camada Candiota, possibilitando a verificação da distribuição das espessuras na área;
- b) a quantidade de cinzas (matéria mineral) contida no carvão;
- c) a quantidade de enxofre contida no carvão;
- d) espessura da camada de Argilito Interbancos (Figura 3-4);
- e) a espessura da cobertura sobre a Camada Candiota (*overburden*).

Ressalta-se mais uma vez que não existe a superposição entre as informações obtidas junto a CPRM e aquelas obtidas junto à CRM

A seguir são explicadas as naturezas das variáveis que correspondem aos parâmetros mais utilizados na caracterização do carvão quanto a sua natureza e qualidade:

- **Espessura:** é utilizada tanto na cubagem dos depósitos como em todo o planejamento da lavra do carvão. Para o estudo da gênese dos depósitos, a espessura pode revelar informações importantes sobre depocentros e de variação de espessura dos componentes do intervalo portador de carvão ao longo do jazimento. Do conjunto de dados da CRM, foram obtidas informações sobre a espessura dos bancos de carvão e da camada de argilito que compõem a Camada Candiota. A espessura é o resultado final da compactação dos depósitos de turfa acumuladas durante a deposição. A compactação pode reduzir em até oito vezes a espessura original da turfa (Diessel 1992). O carvão, sendo mormente um acúmulo de matéria orgânica vegetal *in situ*, tem suas maiores espessuras de carvão associadas às áreas onde o recobrimento vegetal foi mais perene. Diferente dos sedimentos clásticos, que necessitam de criação de espaço para seu acúmulo e preservação, os depósitos de matéria orgânica vegetal podem crescer verticalmente, acima do nível de base, mantidas as condições de umidade e cobertura. Isto significa que as maiores espessuras de carvão não estão necessariamente relacionadas diretamente com os depocentros dos sedimentos clásticos.
- **Cinzas:** correspondem à matéria mineral contida no carvão, a qual não é combustível e remanesce na queima. Diessel (1992) cita três grupos de constituintes inorgânicos:
 1. minerais fitogênicos derivados da matéria inorgânica contida nas plantas que deram origem ao carvão;
 2. minerais alogênicos que são transportados e depositados nas áreas das turfeiras;
 3. minerais autigênicos formados penecontemporaneamente ou na diagênese.

Não existem estudos específicos sobre a origem das cinzas existentes nas camadas de carvão do Depósito de Carvão Candiota, porém, parece claro que a grande quantidade de cinzas presente (média de 45%) é forte indicativo de

contribuição clástica, constituindo-se de minerais alogênicos. O conhecimento da distribuição das cinzas ao longo do Depósito de Carvão Candiota pode trazer informações sobre a proximidade com as áreas fonte que possivelmente contribuíram com a matéria mineral do carvão, além de indicar a distribuição do carvão segundo sua quantidade de cinzas.

- **Enxofre:** é constituinte bastante comum do carvão e pode ocorrer de várias formas, quantidades e origens diversas. Segundo Diessel (1992), é possível fazer-se a distinção entre o enxofre orgânico e o inorgânico. As formas inorgânicas ocorrem principalmente como sulfeto de ferro. Ade (1993) apresenta dados sobre a porcentagem de enxofre em 7 camadas de carvão de 3 sondagens na área da Mina da Candiota, fazendo a distinção entre as diversas origens do enxofre. Os dados apresentados não indicam nenhum tipo de predomínio de determinada forma de enxofre. Os dados existentes das sondagens utilizadas no presente trabalho só trazem informações sobre o enxofre total na camada. Segundo Diessel (1992), a alta concentração de enxofre no carvão está associada ao teto formado por rochas marinhas. O enxofre sempre está concentrado nas porções de base e de topo da camada. A quantidade de enxofre influi muito na qualidade do carvão, podendo sua quantidade ser reduzida com o beneficiamento.
- **Poder Calorífico:** do carvão depende principalmente do grau de maturação da matéria orgânica (*rank*) e da porcentagem de componentes inorgânicos (cinzas). Apesar de importante, esta informação não foi disponibilizada pela mineradora. Sabe-se, entretanto, que a maior parte do controle é realizado diretamente na usina termelétrica e que a faixa de variação admitida está entre 3027 e 3572 kcal/kg.

4.3.2. Distribuição das Espessuras da Formação Rio Bonito

A definição de um intervalo portador de carvão teve como consequência a divisão da Formação Rio Bonito em três intervalos: o portador de carvão e os intervalos separados por este, que passam a ser referidos como intervalo superior e intervalo inferior.

A espessura média da Formação Rio Bonito no Depósito de Carvão Candiota é de 57 m, variando entre 12.9 e 123.05 m (Figura 4-13A). A distribuição das espessuras da unidade apresenta assimetria positiva. Assim, também, comportam-se as distribuições dos intervalos (Figuras 4-13B, 4-13C e 4-13D), destacando a assimetria positiva mais acentuada do intervalo inferior (Figura 4-13D).

Esta diferença de comportamento da distribuição em relação a assimetria mais acentuada pode ser explicada pela associação dos intervalos aos diferentes sistemas deposicionais geradores dos intervalos. Enquanto os dois intervalos superiores foram depositados em ambientes diretamente relacionados a um mar epicontinental em fase transgressiva, o intervalo inferior foi depositado em ambientes de sedimentação fluvial, diretamente sobre rochas do embasamento ou sobre depósitos do Grupo Itararé, mais sujeitos aos condicionantes topográficos e ao retrabalhamento. Estas diferenças estão também expressas nas correlações lineares entre as variáveis. A correlação entre o intervalo inferior e o intervalo portador de carvão (Figura 4-14A) é também muito baixa (-0.02) e entre o intervalo superior e o intervalo inferior (Figura 4-14C) é muito baixa, -0.15. Entre o intervalo superior e o intervalo portador de carvão a correlação é negativa, -0.47, ou seja, onde encontram-se as maiores espessuras do intervalo portador de carvão há uma tendência a ocorrerem as menores espessuras do intervalo superior (Figura 4-14B). A aplicação do teste de correlação (nível de significância de 1%) revelou que este valor é significativamente diferente de zero.

Destas quatro variáveis relacionadas às espessuras dos intervalos, apenas a espessura do intervalo inferior não mostrou-se adequada para a análise variográfica, não sendo possível obter um variograma estruturado. As demais forneceram variogramas experimentais omnidirecionais, não tendo sido identificado nenhum tipo de anisotropia. Os modelos ajustados foram: esférico para a espessura da Formação Rio Bonito, com amplitude de 9102,57 m (Figura 4-15A); também esférico para o intervalo portador da carvão, com amplitude de 10764,28 m (Figura 4-15B); e exponencial para a espessura do intervalo superior (Figura 4-15C).

Os variogramas ajustados apresentaram boa compatibilidade com ao conjunto de dados como revela a validação cruzada. Os erros obtidos estão próximos a zero, e a variância do erro padrão próxima de um (Figuras 4-16A, 4-16B, 4-16C). Os gráficos $Z(x)$ por $Z^*(x)$, mostram boa proximidade dos pontos com a primeira bissetriz (45°), indicando boa qualidade da estimativa.

A estimativa realizada por krigagem, baseada nos modelos ajustados de variograma, está apresentada na forma de mapas do tipo *raster*. Nestes mapas foi possível identificar na Formação Rio Bonito dois depocentros onde acumularam-se as

maiores espessuras superiores a 90m: um a nordeste e outro a sudoeste (Figura 4-17). Uma feição particular ocorre na faixa limitada pelas coordenadas 6500000N e 6490000N (Figura 4-17) onde há uma diminuição de espessura para oeste e para leste a partir do centro, formando uma figura parecida a uma calha de direção NE-SW.

A interpolação dos valores de espessura do intervalo inferior foi obtida pelo inverso do quadrado da distância. A distribuição obtida (Figura 4-18A) apresenta três depocentros um a NE, outro a SW e um terceiro na parte central, todos com espessura superior a 50m, sendo que os dois primeiros coincidem com os depocentros da Formação Rio Bonito (Figura 4-17). Também um feição de estrangulamento é observada na mesma faixa da Formação Rio Bonito, havendo também há outra feição deste tipo mais a nordeste, entre as coordenadas 6510000N e 6520000N.

A distribuição das espessuras do intervalo portador de carvão, estimado por krigagem, mostra o depocentro do intervalo na porção norte-nordeste do depósito, alongando-se segundo um eixo norte-sul (Figura 4-18B).

As espessuras do intervalo superior, também estimadas por krigagem, mostram um depocentro principal localizado a sudoeste e dois secundários: a sul e na porção central do Depósito (Figura 4-18C).

Estas distribuições mostram que a deposição da Formação Rio Bonito sofreu forte influência das estruturas N-S e NW-SE. Os depocentros e as áreas de menor deposição distribuem-se em faixas aproximadamente N-S estando intercaladas segundo a direção WNW-ESE. Estes sistemas de falhas são bastante evidentes e afetaram os sedimentos mesmo após a diagênese. O sistema N50°-60°E (Menezes Filho & Rodrigues 1983) parece ter sido o que mais contribuiu para a os atuais limites do depósito de carvão.

Figura 4-13: Histogramas das espessuras: A-espessura da Formação Rio Bonito; B-espessura do intervalo portador de carvão; C- espessura do intervalo superior; D- espessura do intervalo inferior.

Figura 4-14: Diagramas de dispersão das espessuras dos intervalos da Formação Rio Bonito, definidos segundo o critério de presença de camadas de carvão: A-intervalo portador de carvão e intervalo inferior; B-intervalo portador de carvão e intervalo superior; C-intervalo inferior e superior.

Modelo de Variograma Ajustado

Variograma Experimental : 1 direção

D1 - Az = 90.00, Dp = 0.00, Pt = -0.00

Tolerância Angular = 90.00

Passo = 1200.00m, Tolerância = 50.00%,
Número de Passos = 13

Modelos : 2 estruturas

S1 - Esférico - Amplitude = 9102.57m

Patamar = 307.7230

S2 - Efeito Pepita

Patamar = 114.1225

Modelo de Variograma Ajustado

Variograma Experimental : 1 direção

D1 - Az = 90.00, Dp = 0.00, Pt = -0.00

Tolerância Angular = 90.00

Passo = 1200.00m, Tolerância = 50.00%,
Número de Passos = 13

Modelos : 2 estruturas

S1 - Esférico - Amplitude = 10764.28m

Patamar = 121.0849

S2 - Efeito Pepita

Patamar = 28.5620

Modelo de Variograma Ajustado

Variograma Experimental : 1 direção

D1 - Az = 90.00, Dp = 0.00, Pt = -0.00

Tolerância Angular = 90.00

Passo = 1200.00m, Tolerância = 50.00%,
Número de Passos = 13

Modelos : 2 estruturas

S1 - Exponencial - Escala = 10380.677m

Patamar = 33.4556

S2 - Efeito Pepita

Patamar = 4.0486

Figura 4-15: Variogramas experimentais e modelos ajustados: A- da espessura da Formação Rio Bonito; B-do intervalo portador de carvão; C-do intervalo superior da Formação Rio Bonito.

Figura 4-16: Resultados das validações cruzadas: A- da espessura da Formação Rio Bonito; B- intervalo portador de carvão; C- intervalo superior da Formação Rio Bonito.

Figura 4-17: Distribuição das espessuras da Formação Rio Bonito no Depósito de Carvão Candiota.

Figura 4-18: Distribuição das espessuras do: A - intervalo inferior da Formação Rio Bonito; B - intervalo portador de carvão da Formação Rio Bonito; C - intervalo superior da Formação Rio Bonito.

As distribuições dos intervalos portador de carvão (Figura 4-18B) e superior (Figura 4-18C) refletem o resultado obtido de correlação inversa de suas espessuras (Figura 4-14C). Esta correlação inversa pode ser explicada primeiro por um deslocamento do depocentro no depósito de carvão, o que é mais evidente, e segundo por questões ambientais. O ambiente proposto para a deposição de carvão, lagunas protegidas por barreiras, desenvolveu-se mais na porção NNE e na faixa oeste, onde situavam-se as lagunas, enquanto a plataforma em mar aberto situava-se a sul e a oeste.

A Figura 4-19 apresenta os resultados do desvio padrão de krigagem das espessuras da Formação Rio Bonito e de seus intervalos superior e portador de carvão. Todas refletem a distribuição do conjunto de dados utilizado, sendo menor o desvio padrão na faixa onde concentram-se os pontos (Figura 4-12).

Figura 4-19: Distribuição do desvio padrão de krigagem: A-espessura da Formação Rio Bonito; B-espessura do intervalo portador de carvão; C-espessura do intervalo superior

4.3.3. Distribuição das Espessuras do Carvão

Foram estudadas as distribuições da soma das espessuras das camadas de carvão, do total de carvão de cada camada e ainda o número de camadas, com o propósito de verificar a frequência da deposição de carvão e os principais acúmulos desta fácies.

A soma das espessuras das camadas de carvão corresponde a espessura total das camadas de carvão de cada furo. A espessura máxima encontrada foi de 14,21m, a mínima de 0,53 m e média de 8,40 m, sendo a distribuição bimodal (Figura 4-20A). A soma da quantidade de carvão em cada camada transformada em espessura, varia entre 11,67 m e 0,53 m, com média de 6,94 . A distribuição é aparentemente normal, com assimetria negativa (Figura 4-20B). O número máximo de camadas encontrado nos 118 furos estudados foi de 13 e o mínimo de 1 e média de 7 em uma distribuição normal (Figura 4-20C).

As correlações entre o número de camadas e as espessuras são positivas, mas não elevadas: 0,56 com a soma das espessuras e 0,50 com a espessura total de carvão (Figuras 4-21A, 4-21B) , sendo elevada, 0,77, com a espessura do intervalo portador de carvão (Figura 4-21C). A aplicação do teste de correlação (nível de significância de 1%) revelou que estes valores são significativamente diferentes de zero.

