



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Leonardo Costa de Oliveira

**Estudo das relações entre o arcabouço  
estratigráfico e as alterações diagenéticas  
observadas na seção devoniana da Bacia do Paraná**

Rio de Janeiro  
2009

Leonardo Costa de Oliveira

**Estudo das relações entre o arcabouço estratigráfico e as  
alterações diagenéticas observadas na seção devoniana da  
Bacia do Paraná**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para  
obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-  
Graduação em Geociências, da Universidade do Estado  
do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Orientador (a) (es): Prof. Dr. Egberto Pereir

Rio de Janeiro

2009

Oliveira, Leonardo Costa de.

Estudo das Relações entre o arcabouço estratigráfico e as alterações diagenéticas observadas na Seção Devoniana da Bacia do Paraná. [Rio de Janeiro] 2009

X, 100 p. 29.7 cm (Faculdade de Geologia - UERJ, Msc., Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, 2009).

Dissertação - Universidade do Estado Rio de Janeiro, realizada na Faculdade de Geologia.

1. Diagênese. 2. Petrografia. 3. Estratigrafia de Seqüências. 4. Formação Ponta Grossa.

I - FGEL/UERJ

II - Título (série)

**Estudo das relações entre o arcabouço estratigráfico e as alterações diagenéticas observadas na seção devoniana da Bacia do Paraná**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Aprovada por em 08 de abril de 2009:

Banca Examinadora:

\_\_\_\_\_  
Prof Dr. Sergio Bergamaschi (UERJ)

\_\_\_\_\_  
Prof Dr. Egberto Pereira (UERJ)

\_\_\_\_\_  
Prof Dr. Luiz Fernando De Ros (UFRGS)

*Aos meus pais, Elizabeth e Roberto, por  
me darem a oportunidade da vida.*

## Agradecimentos

A composição desta dissertação de mestrado teve início ainda no período em que eu estava na graduação e comecei a me interessar pela estratigrafia de seqüências e a diagênese de rochas siliciclásticas. Por isso sou enormemente grato ao meu orientador, Dr. Egberto Pereira, por sua paciência e comentários críticos no desenvolvimento de todo este processo até então. Gostaria aqui de agradecer também a geóloga Msc. Fátima Andréia de Freitas Brazil por estimular meu interesse e me ajudar a compreender os vários aspectos da diagênese.

À PETROBRAS por me permitir uma visita técnica, com a qual foi possível adquirir imagens de MEV, raios-X e petrografia. Dados de vital importância na feitura de todo capítulo 6. Agradeço também o professor Dr. Sérgio Brandolise Citroni pela atenção e assistência ao disponibilizar as dependências do Laboratório de Análises Minerais e Materiais (LAMM - UFRRJ), para análises de raios-X remanescentes.

Ao professor Dr. Sérgio Bergamaschi pela leitura crítica e comentários valiosos, os quais melhoraram enormemente o corpo final deste manuscrito. Os erros e obscuridades são exclusivamente meus.

À professora Dra. Maria Suzana Pessôa de Souza pelos comentários e ajuda na feitura do abstract.

À ANP pela bolsa de mestrado e incentivo na participação de congressos nacionais. Agradecimentos também a Capes pela bolsa no primeiro ano do mestrado.

Aos professores e funcionários da Faculdade de Geologia da UERJ por sempre estarem dispostos a ajudar, proporcionando um ótimo ambiente de trabalho.

Aos amigos Rodson de Abreu Marques, Renata Marins Alvim Gama, Ana Paula Alves e Natália Famelli Pereira pelo excelente convívio nesta universidade, especialmente pela a oportunidade de suas amizades. Agradecimentos aos amigos Carlos, Jefferson, Fabrício, Deivis e Márcio pela ótima convivência na república em Vila Isabel. Não esquecerei jamais.

Finalmente gostaria de agradecer à minha família. À minha mãe por suas orações e estímulo à coragem, ao meu pai pela força e à minha irmã por me incentivar a ser sempre mais do que imagino ser. Agradeço por sempre confiarem em mim, sem cuja confiança esta dissertação nunca seria completada. Muito obrigado.