Estas três variáveis permitiram a realização da análise variográfica. A soma das espessuras das camadas de carvão apresentou anisotropia zonal (Figura 4-22A), com a direção E-W apresentando maior continuidade e maior patamar. A variável espessura total de carvão apresentou variograma experimental omnidirecional sendo ajustado modelo esférico com amplitude 9481,2 m e patamar de 4,9 para a espessura total de carvão (Figura 4-22B). O número de camadas apresentou anisotropia geométrica, com uma direção de azimuth 0° com maior continuidade, com amplitude de 16003 m e uma de menor continuidade com amplitude de 9283 m com azimuth 90° (Figura 4-22C). A validação cruzada confirmou a adequação dos variogramas ajustados ao conjunto de dados. Os erros obtidos foram próximos a zero e as variâncias do erro padrão mantiveram-se próxima de um (Figuras 4-23A, 4-23B, 4-23C).

Espessura das Camadas de Carvão

Número :	118
Mínimo :	0.53
Máximo :	14.21
Média :	8.40
Variação:	8.06
Desv.pad.:	2.84
Coef Var :	0.337771

A

Espessura Total de Carvão nas Camadas

Número :	118
Mínimo :	0.53
Máximo :	11.87
Média :	6.94
Variação:	6.60
Desv.pad.:	2.57
Coef Var :	0.369898

B

Número de Camadas

Número :	118
Mínimo :	1.00
Máximo :	13.00
Média :	7.00
Variação:	7.00
Desv.pad.:	3.00
Coef Var :	0.374397

C

Figura 4-20: Histogramas dos parâmetros relativos às camadas de carvão do intervalo portador de Carvão da Formação Rio Bonito: A-soma das espessuras das camadas; B-espessura total de carvão; C-número de camadas de carvão.

Figura 4-21: Diagrama de dispersão das espessuras e número de camadas do intervalo portador de carvão: A-número de camadas de carvão pela soma das espessuras das camadas de carvão; B-número de camadas pela soma da espessura total de carvão nas camadas; C- número de camadas pela espessura do intervalo mineralizado.

Modelos de Variogramas Ajustados

Variogramas Experimentais : 2 direções

D1 - Az= 0.00, Dp= 0.00, Pt= -0.00

Tolerância Angular = 45.00

Passo = 1800.00m, Tolerância = 50.00% ,
Número de Passos = 10

D2 - Az=-90.00, Dp= 0.00, Pt= -0.00

Tolerância Angular = 45.00

Passo = 1800.00m, Tolerância = 50.00% ,
Número de Passos = 10

Model : 3 basic structure(s)

S1 - Esférico - Amplitude = 8564.76m

Patamar = 5.4183

S2 - Esférico - Amplitude = 19719.06m

Coefficientes de Anisotropia =
(1.000000,0.000015,1.000000)

Patamar = 2.2000

S3 - Esférico - Amplitude = 4495.51m

Patamar = 0.2175

Modelo de Variograma Ajustado

Variograma Experimental : 1 direção

D1 - Az= 90.00, Dp= 0.00, Pt= -0.00

Tolerância Angular = 90.00

Passo = 1800.00m, Tolerância = 50.00% ,
Número de Passos = 10

Modelo : 2 estruturas

S1 - Esférico - Amplitude = 9481.38m

Patamar = 4.7140

S2 - Efeito Pepita:

Patamar = 0.2212

Modelos de Variogramas Ajustados

Variogramas Experimentais : 2 direções

D1 - Az= 0.00, Dp= 0.00, Pt= -0.00

Tolerância Angular = 45.00

Passo = 1800.00m, Tolerância = 50.00% ,
Número de Passos = 10

D2 - Az=-90.00, Dp= 0.00, Pt= -0.00

Tolerância Angular = 45.00

Passo = 1800.00m, Tolerância = 50.00% ,
Número de Passos = 10

Modelos : 3 estruturas

S1 - Efeito Pepita

Sill = 0.5343

S2 - Esférico - Amplitude = 9283.25m

Coefficientes de Anisotropia =
(1.000000,0.489108,1.000000)

Rotação = (Az= 90.00, Dp= 0.00, Pt= -0.00)

Patamar = 6.8233

S3 - Esférico - Amplitude = 16003.02m

Coefficientes de Anisotropia =
(1.000000,1.000000,0.489108)

Rotação = (Az= 0.00, Dp= 0.00, Pt= -0.00)

Patamar = 0.3302

Figura 4-22: Variogramas experimentais e modelos ajustados: A - da soma das espessuras das camadas de carvão; B - da espessura total de carvão; C - do número de camadas de carvão.

Figura 4-23: Resultados das validações cruzadas A-da soma das espessuras das camadas de carvão; B-da espessura total de carvão; C-número de camadas

A estimativa realizada por krigagem, baseada nos modelos ajustados de variograma, está apresentada na forma de mapas do tipo *raster* e revelam que os maiores acúmulos de carvão estão na porção leste da área. As maiores espessuras de carvão concentram-se na mesma faixa onde o intervalo portador de carvão apresenta as maiores espessuras (Figuras 4-24A, 4-24B e 4-18B). Porém, os depocentros do intervalo portador não coincidem com os de maior soma de espessura de camadas de carvão ou espessura total de carvão. Um aspecto muito importante destas distribuições é a proximidade entre as áreas de maior e de menor acúmulo de carvão, revelando controle tanto estrutural, pela direção NNE-SSW, como ambiental que concentrou a deposição de carvão nas áreas mais protegidas a nordeste.

A distribuição do número de camadas tem seus maiores valores ao longo da faixa de maior espessura do intervalo portador de carvão, havendo coincidência entre as áreas onde ocorrem o maior número de camadas e as áreas de maior acúmulo do intervalo portador de carvão (Figuras 4-24C e 4-18B). Não há coincidência com as áreas de maior espessura de carvão e número de camadas, como mostra a figura 4-25, existindo assim regiões com maior frequência de deposição de camadas mais finas e regiões com a deposição menos freqüente, mas com maiores espessuras. A distribuição dos valores de número de camadas reflete bem a anisotropia obtida nos variogramas, com uma direção N-S com maior continuidade e uma direção E-W com menor continuidade.

Para complementar as informações sobre as camadas de carvão, foi estudada a distribuição do centro de gravidade das camadas (capítulo 2, item 5). Este estudo permite verificar como estão distribuídas as camadas de carvão ao longo de cada furo de sondagem e representá-las em planta. As variáveis obtidas foram: centro de gravidade médio, o desvio padrão em relação ao centro de gravidade médio e a assimetria da distribuição dos centros de gravidade das camadas de carvão (capítulo 2, item 5).

O centro de gravidade médio foi 28,7m, que significa que em média as camadas distam 28,7m do topo da Formação Rio Bonito (Figura 4-26A). O desvio padrão médio é de 6,64m (Figura 4-26B), que significa que a espessura total de carvão no perfil distribui-se 6,64m m acima e abaixo do centro de gravidade médio. A distribuição desta variável também apresenta assimetria positiva.

A assimetria da distribuição dos centros de gravidade das camadas é sempre negativa (Figura 4-26C) , indicando que a maioria das camadas situam-se abaixo do centro de gravidade médio de cada furo.

Figura 4-24: Distribuição das variáveis relativas ao carvão da Formação Rio Bonito, mostrando as distribuições: A- das espessuras das camadas de carvão; B-da espessura total de carvão; C-do número de camadas.

Figura 4-25: Espessura total das camadas de carvão sobreposta pelas linhas de isovalores de número de camadas.

Centro de Gravidade

A

Número :	118
Mínimo :	8.72
Máximo :	47.38
Média :	28.71
Variação:	39.81
Desv.Pad.:	6.29
Coef Var :	0.219192

Desvio Padrão

B

Número :	118
Mínimo :	0.58
Máximo :	20.13
Média :	6.64
Variação:	9.64
Desv.Pad.:	3.10
Coef Var :	0.467293

Assimetria

C

Número :	118
Mínimo :	-3105.23
Máximo :	-2.89
Média :	-465.05
Variação:	442362.51
Desv.Pad.:	665.10
Coef Var :	-1.43018

Figura 4-26: Histogramas dos parâmetros relativos ao estudo da distribuição do centro de gravidade médio das camadas de carvão: A-centro de gravidade médio; B-desvio padrão do centro de gravidade médio; C-assimetria da distribuição dos centros de gravidade.

Foram obtidos variogramas para as variáveis centro de gravidade médio e para o desvio padrão. Para o centro de gravidade médio foi obtido variograma experimental omnidirecional e ajustado um modelo esférico com amplitude de 8974,51 m e patamar de 28,7006 (Figura 4-27A). Para o desvio padrão também foi obtido variograma experimental omnidirecional e ajustado um modelo esférico com amplitude de 6194,57 m. e patamar de 1,0799 (Figura 4-27B).

A validação cruzada permitiu verificar a adequação dos variogramas ajustados ao conjunto de dados, com erros médios próximos a zero e variâncias do erro padrão próximas de um (Figuras 4-28A, 4-28B).

A distribuição dos valores do centro de gravidade médio (figura 4-29A) mostra os menores valores na porção noroeste e a maior a sul. Uma explicação plausível seria que na porção nordeste da área encontram-se as menores espessuras da formação Rio Bonito (Figura 4-17); na área sul ocorrem as menores espessura do intervalo portador de carvão e as maiores do intervalo superior (Figuras 4-18B e 4-18C). A distribuição do desvio padrão mostra a área leste com os menores valores (Figura 4-29B), consequência do menor número de camadas nesta região (Figura 4-24C) e onde também ocorrem as menores espessuras (Figura 4-23B).

Modelo de Variograma Ajustado

Variograma Experimental: 1 direção

D1 - Az = 90.00, Dp = 0.00, Pt = -0.00

Tolerância Angular = 90.00

Passo = 1000.00m, Tolerância = 50.00%,
Número de Passos = 14

Modelo: 2 estruturas

S1 - Esférico - Amplitude = 8974.51m

Patamar = 18.1598

S2 - Efeito Pepita

Patamar = 10.5408

Modelo de Variograma Ajustado

Variograma Experimental: 1 direção

D1 - Az = 90.00, Dp = 0.00, Pt = -0.00

Tolerância Angular = 90.00

Passo = 1400.00m, Tolerância = 50.00%,
Número de Passos = 11

Modelo: 2 estruturas

S1 - Esférico - Amplitude = 6194.57m

Patamar = 3.6848

S2 - Efeito Pepita

Patamar = 1.0799

Figura 4-27: Variogramas experimentais e modelos ajustados: A- do centro de gravidade médio das camadas de carvão; B- do desvio padrão do centro de gravidade médio das camadas de carvão.

A

Estatística baseada em 118 dados			Estatística baseada em 113 dados robustos		
	Média	Variância		Média	Variância
Erro	0.070	22.58	Erro	0.23	11.80
Erro Padrão	0.008	1.17	Erro Padrão	0.05	0.60

Os dados são robustos quando seu erro padrão está entre -2.5 e 2.5

B

Estatística baseada em 118 dados			Estatística baseada em 114 dados robustos		
	Média	Variância		Média	Variância
Erro	0.03	5.52	Erro	0.19	3.43
Erro Padrão	0.01	1.00	Erro Padrão	0.08	0.57

Os dados são robustos quando seu erro padrão está entre -2.5 e 2.5

Figura 4-28: Resultados da validações cruzadas: A-do centro de gravidade médio das camadas de carvão; B-do desvio padrão do centro de gravidade médio das camadas de carvão.

Figura 4-29: Distribuições: A-do dentro de gravidade médio das camadas de carvão; B- do desvio padrão do centro de gravidade médio das camadas de carvão.

4.3.4. Distribuição das Espessuras das Litofácies Inorgânicas

A análise da distribuição das espessuras das litofácies, que ocorrem no intervalo correspondente à Formação Rio Bonito, permitiu visualizar a distribuição de cada litofácies na área do Depósito de Carvão Candiota, possibilitando também a identificação de depocentros, considerados como as áreas preferenciais de deposição.

Estatisticamente, a litofácies Arenito fino e médio (Afm) apresenta a maior espessura média e a maior espessura máxima dentre as litofácies estudadas, respectivamente 20,5 m e 77,8 m (Figura 4-30A). A litofácies Arenito médio e grosso (Amg) apresenta espessura máxima expressiva: 39,8 m na porção norte-nordeste da área, porém, a média é de apenas 5,6 m (Figura 4-30B), inferior à espessura média dos Pelitos, 12,56 m (Figura 4-31B), das Rochas Heterolíticas, 9,02 m (Figura 4-31C) e do Carvão, 8,40 m (Figura 4-20). As litofácies com menor expressão são Conglomerado (Cg) com espessuras média de 0,9 m e máxima de 7,3 m (Figura 4-30C); Folhelho Carbonoso (Fc) com média 1,28 m e máxima de 11,05 m (Figura 4-31A). Exceto pelas litofácies Pelitos e Rochas Heterolíticas (Figura 4-31B e 31C), as demais (Figuras 4-31A, 4-30A, 30B e 30C) apresentam distribuição com forte assimetria positiva, indicando o predomínio de camadas de pequena espessuras.

As distribuições das espessuras (Figuras 4-32 e 4-33) revelaram que a litofácies Arenito fino e médio (Afm) teve seus maiores acúmulos na porção sul e sudoeste da área (Figura 4-32), os quais coincidem com áreas de pequeno acúmulo de carvão (Figura 4-24), significando que tratam-se de áreas desprotegidas, onde havia o predomínio de transporte por correntes. A litofácies Arenito médio e grosso (Amg) tem maior expressão ao longo de uma faixa que cruza a área de Norte a Sul (Figura 4-32B), que na porção nordeste encontra-se mais contínua e espessa, provavelmente associada às porções proximais de um sistema fluvial. A distribuição da litofácies Conglomerado (Cg) é errática (Figura 4-32C) e tem pouca relação com a distribuição dos arenitos como seria esperado. Ela tem um importante depocentro na porção sul, entre as coordenadas 6490000N e 6480000N. A litofácies Folhelho Carbonoso (Fc) tem sua distribuição muito semelhante a do carvão (Figuras 4-33A e 4-24). A litofácies Pelitos (Agm e Si) apresenta suas maiores espessuras em áreas alinhadas segundo um eixo Nordeste – Sudoeste, e alguns focos a norte e a sudeste (Figura 4-33B). As áreas de maior acúmulo de pelitos são excludentes às áreas de maior acúmulo de Arenito fino e médio. A litofácies heterolítica apresenta as maiores espessuras na área sul (Figura 4-33C). Por ser uma fácies mormente associada à instalação de sistema de plataforma, ela ocorre preferencialmente em áreas não protegidas.