Leonardo C. de Oliveira

## Sumário

Lista de Figuras.....	x
Lista de Tabelas.....	xvi
Lista de Anexos.....	xvii
Resumo.....	xviii
Abstract.....	xix
Capítulo 1 - Introdução.....	1
1.1- Justificativa do estudo.....	2
1.3 - Objetivos.....	2
1.4 - Base de Dados e Área de estudo.....	3
1.5 - Metodologia.....	5
1.5.1 - Descrição sedimentológica dos testemunhos provenientes dos furos de sondagens.....	5
1.5.2 - Caracterização petrográfica.....	5
1.5.3 - Microscopia Eletrônica de Varredura.....	6
1.5.4 - Difração de Raios-X.....	6
1.5.5 - Comparação entre o arcabouço estratigráfico e a diagênese.....	7
Capítulo 2 - Contexto Geológico da Bacia do Paraná.....	9
2.1 - Superseqüência Paraná.....	13
Capítulo 3 - Sedimentologia da Formação Ponta Grossa.....	17
3.1 - Sedimentologia da Formação Ponta Grossa na Região de Tibagi (PR).....	17
3.2 - Sedimentologia da Formação Ponta Grossa na Região de Dom Aquino (MT).....	18
Capítulo 4 - Origem e Evolução da Estratigrafia de Seqüências e sua Aplicabilidade em Bacias Intracontinentais.....	22
4.1 - Estratigrafia de Seqüências em Bacias Intracontinentais.....	25
4.2 - Estratigrafia de Seqüências da Região de Tibagi (PR).....	27
4.3 - Estratigrafia de Seqüências da Região de Dom Aquino (MT).....	28
Capítulo 5 - Diagênese.....	29
Capítulo 6 - Análise Petrográfica e Caracterização Diagenética.....	32
6.1 - Descrição Petrográfica Geral dos Arenitos da Região de Tibagi (PR) e Dom Aquino (MT).....	32
6.1.1 - Classificação Composicional.....	36
6.1.2 - Petrofácies.....	38

6.2 - Glauconita Para-autóctone Como Indicador Paleoambiental .....	43
6.3 - Constituintes Diagenéticos .....	46
6.3.1 - Bertierina .....	46
6.3.2 - Chamosita .....	53
6.3.3 - Compactação mecânica.....	53
6.3.5 - Calcita.....	54
6.3.6 - Caolinita e Porosidade secundária.....	58
6.3.7 - Ilita.....	59
6.3.7.1 - Difractometria de raios-X das ilitas na região de Dom Aquino (MT). 63	
7.3.7.2 - Difractometria de raios-X das ilitas na região de Tibagi (PR).64	
6.3.8 - Pirita e Dolomita .....	64
6.3.9 - Siderita .....	67
6.3.10 - óxido de titânio.....	68
6.4 - Modelo de Evolução Diagenética para Região de Tibagi (PR).....	70
6.5 - Modelo de Evolução Diagenética para Região de Dom Aquino (MT) .	72
Capítulo 7 - Relação Entre a Estratigrafia de Seqüências e a Diagênese.....	74
7.1 - Relações Entre o Trato de Sistemas de Mar Baixo (TSMB) e as Modificações Eodiagenéticas.....	76
7.2 - Relações Entre o Trato de Sistemas Transgressivo (TST) e as Modificações Eodiagenéticas.....	78
73 - Relações Entre o Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA) e as Modificações Eodiagenéticas.....	80
Capítulo 8 - Integração dos Dados Diagenéticos Com o Arcabouço Estratigráfico .....	82
8.1 - Divisão do Arcabouço Estratigráfico Com Base nos Dados Diagenéticos.....	82
8.1.1 - Furo 9-PPG-1-PR. ....	83
8.1.2 - Furo 9-PPG-2-PR. ....	83
8.1.3 - Furo 9-PPG-3-PR. ....	83
8.1.4 - Furo 9-PPG-5-PR. ....	84
8.1.5 - Furo Paleosul-01-DA-MT .....	84
8.2 - Integração dos Dados Diagenéticos e Estratigráficos da Região de Tibagi (PR).....	85
8.2.1 - Relação da glauconita com o arcabouço estratigráfico .....	85
8.2.2. - Relação do cimento carbonático (anquerita e calcita) com o arcabouço estratigráfico.....	86
8.2.3 - Relação da siderita com o arcabouço estratigráfico.....	86
8.2.4 - Relação da pirita com o arcabouço estratigráfico .....	86