Espessura de Arenito Fino e Médio

A

Número	: 108
Mínimo	: 0.000
Máximo	: 77.770
Médio	: 20.497
Variancia	: 296.089
Desv.Pad.	: 17.178
Coef Var	: 0.838

Espessura de Arenito Médio e Grosso

B

Número	: 108
Mínimo	: 0.000
Máximo	: 39.760
Média	: 5.564
Variancia	: 78.310
Desv.Pad.	: 8.849
Coef Var	: 1.590

Espessura de Conglomerado

C

Número	: 108
Mínimo	: 0.000
Máximo	: 7.310
Média	: 0.899
Variancia	: 2.255
Desv.Pad.	: 1.502
Coef Var	: 1.670

Figura 4-30: Histogramas das espessuras das litofácies: A-Arenito fino e médio, B-Arenito médio e grosso e C-Conglomerado.

Espessura de Folhelho Carbonoso

A

Número	: 108
Mínimo	: 0.000
Máximo	: 11.050
Média	: 1.279
Variancia	: 2.650
Desv.Pad.	: 1.628
Coef Var	: 1.273

Espessura de Pelitos

B

Número	: 108
Mínimo	: 0.000
Máximo	: 33.960
Média	: 12.558
Variancia	: 87.715
Desv.Pad.	: 9.369
Coef Var	: 0.655

Espessura de Rocha Hetrolítica

C

Número	: 108
Mínimo	: 0.000
Máximo	: 31.750
Média	: 9.022
Variancia	: 72.538
Desv.Pad.	: 8.517
Coef Var	: 0.944

Figura 4-31: Histogramas das espessuras das litofácies: A-Folhelho Carbonoso, B-Pelitos, C-Rocha Heterolítica.

Figura 4-32: Distribuição das espessuras: A-Arenito médio e fino (Litofácies Afm); B-Arenito médio e grosso (Litofácies Amg); C-Conglomerado (Litofácies Cg).

Figura 4-33: Distribuição das espessuras: A-Folhelho Carbonoso (Litofácies Fc); B-Pelitos (Litofácies Agf e Si); C-Heterolítica (Litofácies H).

Figura 4-34: Distribuição vertical da proporção das fácies a cada 20 cm de profundidade no Depósito de Carvão Candiota. Foi utilizado como *datum* o topo da Formação Rio Bonito.

Uma feição notável, já observada na distribuição das espessuras de carvão (Figura 4-24A) e que se repete nas distribuições das demais fácies, é a brusca mudança de valores aproximadamente entre as coordenadas 6470000N e 6480000N (Figuras 4-32 e 4-33).

A distribuição vertical da proporção entre as fácies, obtida no procedimento de simulação (Figura 4-34), revelou o predomínio das rochas arenosas e conglomeráticas na metade inferior do intervalo, onde estariam então concentrados os depósitos de origem fluvial, havendo poucas intercalações de pelitos, folhelho carbonoso, carvão. Nesta posição, estas fácies estão associadas aos depósitos fluviais. Os conglomerados apresentam maior expressão a partir dos 95 m de profundidade e não desde a base do depósito. A contribuição desta fácies diminui progressivamente até os 30m de profundidade, coexistindo com o intervalo principal de deposição de carvão.

Na metade superior do intervalo é observado um aumento progressivo das fácies pelíticas e do carvão. Este intervalo corresponde à fase onde predominaram as condições favoráveis ao acúmulo de matéria orgânica, como lagunas protegidas por ilhas barreira.

No quarto superior é observado o declínio das fácies carvão e folhelho carbonoso e o aumento progressivo das fácies heterolíticas associadas a instalação de plataforma. Esta distribuição vertical das fácies indica o padrão retrogradacional da deposição nos dois terços superior do intervalo. A aproximadamente 13 m pode ser identificado um pequeno aumento na proporção de carvão, revertendo a progressiva diminuição da influência desta fácies. Este pico pode representar uma pequena regressão marinha ou ainda um período de estabilidade, ambos favoráveis a deposição da fácies orgânica

4.3.5. Distribuição das Espessuras da Grupo Itararé e Contorno Estrutural do Embasamento

O Grupo Itararé ocorre na área do Depósito de Carvão na forma de corpos descontínuos, com espessuras variando de 0,15 m a 37,15 m. A distribuição das espessuras é assimétrica (Figura 4-35) positiva, ou seja, predominam as pequenas espessuras.

Existe uma estreita relação entre a distribuição dos corpos remanescentes e das espessuras do Grupo Itararé e o contorno estrutural do embasamento, como mostra a sobreposição das espessuras do grupo, obtidas pelo método do inverso da potência da

Figura 4-35: Histograma das espessuras (m) do Grupo Itararé na área do Depósito de Carvão Candiota.

Figura 4-36: Distribuição das espessuras do Grupo Itararé (*raster*) e mapa de contorno estrutural do embasamento (linhas de isovalores em metros).

distância (IPD), sobreposta pelo mapa de contorno estrutural do topo do embasamento pré-Bacia do Paraná (Figura 4-36). As maiores espessuras o Grupo Itararé também coincidem com as áreas de maior espessura da Formação Rio Bonito. O mapa de contorno estrutural revela a forte influência da Falha Açotéia na forma atual do Depósito de Carvão.

4.3.6. Distribuição dos Parâmetros Associados à Qualidade do Carvão na Área da Mina da Candiota

Os bancos Inferior e Superior da Camada Candiota apresentam suas espessuras com distribuições muito diferentes, apesar de variarem dentro de uma mesma faixa de valores (Figuras 4-37A e 37B). O Banco Superior apresenta assimetria negativa mais acentuada com valores de desvio padrão de 0,39m e coeficiente de variação de 15%, enquanto a distribuição do Banco Inferior revela-se mais platicúrtica e com assimetria ligeiramente positiva e com desvio padrão e coeficiente de variação maiores que o do Banco Superior (0,45m e 20% respectivamente).

O teor de cinzas apresenta o mesmo tipo de comportamento da espessura: o desvio padrão e o coeficiente de variação são maiores no Banco inferior que no Banco Superior (Figuras 4-37C e 37D).

O teor de enxofre nos dois bancos apresentam distribuições assimétricas positivas (predomínio de valores pequenos) sendo a média no Banco Superior 1,78 %, enquanto o Banco Inferior apresenta média de 1,26% (Figuras 4-38A e 38B). O valor médio do teor de enxofre do Banco Superior excede o valor máximo admitido na usina termelétrica que é de 1,50%.

A espessura do Argilito Interbancos, camada de estéril que recobre o Banco Inferior de carvão da Camada Candiota, apresenta assimetria positiva, o que , sob o aspecto econômico é bastante interessante, pois releva o predomínio de valores pequenos (Figura 4-38C). Caso tal argila tivesse outro destino que não aquele de servir de aterro, esta distribuição poderia ser considerada pouco atraente.

A espessura do *overburden* apresenta forte assimetria positiva, que é consequência direta da escolha da área de mineração para a instalação de mina a céu aberto. Nas áreas de concessão da CRM a Formação Rio Bonito tem parte de sua porção superior erodida (Figura 4-38D).

Praticamente não existem correlações entre as variáveis espessura, teor de cinzas e teor de enxofre nos bancos ou entre eles. A única correlação que destaca-se é aquela

entre a espessura do Banco Inferior e a espessura do Argilito Interbancos com valor de $-0,482$ (Figura 4-39B).

A aplicação do teste de correlação permitiu rejeitar a hipótese nula com nível de significância de 1%. Esta correlação negativa pôde ser explicada então pela forma da deposição do carvão e da camada de argilito intercalada. As turfeiras crescem verticalmente, sem a necessidade de criação de espaço para sua deposição, nem de presença de lâmina d'água. Por outro lado, os sedimentos silicicláticos alogênicos, que compõem os depósitos de argilito, necessitam da constante criação de espaço e da presença de lâmina de água para uma constante decantação de material em suspensão e o acúmulo e conservação no fundo do corpo de água. Baseado nestas características deposicionais das rochas envolvidas, pode-se dizer que a deposição do argilito amoldou-se à antiga topografia das turfeiras, ou seja, onde as turfeiras eram mais elevadas e, em alguns casos, mais espessas, houve o menor acúmulo de argila e vice-versa. O produto final da deposição da argila foi uma camada de base irregular, acompanhando a superfície das turfeiras e, por ter sido um acúmulo significativo, recobriu totalmente o Banco Inferior, resultando em um topo relativamente plano, sobre a qual, posteriormente, instalaram-se as turfeiras que deram origem ao Banco Superior, sem nenhum tipo de correlação entre elas (Figura 4-39A). As variáveis estudadas não forneceram variogramas estruturados e, por isso, não foi possível a realização de uma análise variográfica mais consistente. Pelo mesmo motivo não foi possível realizar a interpolação por krigagem, optando-se pelo IPD com potência igual a dois.

A distribuição das espessuras dos bancos de carvão e mapas do tipo *raster* refletem bem os valores obtidos na correlação entre elas. As maiores espessuras do Banco Inferior distribuem-se na porção sul da área (figura 4-40A), enquanto as maiores espessuras do Argilito Interbancos encontram-se na porção norte da área (figura 4-40B). As espessuras do Banco Superior apresentam uma distribuição mais homogênea (figura 4-40C). Para o estudo das distribuições das variáveis teor de cinza e teor de enxofre, foi realizada com as variáveis acumuladas para que fosse diluído o efeito do suporte, uma vez que cada teor pode estar associado a uma espessura diferente do banco de carvão (figura 4-41).

A

B

C

D

Figura 4-37: Histogramas das variáveis: A-espessura do Banco Superior da Camada Candiota; B-espessura do Banco Inferior da Camada Candiota; C-teor de cinzas do Banco Superior; D-teor de cinzas do Banco Inferior.

Teor de enxofre do Banco Superior

A

Número :	54
Mínimo :	0.70
Máximo :	5.60
Média :	1.78
Variação :	0.82
Desv pad :	0.91
Coef Var :	0.510085

Teor de enxofre do Banco Inferior

B

Número :	54
Mínimo :	0.40
Máximo :	4.70
Média :	1.26
Variação :	0.88
Desv pad :	0.94
Coef Var :	0.745484

Espessura do Argillito Interbancos

C

Número :	555
Mínimo :	0.15
Máximo :	1.63
Média :	0.69
Variação :	0.03
Desv pad :	0.18
Coef Var :	0.259907

Espessura do overburden

D

Número :	555
Mínimo :	1.60
Máximo :	142.97
Média :	21.95
Variação :	301.13
Desv pad :	17.35
Coef Var :	0.780524

Figura 4-38: Histogramas das variáveis: A-teor de enxofre do Banco Superior; B-teor de enxofre do Banco inferior; C-espessura do Argillito Interbancos; D-espessura do overburden.

T2764

Espessura do Banco Superior pela Espessura do Argilito Interbancos

Número :	629	
Correl. :	-0.016	
	X	Y
Mínimo :	0.15	0.65
Máximo :	1.63	3.62
Média :	0.69	2.58
Variância:	0.03	0.14
Regressão linear :		
	$Y = -0.03 * X + 2.61$

Espessura do Banco Inferior pela Espessura do Argilito Interbancos

Número :	629	
Correl. :	-0.482	
	X	Y
Mínimo :	0.15	0.39
Máximo :	1.63	3.43
Média :	0.69	2.19
Variância:	0.03	0.21
Regressão linear :		
	$Y = -1.21 * X + 3.03$

Espessura Banco Inferior por Espessura do Banco Superior

Número :	630	
Correl. :	-0.067	
	X	Y
Mínimo :	0.65	0.39
Máximo :	3.62	3.43
Média :	2.58	2.19
Variância:	0.14	0.21
Regressão linear :		
	$Y = -0.08 * X + 2.41$	

Figura 4-39: Diagrama de dispersão das espessuras dos estratos que compõem a Camada Candiota: A-entre as espessuras do Banco Superior e do Argilito Interbancos; B-entre as espessuras do Banco Inferior e do Argilito Interbancos; C-entre as espessuras dos bancos Inferior e Superior.

Figura 4-40: Distribuições das espessuras do: A-Banco Inferior de carvão da Camada Candiota; B-Argillito Interbancos da Camada Candiota; C-Banco Superior de carvão da Camada Candiota. Área de concessão da CRM (Mina da Candiota).

Figura 4-41: Esquema mostrando a influência da diferença de suporte entre pontos do banco de carvão, onde há o mesmo teor de cinzas e diferentes espessuras.

As distribuições das variáveis acumuladas espessura de cinzas (teor de cinzas multiplicado pela espessura) dos Bancos Superior e Inferior apresentam-se muito semelhantes à aquelas das variáveis espessura dos bancos (Figuras 4-42A e 42B). O mesmo fenômeno ocorre com a variável acumuladas espessura de enxofre (Figuras 4-43A e 43B).

Figura 4-42: Distribuição das espessuras de cinzas (variável acumulada) do: A-Banco Inferior de carvão B-Banco Superior da carvão.

Figura 4-43: Distribuição das espessuras de enxofre (variável acumulada) A-Banco Inferior de carvão; B-Banco Superior de Carvão.

4.4. Análise de Seqüências

O conceito de seqüência foi introduzido por Sloss (1963) em seu clássico trabalho sobre as seqüências das bacias intracratônicas norte-americanas. Definiu seqüências como pacotes rochosos, com *status* superior a supergrupo, limitado por desconformidades de caráter inter-regional geradas durante eventos tectônicos de grande magnitude.

Na segunda metade da década de 70 (do século XX) foram publicados os trabalhos daquela que seria posteriormente chamada de "Escola da Exxon", responsável pela apresentação das bases da moderna estratigrafia de seqüências (AAPG Memoir 26 - Payton 1977). Mitchum *et al.* (1977) propuseram uma seqüência que mantinha semelhanças com aquela proposta por Sloss (1963), ou seja, seus limites marcados por desconformidades, diferindo, contudo, quanto aos aspectos de escala e gênese, sendo esta nova seqüência fortemente associada aos conceitos de sistemas deposicionais e tratos de sistemas, cuja formação estaria controlada pela variação relativa do nível do mar. Mitchum *et al.* (1977) também introduziram o conceito das conformidades relativas, que possibilitou a correlação entre áreas da bacia onde ocorriam exposições e/ou processos erosivos com outras que permaneciam submersas com continuidade da deposição.

O significado cronoestratigráfico das seqüências também foi introduzido no AAPG Memoir 26 (Payton 1977). Cada seqüência seria depositada em um determinado intervalo de tempo (episódio), limitado pelas idades dos estratos do topo e da base. As superfícies cronoestratigráficas foram relacionadas às desconformidades e às conformidades relativas, que limitam as seqüências e as superfícies de estratos dentre seqüências (superfícies síncronas).

Todo o desenvolvimento destes novos conceitos de estratigrafia de seqüências foi possível, segundo Ojeda (1990), graças ao aprimoramento da sísmica de reflexão e à necessidade do reconhecimento de novos campos associados as trapas estratigráficas.

Segundo Della Fávera (1995), o lançamento dos novos conceitos da estratigrafia de seqüências constitui uma "revolução científica" no sentido de ter modificado padrões existentes e encontra-se ainda em fase de ajuste, com seus conceitos constantemente modificados e readaptados, sem haver, entretanto, alteração do seu conceito principal, que é a divisão do registro sedimentar em seqüências produzidas por eventos episódicos de diversas escalas.

4.4.1. Definições

Como já citado (Della Fávera 1995), os conceitos relativos a estratigrafia de seqüências têm sofrido diversas modificações, críticas e evoluções, expressas em centenas de trabalhos publicados ao longo de mais de vinte anos. Por isso, são apresentados a seguir apenas alguns dos conceitos, particularmente aqueles que serão utilizados ao longo deste trabalho. Já existem diversas publicações específicas sobre o tema estratigrafia de seqüências, merecendo destaque o trabalho de Della Fávera (1995), em língua portuguesa, que apresenta além de uma visão crítica sobre o assunto, exemplos de aplicação em bacias brasileiras.

Então, como bem sintetiza Della Fávera (1995), a estratigrafia de seqüências constitui-se do estudo das relações das rochas sedimentares dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos correlacionados geneticamente, limitado por superfícies de erosão ou de não-deposição, ou por suas concordâncias relativas. A seqüência pode ser dividida em tratos de sistema, em parasseqüências e conjuntos de parasseqüências. A deposição da seqüência é controlada pela interação das taxas de eustasia, subsidência e aporte sedimentar, além do fator climático.

Os tratos de sistema são associações de sistemas deposicionais contemporâneos. Uma seqüência ideal seria composta por três tratos principais: o de mar baixo, o transgressivo e o de mar alto.

A parasseqüência, segundo Van Wagoner *et al.* (1990), é uma sucessão relativamente concordante de camadas relacionadas geneticamente, limitada por superfícies de inundação marinha e superfícies correlatas. A superfície de inundação marinha separa estratos mais novos dos mais antigos, sendo uma superfície que evidencia um abrupto incremento na profundidade da água.

O conjunto de parasseqüências, ainda segundo Van Wagoner *et al.* (1990), é constituído por uma sucessão de parasseqüências geneticamente relacionadas e que formam um padrão de empilhamento característico. Estes padrões de empilhamento podem ser: progradacional, retrogradacional e agradacional. No conjunto de parasseqüências progradacionais, as sucessivas parasseqüências mais jovens são depositadas cada vez mais afastadas da linha de costa em direção ao centro da bacia, de maneira genérica pode ser dito que neste caso a taxa de deposição excede a de acomodação. No conjunto de parasseqüências retrogradacionais as parasseqüências mais jovens são depositadas cada vez mais afastadas do centro da bacia, rumo ao continente e também de maneira genérica pode ser dito que neste caso a taxa de deposição é menor que a de acomodação. Na seqüência agradacional, as

parasseqüências se sucedem sem que haja deslocamento, significando um equilíbrio entre as taxas de deposição e de acomodação

O reconhecimento das parasseqüências e conjuntos de parasseqüências como blocos que constituem os tratos de sistemas marinhos e as seqüências dão a eles uma caráter cronoestratigráfico que facilita seu uso em correlações temporais e de fácies.

Algumas vezes apontada como antiga ou arcaica (e.g. Miall 1990) a litoestratigrafia, ou a estratigrafia do “bolo de noiva”, não pode ser confrontada de maneira simplista com a chamada estratigrafia moderna ou de seqüências. A litoestratigrafia serve a um propósito diferente, que permite definir agrupamentos de rochas baseados principalmente nos aspectos litológicos. Enquanto a estratigrafia de seqüências preocupa-se com eventos, como a evolução e empilhamento de tratos de sistemas, a litoestratigrafia busca aglutinar litotipos semelhantes. A figura 4-44, baseada em Kamola & Van Wagoner (1995), expõe na forma de charge estas diferenças entre a litoestratigrafia e a estratigrafia de seqüências.

No caso da Bacia do Paraná, a terminologia herdada da litoestratigrafia é extremamente forte e operacional, levando trabalhos específicos sobre seqüências a utilizarem os antigos nomes para identificação das rochas. Esta força da litoestratigrafia na Bacia do Paraná é explicada pela grande diferença no padrão de deposição de uma bacia intracratônica, como ela é uma bacia de margem passiva, onde os fundamentos da estratigrafia de seqüências foram criados e primeiramente aplicados.

Como explicam Lindsay *et al.* (1993), existe uma grande diferença geométrica entre as bacias intracratônicas e as bacias de margem continental passiva. Como pode ser observado em dados sísmicos, as bacias intracratônicas apresentam seqüências extremamente finas em relação a sua extensão e pouco diferenciadas, lembrando a estratigrafia de bolo de noiva. Isto é ocasionado pelas pequenas taxas de subsidência, baixo gradiente e fina lâmina d'água, quando presente. O relevo de superfícies de discordâncias erosionais é relativamente baixo, explicando a raridade de registros de tratos de mar baixo. Predominam nas sucessões intracratônicas os padrões de empilhamento transgressivo e de mar alto, com desconformidades formadas por superfícies planas, havendo a coincidência entre as superfícies de inundação e os limites de seqüência.

A

B

- arenito
- folhelho carbonoso
- argilito
- siltito
- conglomerado

A, B, C, D, E = unidades litoestratigráficas
 $\alpha, \beta, \gamma, \delta, \theta$ = parassequências
 $L\alpha, L\beta, L\gamma, L\delta, L\theta$ = limites de parassequências

Figura 4-44: A - Esquema comparativo entre a estratigrafia de seqüências e a litoestratigrafia tradicional em bacia de margem passiva, modificado de Kamola & Van Wagoner (1995).

B - Esquema comparativo entre a estratigrafia de seqüências e a litoestratigrafia tradicional em bacia intracratônica, baseado em Kamola & Van Wagoner (1995).

4.4.2. Aplicações Anteriores no Depósito de Carvão Candiota

Della Fávera *et al.* (1992) e Della Fávera (1995) reconheceram a existência de uma seqüência de segunda ordem, do tipo 1, composta pelo intervalo correspondente aos grupos Guatá e Passa Dois. Seu limite inferior seria a superfície gerada por evento erosivo que atuou sobre o embasamento e sobre rochas do Grupo Itararé e o limite superior a discordância entre os sedimentos dos grupos Passa Dois e São Bento. Dentro do intervalo correspondente a Formação Rio Bonito, aqueles autores definiram um trato de sistemas de mar baixo na base, seguido por um trato de sistemas transgressivo, onde encontram-se as principais camadas de carvão, e que culmina numa superfície de inundação máxima dentro do intervalo correspondente à Formação Palermo. O trato de sistemas transgressivo estaria dividido em três parasseqüências, a primeira composta pelos depósitos de arenitos em *onlap* sobre o trato de mar baixo em direção ao continente; a segunda parasseqüência sobreposta teria sido formada por tempestitos gradando para arenitos de praia com áreas protegidas onde se formavam as turfeiras em sistema de barreira-laguna. A última parasseqüência englobaria ciclos tempestíticos e recobriria os sistemas de barreiras e lagunas.

Alves (1994) apresentou modelo de seqüências deposicionais para a região, desenvolvido do modelo apresentado por Della Fávera *et al.* (1992), no qual identificou 6 parasseqüências em padrão retrogradacional, constituindo tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e de mar alto (Tabela 4-1).

Tabela 4-1: Distribuição das parasseqüências dentro dos tratos de sistemas da seqüência α , conforme proposto por Alves (1994).

Parassequência	Trato de Sistema	Seqüência
F (final)	Mar Alto	α
E	Transgressivo	
D		
C		
B		
A (inicial)	Mar Baixo	

O empilhamento das parasseqüências, proposto por Alves (1994), apresenta um eixo NE-SW, com o continente emerso a NE, sendo este o sentido da transgressão (Figura 4-45). Aquele autor estabeleceu o limite superior da seqüência α como uma descontinuidade, sucedida então seqüência β . Esta descontinuidade teria sido gerada por movimentos tectônicos antes de iniciada a deposição da seqüência β .

Legenda:

- -Sedimentitos Fluvio-Deltáicos
- -Arenitos Transicionais
- -Sedimentitos de Planície Costeira
- -Sedimentitos Marinhos Rasos
- LS1(3) -Limite de seqüência inferior de 3ª ordem
- LS2(3) -Limite de seqüência superior de 3ª ordem
- LS -Limite de seqüência
- SIM(3) -Superfície de inundação máxima de 3ª ordem
- SI -Superfície de inundação
- ST(3) -Superfície transgressiva de 3ª ordem
- A,B,C,D,E e F -Parasseqüências de 4ª ordem
- +++ -Embasamento

Figura 4 -45 : Esquema de parasseqüências proposta por Alves (1994) para a seqüência alfa.

4.4.3. Discussão Baseada nas Informações de Campo

A diferença de mergulho entre as seqüências α e β , segundo Alves (1994), seria observável em dois afloramentos: o do km 133,5 e do km 147, ambos na BR 293, que liga Bagé e Pelotas.

O afloramento do km 147, próximo ao Arroio Jaguarão (margem direita), é constituído principalmente por uma sucessão de camadas decimétricas de folhelho e arenito fino intercaladas com camadas decimétricas de arenito médio ou grosso, com limites ondulados, formando lentes amalgamadas (Figura 4-46). Esta sucessão pode ser interpretada como uma sucessão de camadas geradas por correntes com alta capacidade de transporte em plataforma pouco profunda.

Para Alves (1994), o contato entre as formações Rio Bonito e Palermo coincide com o limite superior da seqüência α . Ainda segundo este autor, ocorrera um basculamento anterior a deposição da seqüência β , a qual teria recoberto concomitantemente, em *onlap*, a seqüência α basculada, preenchendo progressivamente o espaço criado pelo movimento entre blocos.

Na visita ao afloramento não foi possível identificar o basculamento como anterior ou concomitante à deposição, pois há deformação das camadas tanto da seqüência α como da seqüência β , provocado pelo movimento dos blocos ao longo das falhas

As camadas, neste afloramento, estão afetadas por falhas, mormente com movimento normal relativo entre blocos. Há também evidências de cavalgamento por falhas inversas e de transcorrência com diferença de espessuras dentre camadas em blocos adjacentes e ainda arrasto no mesmo sentido em blocos adjacentes.

Outro afloramento apresentado por Alves (1994) para comprovar o basculamento pré-deposição de sua seqüência β foi o do km 133,5 da BR 293 onde aflora camada de carvão recoberta por rocha heterolítica. O afloramento inicia-se por arenito médio pouco exposto, seguido de camada de carvão de aproximadamente 1,5 m sobreposta por folhelho e siltito formando acamamentos *flaser*, lenticular e *wavy*, neste ponto com intensa bioturbação. O folhelho está recoberto por arenitos com estratificação cruzada.

Para Alves (1994), o contato entre o carvão e o folhelho seria o limite superior da seqüência α . A seqüência β teria sua deposição iniciada sobre uma superfície inclinada,

Figura 4-46: Limite entre a Formação Rio Bonito e a Formação Palermo. O deslocamento relativo entre os blocos ao longo dos planos de falha é pós-deposicional em relação a Formação Palermo. Rodovia BR293, km147.

consequência de basculamento anterior, surgindo assim uma discordância angular entre as seqüências. A discordância angular seria evidenciada pelo recobrimento das camadas de carvão em *onlap* por sedimentos. O basculamento dos sedimentos da seqüência α teria ocorrido pela reativação de antigas falhas do embasamento, processo que não teria afetado a seqüência seguinte (Figura 4-47).

Novamente foram interpretados diferentes processos daquelas propostos por Alves (1994) neste limite. No afloramento existem evidências de esforços que provocaram a deformação das camadas, além do basculamento. A rocha heterolítica apresenta estratos dobrados (Figura 4-48) que aparentam terem sido provocadas por um encurtamento da direção do corte (E-W). O efeito de basculamento diferencial entre a camada de carvão e a rocha heterolítica é bastante local e ocorre apenas próximo da dobra, havendo a volta do paralelismo entre as duas camadas no restante do afloramento (Figura 4-47). As camadas de carvão não se apresentam dobradas, consequência provável da diferença de resistência mecânica entre o carvão e a rocha heterolítica quando submetidos aos esforços. Segundo Davis (1986), os dobramentos envolvendo *flexural-folding* podem dar-se por *flexural slip* e/ou *flexural flow*. Dependendo das propriedades do material que sofre o encurtamento, um ou os dois processos podem ocorrer quando é excedida a resistência da rocha à deformação. No caso do *flexural slip* a acomodação dá-se por *layer-parallel slip* ao longo dos contatos e no caso de sedimentos recebe o nome *bedding-plane slip*.