8.2.5 - Relação da illita/smectita com o arcabouço estratigráfico.....	87
8.2.6 - Relação da caolinita com o arcabouço estratigráfico .....	87
8.2.7 - Relação do crescimento secundário de quartzo com o arcabouço estratigráfico .....	88
8.3 - Integração dos Dados Diagenéticos e Estratigráficos da Região de Dom Aquino (MT).....	88
8.3.1 - Relação da bertierina/chamosita com o arcabouço estratigráfico	89
8.3.2 - Relação da siderita com o arcabouço estratigráfico.....	90
8.3.3 - Relação da pirita com o arcabouço estratigráfico.....	90
8.3.4 - Relação da illita/smectita com o arcabouço estratigráfico.....	90
8.4 - Influência da diagênese na qualidade dos reservatórios.....	90
Capítulo 9 - Conclusões .....	92
Capítulo 10 - Referências Bibliográficas.....	95

## Lista de Figuras

Figura 1	Mapa de localização da área de estudo e dos Poços PPG e Paleosul	4
Figura 2	Fluxograma sintetizando as etapas percorridas nesta dissertação	8
Figura 3	Mapa de localização Da Bacia do Paraná (modificado de Zalan, 1990).	9
Figura 4	Representados os conceitos de "núcleo cratônico" (Cordani et al. 1984) e de "rifte central" (Marques et al. 1993) da Bacia do Paraná	10
Figura 5	Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná (modificado de Raffaelli et al., 1996 em Milani e Zalán, 1998. Fonte: Agência Nacional do Petróleo).	11
Figura 6	Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do (modificado de Boletim de Geociências da Petrobras, nº 1, vol. 8, 1994). É notável os hiatos deposicionais entre as Superseqüências.	12
Figura 7	Seção de correlação indicando as seqüências de 3ª ordem sugeridas por Bergamaschi & Pereira, 2001	13
Figura 8	Divisão paleotectônica do Devoniano da Bacia do Paraná. Modificado de Ramos (1970)	16
Figura 9	Fácies sedimentares dos Poços PPGs	20
Figura 10	Fácies sedimentares do Poço Paleosul-01-DA-MT	21
Figura 11	Trato de sistemas e suas superfícies limitantes em bacia do tipo rampa. Modificado de Van Wagoner et al (1990 apud Brazil, 2004).	23
Figura 12	A) Regressão forçada associada à bacia do tipo rampa com extensa plataforma exposta; B) Regressão forçada em bacia de margem continental, com menor regressão. (Modificado de Posamentier e Allen, 1999 apud Brazil, 2004)	26
Figura 13	Regressão da linha de praia em resposta a uma queda do nível relativo do mar de 10 m. A) Em uma rampa caracterizada por mergulho de 0,02º, o movimento regressivo tem extensão de 29 Km; B) movimento regressivo com extensão de 1 Km em uma plataforma com 0,5º de mergulho. (Modificado de Posamentier e Allen, 1999 apud Brazil, 2004)	26
Figura 14	Diagrama discriminando os campos de estabilidade da diagênese e do metamorfismo (modificado de Boggs Jr., 2006)	29
Figura 15	Diagrama mostrando a variação da proporção dos argilo-minerais em relação ao tempo geológico (modificado de Singer et al., 1983 apud Boggs Jr., 2006).	30
Figura 16	A) Laminação argilosa deposicional interrompida por bioturbação. Lâmina DEPA-75. Objetiva de 2.5x. Nicóis paralelos	34
Figura 17	Grão de quartzo subangular. Lâmina 25-DA. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.	34
Figura 18	A) Crescimento secundário de quartzo evidenciado por finas cutículas ao redor do grão detrítico. Lâmina DEPA-86. Objetiva de 40x. Nicóis	34

cruzados.