Tal processo compressivo pode também ser identificado em afloramento do Km 132 da BR 293 (Figura 4-49). Neste afloramento, a camada de carvão cavalga as camadas de folhelho e de rocha heterolítica, as quais estariam sobrepostas ao carvão em condições normais.

Este evento é claramente posterior a deposição do carvão e das rochas heterolíticas, folhelhos e arenitos finos sobrepostos.

O limite de seqüências mais evidente na área é o que coincide com a base da Formação Rio Bonito. Este seria o limite inferior da seqüência proposta por Della Fávera (1995). A base desta seqüência esta tanto sobre rochas do embasamento, como sobre rochas do Grupo Itararé

Figura 4-47: Contato entre carvão e rocha heterolítica. Há respostas diferentes das litologias ao processo de deformação. Rodovia BR293, km133,5

Figura 4-48: Detalhe da camada de rocha heterolítica deformada. Rodovia BR 293, km133,5

Figura 4-49: Cavalgamento da camadas de carvão S6 sobre camadas de folhelho e de rochas heterolíticas. Rodovia 293, no trevo da rodovia de acesso às áreas de mineração.

4.4.4. Distribuição 3D das litofácies

Os produtos de simulação, bloco-diagrama e seções (Anexo), apresentam o arranjo tridimensional das litofácies do intervalo correspondente à Formação Rio Bonito, fornecendo também informações sobre a geometria das fácies, sistemas deposicionais e associações.

As fácies carvão, folhelho carbonoso e pelíticas formam lentes separadas por corpos arenosos (Anexo1) num arranjo típico do sistema deposicional de ilhas-barreiras e lagunas associadas. Este padrão é reproduzido ao longo de todo o depósito (Anexos 2 e 3). O intervalo portador de carvão encontra sua expressão máxima entre as profundidades de 10m e 50m. Rumo ao topo as lentes da associação carvão-folhelho-pelito tornam-se menores, intercalando-se em sedimentos das fácies heterolíticas, as quais passam a predominar, representando o sistema de plataforma, juntamente com fácies arenosa fina e média (Anexos 2 e 3). As maiores espessuras da fácies heterolítica e a ocorrência a maiores profundidades na porção sul (Anexo 3) indicam a existência deste sistema durante a deposição do intervalo principal de carvão.

No intervalo inferior, o qual antecede a instalação do sistema de ilhas-barreira e lagunas, os depósitos de sedimentos grossos, areia e conglomerado, estendem-se principalmente a partir dos limites da área, estando concentrados na porção central as fácies areia fina e média e pelíticas (Anexo 3), indicando que havia convergência das drenagens para o centro da área. As reconstituições não permitiram ainda identificar uma distribuição associável a algum modelo de deposição fluvial neste intervalo. A possibilidade de tratarem-se de sedimentos médios e distais de leques aluviais, como sugeriram Menezes Filho & Rodrigues (1983) também é possível. As camadas de carvão intercaladas neste intervalo podem estar associadas às várzeas ou pequenas lagoas em porções distais de leques aluviais.

A figura 4-50 mostra uma possível evolução dos sistemas deposicionais existentes durante a deposição do intervalo correspondente a Formação Rio Bonito. Foram utilizados intervalos de 5m, em uma seção aproximada N-S, cruzando-se as informações das proporções de cada intervalo (Figura 4-34) com as das seções (Anexos 2 e 3). É possível que a transgressão tenha ocorrido de sul para norte ou mesmo de sudoeste para nordeste, dada a distribuição dos depocentros das fácies: concentração de rochas arenosas e heterolíticas no sul e sudoeste e de rochas pelíticas e carvão no centro e nordeste (Figuras 4-32 e 4-33).

Figura 4-50: Evolução dos sistemas deposicionais em perfil N-S da Formação Rio Bonito em intervalos de 5 m, Depósito de Carvão Candiota.

CAPÍTULO 5

ESTRATIGRAFIA E IDADE DOS *TONSTEINS* DO DEPÓSITO DE CARVÃO DA CANDIOTA

Os *tonsteins* constituem-se nos mais conspícuos marcos estratigráficos temporais conhecidos em sucessões sedimentares. São verdadeiras 'superfícies temporais' graças a sua formação instantânea na escala de tempo geológico.

Através de sua composição mineralógica e comportamento estratigráfico foi possível demonstrar que os *tonsteins* do Depósito de Carvão Candiota constituem-se de material piroclástico.

O zircão encontrado disperso nos tufos (hoje finas camadas argilosas caulíníticas) intercaladas em bancos de carvão, por isso, foi datado pelo método U-Pb, fornecendo uma idade coerente não só com a idade palinológica do carvão, mas também com os principais picos de atividade magmática da porção oeste do Gondwana, área-fonte provável do material piroclástico que originaram os *tonsteins*.

5.1. Definições

Bohor & Triplehorn (1993) definem *tonstein* como camadas não marinhas, geralmente caulíníticas, derivadas da alteração *in situ* de cinzas vulcânicas transportadas por ventos e depositadas sobre turfeiras. Para Diessel (1992), a caulinita é o argilomineral mais comum em camadas de carvão e ocorre de várias formas: preenchendo cavidades de plantas, inclusões finamente dispersas em vitrinita, agregados isolados ou ainda constituindo camadas finas (centimétricas) de argilito com grande continuidade lateral. Esta última forma é geralmente referida como *tonstein*, palavra de origem alemã que significa argilito (*ton*=argila; *stein*=pedra).

A identificação da origem vulcânica dos *tonsteins* é possível, segundo Bohor & Triplehorn (1993), com a utilização de parâmetros mineralógicos, texturais, idade e relações estratigráficas. Nos *tonsteins* a caulinita resulta da lixiviação do vidro vulcânico por ácidos húmicos, gerados pela matéria orgânica que envolve os depósitos. Outros minerais

vulcânicos podem estar presentes em sua forma primária: quartzo, sanidina, zircão euhedral, biotita, rutilo, ilmenita, magnetita, apatita e allanita. A presença de bolhas de vidro e lapili de vidro com formas aerodinâmicas, alteradas para caulinita, seria uma das evidências marcantes da origem vulcânica dos *tonsteins*, porém nem sempre estão preservadas.

Os termos cinza e pó classificam a tefra com dimensões abaixo de 2mm e 0,06mm respectivamente. Os termos utilizados para sedimentos vulcanoclásticos para estes dois intervalos é tufo (Tucker 1982). Por se tratar de material ejetado também recebe o nome de depósitos de chuva de piroclásticos, em referência a sua gênese ligada a transporte aéreo de material lançado ao ar durante um evento vulcânico.

Camadas de *tonstein* assim geradas apresentam uma importante propriedade: representam *data* isócronos que separa intervalos mais novos de mais velhos por camadas formadas quase instantaneamente em termos de tempo geológico. Desta maneira, podem constituir verdadeiros planos de tempo, extremamente úteis em correlações de eventos estratigráficos (Huff *et al.* 1992). A possibilidade de obtenção de idades radiométricas absolutas potencializa este caráter isócrono, permitindo a calibragem de biozonas e cálculos de taxas de deposição (Bohor & Triplehorn 1993).

5.2 *Tonsteins* do Depósito de Carvão Candiota

Várias camadas de *tonsteins* ocorrem na área do Depósito de Carvão Candiota, dentre as camadas de carvão do intervalo mineralizado. Na Camada Candiota, nas áreas das minas de Candiota e de Seival, foram observadas pelo menos cinco camadas de *tonstein*, das quais Corrêa da Silva (1973), em trabalho pioneiro sobre as camadas de *tonstein* presentes nos bancos de carvão da Camada Candiota na área da Mina da Candiota, reconheceu três, assim distribuídas (Figura 3-4):

- ***tonstein A*** - banco inferior da Camada Candiota, que ocorre a 30 cm do topo do banco.
- ***tonstein B*** - banco superior da Camada Candiota, que ocorre entre 60 cm e 80 cm do topo do banco.
- ***tonstein C*** - banco superior da Camada Candiota, que ocorre entre 30 cm e 50 cm do topo do banco.

As demais camadas de *tonstein* observadas na Camada Candiota foram assim

denominadas no presente trabalho: **A1** a que ocorre no Banco Inferior da camada, acima do *tonstein* A de Corrêa da Silva (1973), e **C1** a que ocorre no Banco Superior da camada, acima do *tonstein* C Corrêa da Silva (1973), como mostra a figura 3-4. Estas duas camadas são menos contínuas e apresentam espessuras menores que aquelas descritas por Corrêa da Silva (1973).

O Banco Louco, assim denominado por ter ocorrência errática, é outra camada de carvão que apresenta *tonstein*. No Banco Louco, que quando presente ocorre acima do Argilito Superior (Figura 3-4), foram observadas até duas camadas de *tonstein*: uma de maior espessura, com até cinco centímetros de espessura, mais contínua nas áreas de mineração, localizada na porção média do banco, e outra mais fina, com até um centímetro de espessura, localizada na porção superior da camada.

No conjunto de camadas de carvão que ocorre acima do Banco Louco pelo menos três camadas de *tonstein* puderam ser reconhecidas: no afloramento desta seqüência na área da Mina de Seival onde *tonsteins* ocorrem nas camadas de carvão S5 e S6 (Figuras 5-1 e 5-2); em afloramento da seqüência superior de camadas de carvão encontrada no afloramento do km 146,5 da BR 293, sentido Pelotas-Bagé com *tonsteins* presentes nas camadas de carvão S5, S6 e S7 (Figura 5-3).

Em observação macroscópica, a maioria dos *tonsteins* apresenta cor cinza clara, restos de matéria orgânica carbonizada e ainda indícios de bioturbação provocada por raízes vegetais.

Figura 5-1: Afloramento de frente de lavra abandonada na Mina de Seival, onde está exposto o conjunto superior de camadas de carvão da Formação Rio Bonito.

Figura 5-2: Esquema do afloramento da frente de lava abandonada na Mina de Seival.

Figura 5-3: Seção do conjunto superior de camadas de carvão. Afloramento BR 293 km 146,5, sentido Pelotas-Bagé (os *tonsteins* apresentam espessuras exageradas).

Características marcantes das camadas de *tonstein* observadas no campo são os contatos abruptos com o carvão envolvente (Figura 5-4) e a sua continuidade lateral, tanto na escala de afloramento (Figuras 5-1 e 5-5) como na escala regional. Os *tonsteins* puderam ser traçados por dezenas de quilômetros nos afloramentos onde foram observados. *Ostonsteins* C e B do banco superior de carvão da Camada Candiota e ainda o *tonstein* mais fino e superior do Banco Louco foram observados em frentes de lavra da Mina da Candiota e na Mina de Seival, distantes aproximadamente 10km uma da outra (Figura 5-6). *Otonstein* B e o *tonstein* superior do Banco Louco foram observados ainda no afloramento do Km 152 da BR 293 que dista 22 km da frente de lavra da Mina da Candiota (Figura 5-6 e 5-7). *Ostonsteins* das camadas de carvão S5 e S6 foram identificados na frete de lavra abandonada na Mina de Seival e no afloramento do km 146,5 da BR 293, sendo estes pontos distantes aproximadamente 11 km um do outro. (Figuras 5-3 e 5-6).

A Camada Candiota pôde ser reconhecida como unidade litoestratigráfica nas porções centro e nordeste da área do Depósito de Carvão Candiota. O rastreamento da camada foi possível em afloramentos e testemunhos através das relações estratigráficas e do uso dos *tonsteins* como guias (Figura 5-6).

5.3. Objetivos do Estudo dos *Tonsteins*

A decisão de iniciar este estudo sobre a gênese dos *tonsteins* foi tomada quando verificou-se a grande chance das camadas de *tonstein* presentes nas camadas de carvão no Depósito de Carvão Candiota tratarem-se de tufos, ou seja, acúmulos de pó e cinzas ligados à chuva de piroclásticos. Esta possibilidade, posteriormente confirmada, tornam estas camadas fortes candidatas a marcos estratigráficos, úteis nas correlações entre as camadas ao longo do depósito e na correlação com as demais bacias gondwânicas.

Outro aspecto dos *tonsteins* foi explorado: a possibilidade de datação de seus componentes. Foi programada a obtenção de idades radiométricas de zircões pelo método U-Pb, as quais permitiram a correlação não apenas pelo evento deposicional, mas também pela idade deste evento. O evento deposicional e a sua idade permitiram ainda apontar possíveis regiões hospedeiras do vulcanismo responsável pela chuva de material piroclástico.

5.4. Método de Tratamento das Amostras de *Tonsteins*

As camadas de *tonstein* foram tratadas segundo o método proposto por Bohor & Triplehorn (1993) adaptado para as características particulares das amostras coletadas. Foram realizadas análises que permitissem a identificação e caracterização dos materiais argilosos e não-argilosos presentes nas camadas de *tonstein* bem como a obtenção de idades radiométricas

A figura 5-8 apresenta o esquema de tratamento de amostras das camadas de *tonstein*, utilizado para a obtenção das diversas análises.

Para a identificação dos grupos de argilominerais presentes foi utilizada a difratometria de raios X. O material amostrado do *tonstein* foi pulverizado e submetido a análise nas seguintes condições: amostra natural, amostra orientada, amostra submetida a atmosfera de etileno glicol (que provoca a expansão do espaçamento interplanar de argilomineral susceptível) e aquecimento a 500°C por 12 horas (que provoca a destruição da estrutura de argilomineral susceptível).

A observação das texturas dos argilominerais presentes, útil na caracterização da gênese, foi feita em microscópio eletrônico de varredura (MEV), no Laboratório de Microscopia Eletrônica, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, utilizando-se fragmentos de amostras de *tonstein* secas em dessecador a temperatura ambiente.

Na obtenção das idades radiométricas U-Pb de zircões foi utilizada a metodologia proposta por Basei *et al.* (1995), adotada pelo laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo. O método utilizado baseia-se na obtenção da concentração dos isótopos de chumbo (204, 206, 207 e 208) e de urânio (235 e 236) contidos nos zircões por espectrometria de massa para o posterior cálculo das razões Pb/U. O procedimento utilizado consiste na concentração de zircões, ataque químico (dissolução), espectrometria de massa e cálculo das razões entre os isótopos.

Para a concentração dos zircões foi utilizada a seguinte metodologia: a) desagregação manual da amostra com pistilo de borracha e dispersão em água (com o objetivo de não destruir nenhum componente mais delicado presente); b) bateamento com bateia cônica para concentração de pesados ou utilização de mesa vibratória nos casos de amostras com grande volume; c) separação dos minerais magnéticos com auxílio de imã; d) decantação em líquidos densos para separação entre pesados (bromofórmio e iodeto de metileno); e)

remoção da pirita com ácido nítrico diluído; f) separação do zircão em frações com diferentes susceptibilidades magnéticas (separador Frantz); g) separação do zircão por catação manual com auxílio de lupa. O material leve não-argiloso restante da separação foi estudado em microscópio petrográfico, em lupa e em MEV.

A possibilidade de utilização de cronômetros para determinação de idades de minerais baseia-se no fato de um nucleotídio radioativo transforma-se em outro por decaimento. A probabilidade da desintegração espontânea por unidade tempo é expressa por uma constante de desintegração com um valor diferente para cada nucleotídio.

O decaimento radioativo pode ser representado por uma função exponencial do tipo:

$$N_{\text{rad}} = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

onde: N_{rad} é a quantidade do elemento radiogênico (filho); N_0 é a quantidade inicial do elemento pai

A idade inicial t pode ser obtida pela equação fundamental da geocronologia desenvolvida de (1):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \left(\frac{F - F_0}{P} \right) \right]$$

onde: F é a quantidade do nucleotídio contido no sistema; F_0 é a quantidade inicial do nucleotídio radiogênico; P é a quantidade do nucleotídio radioativo; λ é a constante de desintegração igual a $\log 2/T$, sendo T a meia-vida em anos

Os valores das constantes de desintegração atualmente utilizados para os isótopos de urânio são:

$$\lambda^{238}\text{U} = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda^{235}\text{U} = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

Figura 5-4: *Tonstein* B (T_B) do Banco Superior da Camada Candiota, Mina da Candiota. BS=Banco Superior de carvão; AS=Argilite Suprabancos

T(sBL) T(iBL)

- arenito com estratificações cruzadas
- carvão Banco Louco
- folhelho carbonoso
- tonstein
- T(sBL) tonstein superior do Banco Louco
- T(iBL) tonstein inferior do Banco Louco

Figura 5-5: Exemplo de ocorrência de *tonstein* (T) em afloramento do Banco Louco. Corte da ferrovia que liga Bagé a Pelotas, próximo do viaduto da rodovia de acesso à Mina da Candiota.

Figura 5-6: Mapa de distribuição e da Camada Candiotá e mapa de localização dos afloramentos de camadas de *tonstein*. Ponto 1 - *tonsteins* A, B e C da Camada da Candiotá e *tonsteins* do Banco Louco; Ponto 2 - *tonsteins* B e C da Camada da Candiotá, *tonsteins* do Banco Louco e *tonsteins* das camadas S5 e S6; Ponto 3 - *tonstein* B da Camada Candiotá e *tonstein* mais fino (superior) do Banco Louco; Ponto 4 - *tonsteins* das camadas S5, S6 e S7; Ponto 5: *tonsteins* do Banco Louco.

Figura 5-7: Seção do afloramento do km 152 da BR 293, onde estão expostas parte da Camada Candiotá: Banco Superior (BS), Banco Inferior (BI) e Argilito Interbancos (AI) e ainda o Argilito Superbancos (AS) e o Banco Louco (BL) recoberto por camada de arenito (os *tonsteins* estão representados com as espessuras exageradas).

5.5. Mineralogia dos *Tonsteins*

Os minerais identificados durante os estudos petrográficos, de MEV e difratometria de raios X, foram divididos em duas categorias: piroclásticos (ou primários) e autigênicos, separando assim aqueles minerais que são componentes originais das cinzas transportadas até a área de deposição, daqueles que sofreram transformações ou surgiram durante a diagênese.

5.5.1. Minerais Autigênicos

Caulinita: foi o principal mineral encontrado nas camadas de *tonstein*. As análises de difração de raios X revelaram a presença de caulinita como praticamente o único argilomineral presente. Os picos longos e com base estreita indicaram a boa cristalização (Figura 5-9) da caulinita, confirmada nas imagens obtidas em microscópio eletrônico de varredura, onde foram observadas plaquetas bem cristalizadas, dispersas ou na forma de cristais vermiformes de caulinita (Figuras 5-10A e 5-10B). Estas formas de cristalização da caulinita são fortes evidências da sua origem autigênica, associada à alteração de vidro vulcânico.

Pirita: é abundante na fração não-argilosa, apresentando forma framboidal (Figura 5-11A) ou de pequenos cristais dispersos (Figura 5-11B). Ambas as formas estão associadas a fragmentos de vegetais encontrados em meio as camadas de *tonsteins*. Devido a estas formas e associação a pirita pode ser considerada um mineral secundário no *tonstein*. Ribeiro Filho & Mussa (1977), identificaram em diversas camadas de carvão permianas a presença de pirita framboidal associada à tecidos vegetais.

5.5.2. Minerais Primários

Zircão: O zircão é um mineral acessório presente em diversos tipos de rochas ígneas, sendo um dos primeiros minerais a se cristalizar no magma. Apresenta alta resistência tanto

ao intemperismo físico como químico, o que faz com que remanesça em rochas sedimentares. Segundo Bohor & Triplehorn (1993), a população de zircões de um único *tonstein* tende a ser homogênea e composta por zircões euhedrais com uma gama restrita de cores e formas.

No caso ora estudado, os zircões encontrados na fração não-argilosa apresentam-se mormente euhedrais, com formas predominantemente prismáticas alongadas e faces bem definidas, sem indícios de arredondamento ou desgaste (Figura 5-12A). Subordinadamente, ocorrem cristais com menor desenvolvimento do prisma, porém, igualmente preservados (Figura 12B). Apesar da forma euhedral sem desgaste das faces e arestas, os cristais prismáticos de zircão, presentes nos *tonsteins* da Camada Candiota, são certamente primários, uma vez que não haveria condições adequadas para a formação de cristais deste tipo apenas durante a diagênese da camada.

Outra característica particular dos zircões estudados é a presença de moldes nas faces, cujas formas indicam moldes de outros zircões que se destacaram ou foram dissolvidos.

Quartzo: é abundante na fração não-argilosa do *tonsteins* estudados. Foram encontrados cristais bipiramidais de quartzo (Figuras 5-13A e 13B), sem desenvolvimento de prisma interpretados como quartzo formado em altas temperaturas, ou quartzo β , posteriormente convertidos para quartzo de baixa temperatura quando o resfriamento atingiu temperaturas inferiores a 573°C, sem alteração da sua forma original. Blatt *et al.* (1980) associam o quartzo β às rochas extrusivas, nas quais ele cresce em ambiente rico em voláteis que permite o desenvolvimento de faces, resultando na morfologia euhedral.

Apatita: bastante rara, foi observada na forma de prisma hexagonal (Figura 5-14). A apatita, segundo Bohor & Triplehorn (1993), não é muito comum em *tonstein*, uma vez que é susceptível à dissolução ácida.

Figura 5-8: Esquema do tratamento das amostras de *tonstein*.

Figura 5-9: Difrátogramas representativos das amostras de *tonsteins* da Camada Candiota e do Banco Louco.

A

B

Figura 5-10: Caulinita vermiforme observada em microscópio eletrônico de varredura, *Tonstein A*. (A) e (B).

A

B

Figura 5-11: A-Pirita framboidal associada a fragmentos vegetais dispersos na camada de *tonstein* B;
B-Cristais de pirita associados a fragmento vegetais do *tonstein* B.

A

B

C

D

Figura 5-12: A-Cristal euhedral de zircão alongado, biterminado, com bordas preservadas, *tonstein* A; B-EDS do zircão A; C-Cristal de zircão equidimensional, com as bordas preservadas e sem desenvolvimento de faces prismáticas, *tonstein* A; D-Cristal de zircão biterminado bordas preservadas, *tonstein* A.

A

B

Figura 5-13: A-Quartzo eudral pseudomorfo do tipo beta (de alta temperatura) sem desenvolvimento de faces de prisma (tonstein C-Camada Candiota);
 B-Quartzo eudral pseudomorfo do tipo beta (de alta temperatura) sem desenvolvimento de faces de prisma e com faces arredondadas (tonstein C-Camada Candiota).

5.5.3. Idade U-Pb

Foram medidas as concentrações dos isótopos de chumbo (204, 206, 207, 208) e de urânio (235 e 236) de quatro frações de zircões separadas por susceptibilidade magnética do *tonstein* C da Camada Candiota (Banco Superior). Os valores obtidos em gráfico forneceram a idade de $267,1 \pm 3.4$ Ma (Figura 5-15). Este valor na tabela de tempo geológico de Grandstein & Ogg (1996) corresponde ao Artinskiano (Permiano Inferior).

Esta idade pode ser entendida como a mais jovem para os zircões datados e mais antiga para os sedimentos que abrigam os zircões.

Três dos pontos utilizados no cálculo da idade concentram-se próximo do intercepto inferior (Figura 5-15), enquanto um ponto aparece na porção média da curva. Este ponto indica a possibilidade de existirem zircões com núcleos mais antigos, herdados de material de encaixantes incorporado ao magma ou ainda remanescentes de um possível processo de anatexia. A idade obtida no intercepto superior pode ser considerada como uma idade possível da rocha que forneceu os zircões que foram posteriormente sobrecrecidos (Figura 5-15).

5.6 Origem dos *Tonsteins* do Depósito de Carvão Candiota

Os *tonsteins* da Camada Candiota já foram interpretados como de origem detrítica, como no trabalho de Corrêa da Silva (1973), onde a caulinita das camadas de *tonstein*, constituída por delicados cristais vermiformes seria resultado da neoformação de material de origem detrítica. Em complemento ao modelo de deposição terrígena proposto por Corrêa da Silva (1973), Della Fávera *et al.* (1992) interpretaram as camadas de *tonsteins* como possíveis marcadores paleoclimáticos de períodos mais secos: a quantidade de argila detrítica trazida para o interior das lagunas, onde formavam-se as turfeiras, teria excedido a deposição de matéria orgânica. Os *tonsteins* teriam então se depositado, segundo aqueles autores, em condições de lâmina d'água pouco profunda sem agitações.

Nos *tonsteins* estudados, as evidências marcantes de uma origem ligada a alteração de tufos vulcânicos transportados pelo ar e precipitados sobre as antigas turfeiras são a assembléia mineral presente, as formas dos minerais, a distribuição e as relações de

contato. Não existem indícios de transporte aquoso.

A origem dos tufos está ligada a um evento vulcânico permiano, o qual colocou em suspensão material piroclástico. As frações mais finas, que permaneceram mais tempo em suspensão, foram impulsionadas por ventos e espalharam-se sobre vasta região, podendo ter sofrido transporte de centenas a milhares de quilômetros até a sua precipitação. A conservação deste material fino precipitado depende muito do sítio no qual se acumulou. Áreas de deposição de turfeiras compõem um conjunto de sítios favoráveis à conservação, pois a cinza e pó depositados ficam mais protegidos da remobilização, além de apresentarem forte contraste com as camadas orgânicas, o que facilita a sua identificação.

A presença abundante de caulinita autigênica está ligada à alteração do vidro vulcânico em condições ácidas. Segundo Bohor & Triplehorn (1993), são três os condicionantes que podem influir na composição final das camadas de *tonstein* originadas da alteração de tufos vulcânicos :

- 1) Ambiente de deposição no qual podem variar as condições de acidez, salinidade e profundidade da lâmina d'água;

- 2) Espessura das camadas, como, por exemplo, camadas de tuforolítico com espessuras de até 15 cm provavelmente serão alteradas para caulinita (Figura 5-16A). Nas camadas com espessura acima de 15 cm, a água fresca não atinge a porção central da camada, onde acontece um incremento do pH e há auto-alcalinização, levando a formação de esmectita na porção central da camada, formando assim um sanduíche de esmectita: caulinita-esmectita-caulinita (Figura 5-16B)

- 3) Tipo de vulcanismo que é determinante no produto final. Tufos originados da alteração de tufos máficos (vulcanismo básico) favorecem a formação de esmectita. Tufos riolíticos tendem a se alterar para caulinita.

A presença abundante de caulinita autigênica está ligada à alteração do vidro vulcânico em condições ácidas. A transformação do vidro vulcânico é bem explicado por Bohor & Triplehorn (1993): o material acumulado composto por vidro riolítico , em contato com a água, sofre hidrólise, gerando silicato de alumínio e deixando cátions em solução:

Em condições ácidas, como em um ambiente onde estejam disponíveis compostos orgânicos que agirão como catalisadores, o silicato de alumínio hidratado pode ser transformado em caulinita:

Parte da sílica pode reagir com íons hidrogênio e precipitar quartzo. Esta geração de caulina *in situ* explica as formas bem cristalizadas encontradas nos argilitos estudados.

O predomínio de cristais prismáticos euhedrais de zircão, biterminados e sem indícios de arredondamento constitui mais uma evidência da origem proposta para as camadas de *tonstein* da Candiota. A sua presença e a preservação de suas bordas e face intactas são melhor explicadas pelo transporte aéreo com rápida precipitação, do que por eventuais transportes em meio aquoso por correntes. A presença de zircões nas camadas estudadas já é uma evidência merecedora de destaque, uma vez que um mineral pesado primário encontra-se em meio a material predominantemente argiloso, sem indícios de transporte por via aquosa associada a canais ou depósitos de *crevasse-splay*.

A presença de quartzo com estruturas mais típicas de altas temperaturas (>570°C-quartzo beta) constitui-se em mais uma evidência da origem magmática (piroclástica) do material estudado.