Figura 19	A) Caolinita substituindo muscovita. Lâmina DEPA - 83. Objetiva de 20X. Nicóis Cruzados.	34
Figura 20	Muscovita sendo compactada e caolinizada. Lâmina DEPA - 90. Objetiva de 40x. Nicóis cruzados.	34
Figura 21	Zircão. Um mineral pesado comum nos arenitos estudados. Lâmina DEPA-105. Objetiva de 40x. Nicóis cruzados.	35
Figura 22	Fragmento de rocha. Lâmina DEPA-61. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.	35
Figura 23	Algas marinhas Tasmanites orientadas conforme as camadas do arenito. Lâmina DEPA - 82. Objetiva de 10x. Nicóis cruzados.	35
Figura 24	Algas marinhas Tasmanites orientadas conforme as camadas do arenito. Lâmina DEPA - 84. Objetiva de 2.5x. Nicóis cruzados.	35
Figura 25	Alga marinha Tasmanites identificada pela sua alto fluorescência em luz ultra-violeta (cadeia lipídica). Lâmina DEPA - 98. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados	35
Figura 26	Alga marinha Tasmanites. Nota-se o interior substituído por pirita. Lâmina DEPA - 98. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.	35
Figura 27	Diagrama de classificação das amostras dos arenitos da Região de Dom Aquino (Modificado de Folk, 1980)	37
Figura 28	Diagrama de classificação das amostras dos arenitos da região de Tibagi (Modificado de Folk, 1980)	37
Figura 29	Petrofácies PT-1. A) Argila infiltrada por bioturbação Lâmina DEPA 85. Objetiva de 2.5x. Nicóis descruzados	40
Figura 30	Petrofácies PT-1. Caolinita substituindo plagioclásio. Lâmina DEPA 83. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados	40
Figura 31	Petrofácies PT-2 Pseudo-matriz gerada por bioturbação. Lâmina DEPA 70. Objetiva de 10x. Nicóis descruzados.	45
Figura 32	Petrofácies PT-2. Lâmina DEPA 70. Objetia de 2.5x. Nicóis cruzados.	40
Figura 33	Petrofácies PT-3. Lâmina DEPA - 93. Objetiva de 10x. Nicóis cruzados	40
Figura 34	Petrofácies PT-4. Note a intensa precipitação de pirita associada à bioturbação. DEPA-96. Objetiva de 20x. Nicóis descruzados.	40
Figura 35	Petrofácies PDA-1. (A) Laminação argilosa deposicional interrompida por bioturbação. Lâmina 01-DA. Objetiva de 2.5x. Nicóis cruzados.	42
Figura 36	Petrofácies PDA-1. (A) pseudomatriz gerada pela deformação de grãos argilosos (bertierina). Lâmina 34-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos	42
Figura 37	Petrofácies PDA-2. (A) Oóides de bertierina dissolvidos. (B) Cimento de siderita. Lâmina 35-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos,	42
Figura 38	Petrofácies PDA-2. Óxido de ferro cimentando. Lâmina 40-DA. Objetiva de 20x. Luz refletida.	42

Figura 39	Petrofácies PDA-3. (A) Oóides de bertierina oxidados. (B) Cimento de siderita. Lâmina 09-DA. Objetiva de 10x. Nicóis paralelos	42
Figura 40	Petrofácies PDA-3. (A) Porosidade alargada. Lâmina 10-DA. Objetiva de 10x. Nicóis paralelos	42
Figura 41	Classificação esquemática da glauconita baseado em características espaciais e temporais (modificado de Amorossi, 1997).	43
Figura 42	Glauconita em contato com agregado de siderita. Lâmina DEPA - 91. Nicóis descruzados. Objetiva 10x.	44
Figura 43	Glauconita na forma elíptica. Lâmina DEPA - 93. Nicóis cruzados. Objetiva de 20x	44
Figura 44	Representação esquemática da ocorrência da glauconita alóctone em diversos ambientes, baseado em exemplos da literatura. A glauconita autóctone é mais representativa no talude e na plataforma exterior (modificado de Amorossi, 1997)	45
Figura 45	(A) Cutícula de bertierina bem desenvolvida. Lâmina 41-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos.	47
Figura 46	(A) cimento de bertierina. Lâmina 34-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos.	47
Figura 47	Oóide de bertierina. Lâmina 10-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos.	47
Figura 48	Oóide de bertierina sendo substituído por goetita. Lâmina 08-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos.	47
Figura 49	Imagem de MEV. Fotos de elétrons secundários. Aspecto geral de fragmentos de amostra do poço Paleosul 01-DA-MT (61.40m). Petrofácies PDA-3	47
Figura 50	Imagem de MEV. Fotos de elétrons secundários. Aspecto geral de fragmentos de amostra do poço Paleosul 01-DA-MT (61.20m). Petrofácies PDA-3	47
Figura 51	Análise de difratometria de raios-X da amostra 09-DA. É identificada a bertierina com picos de 7.14 Å, valor esse bem próximo ao proposto por Velde (2003)	49
Figura 52	Hipótese para os estágios de formação e diagênese dos oóides de óxido de ferro, segundo Taylor et al. (2002). O modelo tem por referência ironstones de Castlegate (Utah, Estados Unidos) e da Formação Peace River (Alberta, Canadá). Modificado de Taylor et al. (2002)	50
Figura 53	Oóides de bertierina oxidados, sendo substituídos provavelmente por goetita, cimentados por siderita. Tanto a bertierina, quanto a siderita foram determinadas por suas características petrográficas (a siderita apresentando extinção radial característica) e análises de raio X (a bertierina é um argilo-mineral de $d \sim 7\text{Å}$ ). Lâmina 09-DA Objetiva de 10x. Nicóis cruzados.	51
Figura 54	Oóides de bertierina oxidados, sendo substituídos provavelmente por goetita, cimentados por siderita. Tanto a bertierina, quanto a siderita foram determinadas por suas características petrográficas (a siderita apresentando extinção radial característica) e análises de raio X (a bertierina é um argilo-mineral de $d \sim 7\text{Å}$ ). Lâmina 09-DA Objetiva de 10x.	51

Nicóis cruzados.

- Figura 55 Imagem de MEV/EDS de oóide de bertierina. Os altos teores de alumínio e ferro no spectrum 1, pode estar indicando um interstratificado de bertierina e clorita. No spectrum 2 é possível notar as bordas do oóide sendo oxidadas (goetita), o que reduz a concentração de alumínio e aumenta a de ferro. Lâmina 09-DA. 52
- Figura 56 (A) Clorita (chamosita) cimentando a rocha. Lâmina 43-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos. 56
- Figura 57 Cutícula de clorita delineando a porosidade. Lâmina 38-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos. 56
- Figura 58 Imagem de MEV. Franja de clorita formada por pseudo-plaquetas hexagonais. Petrofácies PDA-4. 56
- Figura 59 Imagem de MEV/EDS. No spectrum 1 é possível notar a precipitação da clorita confirmada pelas elevadas concentrações de Fe e Al. No espectrum 2, observa-se boa relação diagenética de dolomita romboédrica (concentrações de Fe e Ca) sendo substituída por clorita. lâmina 10-DA. Petrofácies PDA-4 56
- Figura 60 Deformação, por compactação, de intraclasto lamoso. DEPA - 85. 57  
Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.
- Figura 61 Deformação de grão de muscovita, a qual apresenta características flexíveis. DEPA - 83. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados. 57
- Figura 62 Grãos de quartzo subangulares. A) crescimento secundário de quartzo cimentando. Lâmina DEPA-85. Objetiva de 40x. Nicóis cruzados. 57
- Figura 63 A) Crescimento secundário de quartzo evidenciado por finas cutículas ao redor do grão detrítico (item 2.5.1). Lâmina DEPA-85. Objetiva de 40x. Nicóis cruzados. 57
- Figura 64 A) Carbonato sem tingimento. Observe a forte substituição dos grãos do arcabouço por carbonato, o qual ocorre pós-compactação e crescimento sintaxial de quartzo. B) Glauconita. Lâmina DEPA - 93. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados. 57
- Figura 65 Carbonato identificado por colorimetria. Observa-se a precipitação de Anquerita (cor azul escura) e posteriormente calcita livre de ferro (cor vermelha). Lâmina 01-DA. Objetiva de 20x. Nicóis descruzados. 57
- Figura 66 A) Muscovita expandida. Critério utilizado para identificação de caolinita eodiagenética. Lâmina DEPA - 84. Objetiva de 20X. Nicóis Cruzados. 60
- Figura 67 Poro móldico gerado por dissolução de um grão. Lâmina DEPA - 87. 60  
Objetiva de 20x. Nicóis paralelos.
- Figura 68 A) caolinita substituindo plagioclásio. B) caolinita substituindo muscovita. 60  
Lâmina DEPA - 83 Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.
- Figura 69 A) Dissolução telodiagenética B) Siderita. Lâmina 02-DA Objetiva de 20x. 60  
Nicóis paralelos.
- Figura 70 Ilita/esmectita substituindo muscovitas e argilas infiltradas. Lâmina DEPA 60