Apesar de intensamente procurados, não foram ainda encontradas evidências de bolhas ou junções (*glass-shards*) nos *tonsteins* estudados. Porém, não se constituiu uma surpresa a dificuldade de identificá-las dentro das camadas de *tonstein*, pois, a geração de caulinita a partir do vidro vulcânico é geralmente muito eficiente devido a percolação de soluções ácidas provenientes das camadas de carvão envolventes, podendo a estrutura delicada do *shards* ter sido mascarada ou mesmo destruída. *Shards* na forma de paredes de bolhas e junções foram descritas no intervalo permo-triássico da Bacia do Paraná por Coutinho *et al.* (1988), no qual se inclui também a Formação Rio Bonito. Os *shards* foram encontrados por aqueles autores em sedimentos siltosos não associados às camadas de carvão. Aqueles autores consideram o material encontrado como originado da deposição de cinzas gerada em evento vulcânico e, baseados na classificação de Izett (1981), qualificaram-no como gerado por vulcanismo riolítico com temperatura acima de 870°C devido às formas de junções de bolhas dos *shards*.

A presença dos *shards* no intervalo permo-triássico da Bacia do Paraná e a presença de *tonsteins* originado pela transformação de material piroclástico acumulado sobre turfeiras são evidências da atividade vulcânica no período permiano, provavelmente vulcânica-riolítica, quando o Gondwana ainda constituía-se em uma única massa continental.

Figura 5-14: Prisma hexagonal de apatita, *tonstein A*,
Banco Inferior da Camada Candiota

Figura 5-15: Curva discórdia da amostra do *Tonstein* A do Banco Superior da Camada Candiota na região da Mina da Candiota.

Figura 5-16 : Representação da influência da espessura na alteração de tufos depositados entre camadas de turfa. A- espessura menor que 15 cm; B-espessura maior que 15 cm (Bohor & Triplehorn 1993)

5.7. Correlação com o Supergrupo Karoo

Instaladas sobre antigas áreas contíguas do paleocontinente do Gondwana, as bacias do Paraná e do Karoo, bem como as demais bacias africanas por onde o Supergrupo Karoo distribui-se, tiveram parte de sua história evolutiva marcada pela deposição supracontinental, havendo grandes semelhanças entre suas seqüências deposicionais acumuladas durante o intervalo permo-carbonífero.

Lopez-Gamundi (1994) apresentou uma relação das ocorrências de tufos vulcânicos nas bacias sedimentares da América do Sul e na Bacia do Karoo na África (Figura 5-17). Os tufos relacionados intercalam-se em rochas neocambrianas e permianas, período no qual houve intenso vulcanismo ao longo da margem sudoeste do Gondwana. As idades atribuídas aos tufos provêm mormente do reconhecimento de suas relações estratigráficas.

Bangert *et al.* (1997) obtiveram as idades U-Pb de zircões presentes em tufos vulcânicos do Grupo Dwyka (Tabela 5-1), os quais estão intercalados em pelitos escuros de *offshore*, com fósseis de peixes e gastrópodes. Estes sedimentos representam um período interglacial que separa as duas principais fases glaciais reconhecidas no Grupo Dwyka. A composição dos argilominerais presentes nas camadas de tufos é illítica-montmorillonítica. As idades obtidas por aqueles autores foram de 288 ± 3 Ma (Gzeliano a Asseliano) na porção oeste da Província do Cabo na África do Sul e 302 ± 3 Ma (Moscoviano/Kasimoviano) na região sul da Namíbia. Os zircões datados eram mormente euedrais, prismáticos alongados e com inclusões, sendo os encontrados na Namíbia mais longos. Na Bacia do Paraná, os depósitos associados à glaciação encontram-se registrados no Grupo Itararé, unidade sotoposta à Formação Rio Bonito, e que constitui a base da Seqüência Carbonífera-Eotriássica.

Corrêa da Silva (1993) e Kalkreuth *et al.* (1997), baseados em dados palinológicos, atribuíram idades artinskiana-kungurianas para as camadas de carvão das Bacia do Paraná e camadas de carvão encontradas na Tanzânia, relacionadas ao Supergrupo Karoo.

Tabela 5-1 Datações absolutas U-Pb em zircão em tufos vulcânicos.

nome	unidade	idade U-Pb	litotipos associados
América do Sul			
Tonstein Candiota	Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná (porção meridional)	267±3.7 Ma (quatro pontos) Artinskiano	Camadas de tufos associadas a camadas de carvão do intervalo portador de carvão da Fm. Rio Bonito, O carvão foi depositado em ambiente de <i>back-barrier</i>
África			
Tufos Bentoníticos do Grupo Dwyka (Bangert <i>et al.</i> 1997)	Grupo Dwyka, Supergrupo Karoo, Bacia do Karoo (porções sul da Namíbia e meridional da Bacia Principal do Karoo na África do Sul)	288±3 Ma - Gzeliano a Asseliano (Western Cape-África do Sul) 302±3 Ma - Moscoviano a Kasimoviano (Sul da Namíbia)	Lamitos offshore, interglaciais (separam duas fases de glaciação)

5.8. Correlação com o Vulcanismo Permiano da América do Sul

Coutinho *et al.* (1988) atribuem ao vulcanismo neopaleozoico da província geológica das Sierras Pampeanas a origem dos *glass shards* encontrados nas rochas permianas da Bacia do Paraná. Bangert *et al.* (1997) também apontam a região como a provável fonte das cinzas e pó que deram origem aos tufos do Grupo Dwyka.

A Província Geológica das Sierras Pampeanas, segundo Gonzales *et al.* (1985), localiza-se na porção noroeste da Argentina, entre os paralelos 26° e 39° S e meridianos 63° e 69° W. Nesta faixa podem ser encontradas rochas eruptivas desde o Pré-Cambriano até o Mesozóico (idades baseadas em K-Ar e Rb-Sr). Particularmente no Neopaleozóico o vulcanismo é predominantemente do tipo ácido, muitos deles riolíticos (Linares *et al.* 1980). Os riolitos são os equivalentes vulcânicos dos granitos e, devido a sua alta viscosidade, resultam freqüentemente em vulcanismo explosivo. Os minerais apresentam formas mais típicas de resfriamento rápido. Sua composição é essencialmente álcali-feldspática e um ou mais minerais de sílica. O feldspato geralmente é a sanidina, podendo, contudo, ocorrer oligoclásio; os minerais de sílica presentes podem ser o quartzo, a cristobalita e a tridimita. A apatita e o zircão aparecem como acessórios (Best 1982).

Kay *et al.* (1989) denominaram a província granito riolítica gondwânica carbonífera-permiana da porção meridional da América do Sul de Província Choiyoi. Nesta faixa, que cobre as porções noroeste da Argentina e central do Chile, concentram-se granitos e riolitos.

Perez *et al.* (1991) definiram 3 picos de atividade magmática: eocarbonífero (337 a 326 Ma), permiano Inferior (271 a 260 Ma) e triássico (238 a 227 Ma), quando foram formados importantes corpos magmáticos vulcânicos. Particularmente no Eopermiano tardio a principal atividade magmática teria ocorrido na Província Geológica da Cordilheira frontal e secundariamente no Maciço Norte Patagônico.

A figura 5-17 mostra um possível quadro para o surgimento dos depósitos piroclásticos nas bacias do Paraná e do Karoo, onde um ou vários eventos efusivos colocaram em suspensão material piroclástico, o qual foi posteriormente impulsionado por ventos rumo às porções mais centrais das áreas continentais onde encontravam-se diversas bacias gondwânicas.

Figura 5-17: Ocorrências de tufos neopaleozóicos nas bacias intracratônicas do Sul-sudoeste do Gondwana (modificado de Lopes-Gamundi 1994 e Kay *et al.* 1989) e província riolítica carbonífera-permiana, local provável da geração do material piroclástico.

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Depósito de Carvão Candiota possui um intervalo portador de carvão que ocorre dentre sedimentos da Formação Rio Bonito, Permiano da Bacia do Paraná. Na área do depósito, este intervalo encontra-se mais próximo da superfície, situação que promoveu a exploração da área durante as décadas de 70 e 80. O depósito tem importância ainda local sendo todo o carvão explotado consumido na geração de energia elétrica

Na área do Depósito de Carvão Candiota, a Formação Rio Bonito não pôde ser subdividida como em sua área de definição. Alguns autores (e.g. Menezes Filho & Rodrigues 1983, Aboarrage & Lopes 1986, Alves 1994) sugeriram a correlação com algum dos membros propostos por Schneider *et al.* (1974). A formação apresenta, na verdade, um conjunto de litotipos muito semelhante a do membro Siderópolis, existindo, entretanto, na base, litotipos característicos do membro Triunfo. Estas diferenças com a área de definição da unidade é consequência da proximidade da região com porções de borda da bacia, onde não se desenvolveram sistemas deltaicos expressivos como os das porções mais centrais da bacia.

As imagens de satélite tratadas mostraram importantes aspectos estruturais da área, com destaque para a Falha Açotéia, a qual trunca a porção leste da Bacia do Paraná na área do Depósito de Carvão e separa sua porção sudeste. A primeira componente principal permitiu, juntamente com as informações de mapas geológicos e de campo, delimitar a área de ocorrência de sedimentos da bacia do Paraná e, dentro desta, a área de ocorrência dos sedimentos do Grupo Guatá, os quais contrastam com os demais sedimentos expostos da bacia. O contraste, muito forte em algumas regiões, pode ser explicado pela diferença textural entre os sedimentos, sendo que no Grupo Guatá há predomínio de sedimentos pelíticos expostos, enquanto predomina a exposição de sedimentos arenosos da Formação Teresina a oeste e da Formação Santa Tecla a noroeste.

Dois depocentros foram identificados na Formação Rio Bonito: um na porção sudoeste e outro na porção nordeste da área do depósito, existindo uma faixa com altos valores de espessuras ligando elas. Na porção nordeste concentram-se as maiores espessuras de carvão e de rochas pelíticas, combinação típica do intervalo portador de carvão (sucessões tipo 2), mostrando que nesta região concentraram-se as áreas protegidas e, portanto, adequadas para o acúmulo de matéria orgânica dentro do modelo adotado de lagunas e ilhas barreira. Na porção sudoeste concentram as maiores espessuras de sedimentos arenosos e de rochas heterolíticas. Nestes locais concentravam-se as áreas abertas do sistema de ilhas barreira e onde houve o melhor desenvolvimento do sistema de plataforma, o qual já existia durante a deposição final do intervalo portador de carvão.

A evolução da deposição das rochas pertencentes à Formação Rio Bonito, na área do Depósito de Carvão da Candiota, inicia-se com a deposição fluvial, progradante, que recobre o embasamento e sedimentos do Grupo Itararé. Segue-se uma deposição litorânea, caracterizada por ilhas barreira arenosas que protegem do mar aberto áreas de deposição de sedimentos finos e matéria orgânica, a qual deu origem aos carvões e folhelhos carbonosos. A instalação de sistemas litorâneos marca o início do processo de transgressão marinha, com retrogradação dos sistemas deposicionais. A continuidade do processo transgressivo resulta no fim da deposição de matéria orgânica e na instalação do sistema de plataforma, registrado ainda no topo da Formação Rio Bonito.

Esta evolução pôde ser bem traçada na distribuição 3D das fácies e principalmente na distribuição vertical da proporção de fácies. As fácies de areia e conglomerado concentram-se na porção inferior da unidade. Os conglomerados concentram-se na porção média do intervalo predominantemente arenoso, indicando o pico da regressão acompanhada de progradação das fácies. A partir da porção média da unidade as fácies pelíticas e o carvão passam a predominar e a partir do quarto superior há o avanço dos depósitos de plataforma rasa sobre as áreas de deposição de carvão.

Os *tonsteins*, presentes nas camadas de carvão, foram caracterizados como material piroclástico alterado. Minerais piroclásticos preservados como zircão, pseudomorfos de quartzo beta e apatita formam uma assembléia característica deste tipo de depósito. O vidro vulcânico depositado juntamente com estes minerais como

componente principal do tufo foi alterado de maneira eficiente por ácidos circulantes, provenientes das camadas de carvão. A pirita encontrada está associada à matéria orgânica encontrada nos tufos. Esta matéria orgânica provém dos organismos vegetais que habitavam as turfeiras, provavelmente mortos durante a chuva e acúmulo de piroclastos.

Camadas de *tonstein*, geradas por evento episódico instantâneo em relação à escala do tempo geológico, representam verdadeiros *data* isócronos, na forma de superfícies que separam intervalos mais novos de mais velhos, não sendo exagero considerá-los como “superfícies tempo”. Uma destas “superfícies de tempo” pôde ser datada por U-Pb, ampliando a sua vocação como *data* isócrono. Datado, ele permite agora que as biozonas sejam calibradas. A idade de 267.1 ± 3.4 Ma, a mais antiga possível para os sedimentos, colocam a deposição de carvão da Formação Rio Bonito no Artinskiano, Permiano Inferior.

Os tonsteins do Depósito de Carvão Candiota podem ser correlacionados a diversas outras ocorrências de tufos em bacias sul-americanas e africanas. Estes tufos têm sua fonte mais provável de material nas regiões central e nordeste da Argentina, onde são identificados registros de atividade vulcânica riolítica durante o Permiano. Estas áreas correspondem ao sudoeste do antigo continente Gondwânico.