	- 74. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.	
Figura 71	Ilita/esmectita substituindo muscovitas e argilas infiltradas. Lâmina 03-DA. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.	60
Figura 72	Reconstrução esquemática mostrando o soerguimento do Arco de Ponta Grossa (De Ross, 1998).	62
Figura 73	Análise de difratometria de raios-X da amostra 16-DA. É identificada a ilita Interestratificada com esmectita com picos de $\sim 10 \text{ \AA}$ , $\sim 5 \text{ \AA}$ e $3.3 \text{ \AA}$ . Observe que não há mudança no comportamento da ilita na presença do etilnoglícol e do calor ( $550 \text{ }^\circ\text{C}$ ).	63
Figura 74	Difratograma da amostra DEPA-70 (pertofácies PT-2). Q: quartzo; I: ilita; K: caolinita; FK: feldspato potássico; C: calcita; S: siderita.	64
Figura 75	A) Dolomita ferrosa (anquerita). Lâmina DEPA-78. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos. Lâmina DEPA - 67.	66
Figura 76	Pirita framboidal precipitada em laminação argilosa deposicional. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.	66
Figura 77	Pirita framboidal substituindo laminação argilosa deposicional. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados. Lâmina DEPA - 67.	66
Figura 78	Pirita framboidal substituindo identificada por luz refletida. Objetiva de 20x.	66
Figura 79	Pirita associada à bioturbação. Lâmina DEPA-74. Objetiva de 10x. Nicóis paralelos.	66
Figura 80	Nódulo de siderita. Lâmina DEPA - 89. Objetiva de 40x. Nicóis paralelos.	69
Figura 81	Intensa precipitação de siderita. Lâmina 02-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos.	69
Figura 82	Siderita cimentando arenito. Lâmina 37-DA. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.	69
Figura 83	A) Siderita cimentando. Observe a extinção radial característica. Lâmina 10-DA. Objetiva de 10x. Nicóis cruzados.	69
Figura 84	Difratograma da amostra 09-DA. Note a alta cristalinidade de siderita.	68
Figura 85	A) Óxido de titânio. Lâmina DEPA-83. Objetiva de 40x. Nicóis paralelos.	69
Figura 86	A) Óxido de titânio precipitado em poro móldico. Lâmina 27-DA. Objetiva de 10x. Nicóis paralelos.	69
Figura 87	Seqüência diagenética esquemática para os arenitos da Formação Ponta Grossa, sul da Bacia do Paraná (região de Tibagi, PR) (modificado de Oliveira & Pereira, 2008)	71
Figura 88	Seqüência diagenética esquemática para os arenitos da Formação Ponta Grossa, sul da Bacia do Paraná (região de Dom Aquino, MT) (modificado de Freitas-Brazil, 2004)	73

- Figura 89 Representação esquemática de duas situações hipotéticas, nas quais mudanças relativas do nível do mar, sob condições climáticas estáveis, controlam a posição da mistura da água marinha/meteórica e marinha, da água meteórica e da zona da água de poro marinha em depósitos marinho raso e transicional. **(A)** Devido à queda do nível relativo do mar, a zona de mistura da água de poro marinha/meteórica se move em direção à bacia, aumentando a área de recarga de água meteórica. **(B)** Durante a subida do nível relativo do mar, a zona de mistura da água de poro marinha/meteórica se move em direção ao continente, evoluindo para mistura marinha/meteórica e marinha (modificado de Ketzer et al, 2003). 76
- Figura 90 Prováveis alterações eodiagenéticas em uma bacia hipotética relacionadas TSMB (Modificado de Christopher & Kendall, 2001 apud Brazil, 2004) 78
- Figura 91 Prováveis alterações eodiagenéticas, em uma bacia hipotética, relacionada TST (Modificado de Christopher & Kendall, 2001 apud Brazil, 2004) 80
- Figura 92 Prováveis alterações eodiagenéticas, em uma bacia hipotética, relacionada TSMA (Modificado de Christopher & Kendall, 2001 apud Brazil, 2004) 81