Para Zalan *et al.* (1990), a Formação Rio Bonito seria uma “cunha de depósitos clásticos arenosos anômala”, a qual teria invadido o mar instalado desde o final sedimentação do Grupo Itararé. Zalan *et al.* (1990) referem-se, na verdade, ao período de regressão acompanhada de progradação da deposição registrada na base da Formação Rio Bonito e que, na área do Depósito Candiota, está caracterizado por depósitos fluviais arenosos. A superfície de contato entre os depósitos marinhos Itararé e os depósitos progradantes da base da formação Rio Bonito foi utilizado por Milani *et al.* (1996) como uma descontinuidade, correspondente ao limite basal de uma sequência do tipo um dentro de um ciclo maior de subida do nível relativo do mar. A idade artinskiana pode ser atribuída para a retomada do processo de transgressão marinha na Bacia do Paraná.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABOARRAGE, A.M. & LOPES, R.C. 1986. *Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná*. Porto Alegre. DNPM/CPRM. 18 v.
- ADE, M.V.B. 1993. Caracterização do sistema deposicional e das camadas de carvão no pacote sedimentar da Malha IV, Jazida da Candiota, RS. Porto Alegre (Dissertação de Mestrado) 98p. 4 anexos
- ALVES, R.G. 1994. *Correlação Estratigráfica de Alta resolução aplicada ao Permiano Inferior da Bacia do Paraná, na Região de Candiota, Rio Grande do Sul*. (Dissertação de Mestrado apresentada a UFRGS) 120p.
- ARMSTRONG, M. *Basic Linear Geostatistics*. Berlim. Springer-Verlag. 66p
- BANGERT, B.; LORENZ, V.; ARMSTRONG, R. 1997. Bentonitic tuff of the Permo-Carboniferous Dwyka Group in southern Africa: volcanoclastic deposits as ideal time markers. *Journal of African Earth Sciences*. 27 (1A): 18-19.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; SATO, K.; SPROESSER, W.M. 1995. A Metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo - Princípios Metodológicos, Aplicações e Resultados Obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 67(2): 221-236.
- BEST, M.G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York, W.H. Freeman and Company. 630p.
- BLATT, H.; BERRY, W.B.N.; BRANDE, S. 1991. *Principles of stratigraphic analysis*. Oxford. Blackwell. 512p.
- BOHOR, B.F. & TRIPLEHORN, D.M. 1993. Tonsteins: Altered Volcanic-Ash Layers in Coal-Bearing Sequences. Geological Society of America Special Paper 285. 42p.
- CLARK, I. 1979a. The semivariogram - Part I. *Engineering & Mining Journal*. 180(6): 90-94
- CLARK, I. 1979b. The semivariogram - Part II. *Engineering & Mining Journal*. 180(7): 92-97
- CORRÊA DA SILVA, Z.C. 1973. On Tonstein in the Candiota Mine, On Tonstein in the Candiota Mine, Rio Grande do Sul, Brazil. In: CONGRÈS INTERNATIONAL DE STRATIGRAPHIE ET DE GÉOLOGIE DU CARBONIFÈRE, 7. Krefeld, 1973. Compte Rendu. Krefeld. b. II p. 287-295.
- CORRÊA DA SILVA, Z.C. 1989. The Rank Evaluation of south Brazilian Gondwana Coal on the Basis of Different Chemical and Physical Parameter. *Intern Jour of Coal Gology*, v.13, p.21-39.
- CORRÊA DA SILVA, Z.C. 1993. Candiota coalfield: a world class Brazilian coal deposit. *International Journal of Coal Geology*. v.23, p. 103-116.
- CORRÊA DA SILVA, Z.C. & MARQUES-TOIGO, M. 1985. Condições petrológicas e palinológicas sobre a Camada Candiota, jazida carbonífera da Candiota, Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, SBG. pg. 432-448.
- COUTINHO, J.M.V.; HACHIRO, J.; COIMBRA, A.M.; SANTOS, P.R. 1988. Ash Fall-derived Vitroclastic Tuffaceous sediments in the Permian of the Paraná Basin and their Provenience. In: ULBRICH, H.E & ROCHA CAMPOS, A.C. (eds.) *Gondwana Seven Proceedings*. São Paulo. IGc-USP. p.147-160.
- CROSTA, Á.P. 1993. *Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto*. Campinas. UNICAMP. 170p.
- DAVIS, J.C. 1986. *Statistics and Data Analysis in Geology*. (2ed) New York, John Wiley & Sons. 646 p.
- DELLA FÁVERA, J.C.; CHAVES, H.A.F.; PEREIRA, E.; CÂMARA FILHO, L.M. & MEDEIROS, M.A.M. 1992. Geologia da área de Candiota, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro. UERJ/DGG/LABCG. 1o Curso de Análise de Bacias, 68p.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1995. Fundamentos da Estratigrafia Moderna-Notas de Aula. Rio de Janeiro. UERJ. 165p.
- DIESSEL, C.F.K. 1992. Coal-bearing depositional systems. Berlin. Springer-Verlag. 721p.
- FAMBRINI, G.L. 1998. O Grupo Camaquã (Transição Proterozóico-Fanerozóico) na Região das Minas de Camaquã, RS: Análise Estratigráfica de Fácies Procedência e Paleocorrentes. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São

- Paulo para a obtenção do grau de Mestre em Ciências) 182p.
- FONTES, L.C.DA S. & CAVA, L.T. 1980. Análise Ambiental Preliminar do Gondwana na Região da candiota, Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiú, 1980. *Anais*. Camburiú, SBG. v. 2, p. 755-765.
- FRAZER, R.G. 1989. *Clastic Depositional Sequences*. Englewood Cliffs. Prentice Hall. 459p.
- GALLI, A.; BEUCHER, H.; LELOC'H, G. DOLIGEZ, B. 1994. The Pro and Cons of the Truncated Gaussian Method. In: ARMSTRONG, M. & DAVID, P.A. (eds) *Geostatistical Simulations*. Amsterdam. Kluwer 217-233.
- GONZALES, R.R.; CABRERA, M.A.; BORTOLITTI, P.; CASTELLOTE, P.; CUENYA, M.P.; OMIL, D.M.; MOYANO, R.O.; OJEDA, J.R. 1985. La actividad eruptiva em Sierras Pampeanas. Esquematzation geográfica e temporal. *Acta Geologica Lilloana* 16(2): 289-318.
- GRADSTEIN, F. & OGG, J. 1996. A Phanerozoic time scale. Episodes. 19(1-2) encarte.
- GUPTA, R.P. 1991. *Remote Sensing Geology*. Berlin, Springer-Verlag. 354p.
- HACHIRO, J. 1996. O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo para a obtenção do grau de Doutor em Geociências) 182p.
- HELLAND-HANSEN, W. & MARTINSEN, O.J. 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, 66(4): 670-688.
- HUFF, W.D.; BERGSTÖRM, S.M.; KOLATA, D.R. 1992. Gigantic ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: biological, tectonomagmatic and event-stratigraphic significance. *Geology* 20(10): 875-878.
- HUIJBREGTS, C.J. 1975. Regionalized variables and quantitative analysis of spatial data. In: ISAACKS, E.H.; SRIVASTAVA, R.M. 1989. *An introduction to applied geostatistics*. New York. Oxford University Press. 561p.
- ISATIS 1997. *User's Guide*. Avon. Geovariances.
- IZETT, G.A. 1981. Volcanic Ash Beds: Records of Upper Cenozoic Silicic Pyroclastic Volcanism in the Western United States. *Journal of Geophysical research* 36(B11): 10200 - 10222.
- JOURNEL, A.G. & HUIJBREGTS, C.J. 1997. *Mining Geostatistics*. London. Academic Press. 600p
- KAMOLA, D. L. & VAN WAGONER, J.C. 1995. Stratigraphy and facies architecture of parasequences with examples from the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation, Utah. In: VAN WAGONER, J.C. & BERTRAM, G.T. 1995. *Sequence Stratigraphy from the Cretaceous of North America*. AAPG Memoir 64:27-54.
- KALKREUTH, W.; HOLTZ, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; MARQUES-TOIGO, M.; UTTING, J.; SEMKIWA, P. 1997. A comparative study of the geology, petrology and palynology of Permian coals in Tanzania and southern Brazil: implications for coal formation. *Journal of African Earth Sciences*. 27 (1A): 18-19
- KAY, S.M.; RAMOS, V.A; MPODEOZIS, C.; SRUOGA, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*. 17: 324-328.
- LOPEZ-GAMUNDI, O.R. 1994. Permian Volcanic Activity along Proto-Pacific Plate Margin Reflected in the Basins of Southern South America. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 9. Proceedings. Hyderabad v.2, p.833-838.
- KRUMBEIN, W.C. & LIBBY, W.G. 1957. Application of moments to vertical variability maps of stratigraphic units. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. 41(2): 197-211.
- LANDIM, P.M.B. 1995. *Análise estatística de dados multivariantes em Geologia*. Laboratório de Geomatematica Publicação Didática nº 5
- LEONARDOS, O. H. 1970. *Geociências no Brasil - a contribuição britânica*. São Paulo, Forum 335p.
- LINARES, E.; LLAMBIAS, E.J.; LATORRE, C.O. 1980. Geologia de la Provincia de La Pampa, Republica Argentina y Geocronologia de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 15(1): 87-146.
- LINDSAY, J.F.; KENNARD, J.M.; SOUTHGATE, P.N. 1993. Application of sequence stratigraphy in an intracratonic setting, Amadeus Basin, Central Australia. In:
- MACDONALD, A.C. & AASEN, J.O. 1994. A Prototype Procedure for Stochastic Modeling of Facies

- Tract Distribution in Shoreface Reservoirs In: YARUS, J.M. & CHAMBERS, R.L. (EDS) Stochastic Modeling and Geostatistics. AAPG Computer Application in Geology 3: 91-108.
- MATOS, S.L.F. DE 1995. O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na Borda Leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. São Paulo, 175p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências - USP)
- MATOS, S.L.F. DE & COIMBRA, A.M. 1997. Sucessão de fácies na Camada Porangaba, Grupo Passa Dois, Estado de São. *Revista Brasileira de Geociências*. 27(4): 377-386.
- MEDEIROS, R.A. & THOMAZ FILHO, A. 1973. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. 1973 Aracaju. *Anais* v.3 p. 2-32.
- MENEZES FILHO, N.R. & RODRIGUES, T.L.N. 1983. Faciologia e análise ambiental preliminar da formação Rio Bonito na Região da Grande Candiota, Rio Grande do Sul, Brasil: uma proposta de modelo deposicional. In: SIMPÓSIO SUL-CONGRSSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1, Porto Alegre 1983. *Atas*. Porto Alegre, SBG, p. 371-391.
- MIALL, A.D.-1990- *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. New York, Springer-Verlag. 490p.
- MIDDLETON, G.V.-1973- Johannes Walther law of correlation of fácies. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 979-988.
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. 8(1): 69-82.
- MINÉRIOS & MINERALES 1998. Avança o projeto da Copelmi. *Minérios & Minerales* v. 233.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; THOMPSON III, S. 1977. Sismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part2: The deposicional sequence as a basin unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C.E. 1977. Sismic Stratigraph - applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir. n.26. p.54-62.
- OJEDA, H.A. 1990. Curso de Sismoestratigrafia. Rio de Janeiro. SEDES/Petrobrás 465p.
- PARADELLA, W.R. 1998. *Processamento digital de imagens de sensores remotos aplicado à Geociências*. USP. Notas de Aula 1998.
- PAYTON, C.E. 1977. Sismic Stratigraph - applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir. n.26. 512p.
- PEREZ, D.J.; LINARES, E.; RAMOS, V.A. 1991 Tectonic setting of the main late paleozoic magmatic activity of Argentina. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF CARBONIFEROUS-PERMIAN STRATIGRAPHY AND GEOLOGY, 12. Buenos Aires. *Actas*.
- POPOFF, C.C. 1966. Computing reserves of mineral deposits: principle and conventional methods. *US Bureau of Mines Information Circular* n. 8283.
- RAMOS, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early paleozoic of South America-a Collisional History. *Episodes* 11(3): 168-174.
- REISON, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (ed.) *Facies Models - Response to sea level change*. Toronto, Geological Association of Canada. p. 179-194.
- REMACRE, A.Z. & CARVALHO, R.M. 1998. *Curso de Simulação Geoestatística*. Campinas. Unicamp. 27p.
- RIBEIRO FILHO, E & MUSSA, D. 1977. Histological and framboidal textures in diagenetic pyrite from the gondwana coal beds, Brazil. *Boletim IG*. 8: 1-20.
- RICCOMINI, C.; GIMENEZ FILHO, A.; ALMEIDA, F.F.M. DE 1984. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. v.3, p.1351-1361.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; NOGUEIRA, A.A.; DAEMON, R.F.-1974- Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre, SBG. v. 1, p. 41-65.
- SELLEY, R.C. 1985. *Ancient Sedimentary Environments*. London, Chapman and Hall. 317p.
- SIDES, E.J. 1997. Geological modelling of minerals deposits for prediction in mining. *Geol. Rundsch*. 86: 342-353.
- SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Bulletin of Geological Society*

- of America. v.74, p. 93-114.
- TUCKER, M. 1982. *The Field Description of Sedimentary Rocks*. London, Open University Press. 112p.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M.; RAHMANIAN, V.D. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution correlation of Time and Facies. AAPG Methods in Exploration Series. n.7.
- VISHER, G.S.-1965- Use of vertical profile in environmental reconstruction. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 49, n. 1, p. 41-61.
- WALKER, R.G.-1992- Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (ed.) *Facies Models - Response to sea level change*. Toronto, Geological Association of Canada. p. 1-14.
- WHITE, I.C. 1908. Final Report. Rio de Janeiro. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. (Edição fac-similar, 1988).
- WILDENER, W. 1983. Análise Faciológica de uma porção do Grupo Guatá, na Região de Candiota, RS. *Acta Geologica Leopoldensia* 14: 145-168
- YAMAMOTO, J.K. 1999. Métodos Computacionais. In: YAMAMOTO, J.K. (ed.) *Avaliação e Classificação de Reservas Minerais*. São Paulo. EDUSP (no prelo)
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANNOTO, O.A. -1990- Bacia do Paraná. In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI, E.J. (coord.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás. p. 135-168.

ANEXOS

Anexo1 - Bloco-diagrama

Anexo 2 – Seções N-S

- Seção 223000E
- Seção 235000E
- Seção 243000E

Anexo 3 - Seções E-W

- Seção 64772000N
- Seção 65072000N
- Seção 65172000N
- Seção 65272000N

Anexo1 – Bloco-diagrama

Bloco-diagrama

Fácies

Anexo 2 – Seções N-S

seção 223000E

Fácies

seção 235000E

Fácies

seção 243000E

Fácies

Anexo3 – Seções E-W