**Lista de Tabelas**

Tabela 1	Critério utilizado para diferenciação de glauconitas autóctones e alóctones (modificado de Amorossi, 1997)	46
Tabela 2	Percentual composicional relativo em peso dos elementos (exceto C e O)	52
Tabela 3	Percentual composicional relativo em peso dos elementos (exceto C e O)	56

## Lista de Anexos

- Anexo I - Perfil sedimentológico e estratigráfico dos poços PPGs Tabelas da
- Anexo II – Perfil sedimentológico e estratigráfico do poço Paleosul
- Anexo III - Análise Quantitativa dos Poços PPGs e Paleosul
- Anexo IV – Divisão do Arcabouço Estratigráfico com base nos Dados Diagenéticos dos furos PPGs.
- Anexo V – Divisão do Arcabouço Estratigráfico com base nos Dados Diagenéticos do furo Paleosul
- Anexo VI - Correlação dos constituintes eodiagenéticos com os poços PPGs
- Anexo VII - Correlação dos constituintes diagenéticos com o poço Paleosul
- Anexo VIII -. Correlação do Poço Paleosul 01-DA-MT com o Poço RSP-1 (Freitas-Brazil, 2004).

## Resumo

O presente trabalho tem por objetivo discutir a interrelação entre o arcabouço estratigráfico e as modificações diagenéticas observadas na Seção Devoniana da Bacia do Paraná, sob a ótica da Estratigrafia de Seqüências. O estudo foi realizado com base em testemunhos obtidos partir de furos de sondagens realizados nas regiões de Tibagi e Ponta Grossa (PR), e na área de Dom Aquino (MT). Os furos localizados na região mais ao sudeste da Bacia do Paraná (Tibagi e Ponta Grossa) estão posicionados no intervalo Pragiano/Ensiano (Gaugris & Grahn, 2006), enquanto que aquele realizado na parte norte da bacia (Dom Aquino), corresponde ao intervalo Givetiano/Frasniano (Mendlowics Mauller, 2008). Por meio de análises petrográficas e de estudos de raios-X e de microscopia eletrônica de varredura foi possível obter uma boa visualização da evolução diagenética dos arenitos estudados. Dada as distintas condições sob as quais os sedimentos foram depositados, buscou-se analisar as variações deposicionais que originaram as diferentes fácies sedimentares observadas no Devoniano Inferior e Superior da Bacia do Paraná. Nesse contexto, o papel e a distribuição dos constituintes diagenéticos no arcabouço estratigráfico são de grande importância, em especial da bertierina, bem como da glauconita para-autóctone. A singularidade dos fatores responsáveis pela ocorrência destes dois minerais pode ajudar em importantes inferências ambientais. A bertierina está presente em ambientes próximos a deltas e estuários, enquanto que a glauconita é freqüentemente encontrada em ambientes mais profundos. A partir dessa análise foram propostas unidades diagenéticas, cuja distribuição foi, aparentemente, controlada pelo arcabouço estratigráfico. Para esta abordagem, foram utilizados os constituintes eodiagenéticos cuja gênese está intimamente relacionada às mudanças ambientais causadas pela variação relativa do nível do mar. As principais correlações foram obtidas para aqueles minerais eodiagenéticos que são comumente formados em condições transgressivas. Desse modo, com base na assembléia mineral e na evolução diagenética proposta, pôde-se observar que os ambientes pouco profundos, registrados no intervalo devoniano da Bacia do Paraná, propiciaram condições para a decomposição da matéria orgânica e, concomitantemente, a ocorrência de reações de oxiredução dos óxidos metálicos, principalmente, de ferro. Este ambiente, comum em um Trato de Sistema Transgressivo, teria gerado uma assembléia mineral característica composta, especialmente, por: siderita, pirita, glauconita e bertierina, freqüente nos arenitos estudados. Assim, a análise dos arenitos contidos na seção devoniana da Bacia do Paraná possibilitou uma correlação eficaz entre as superfícies-chave e os tratos de sistema identificados para as seqüências devonianas de 3ª e 4ª ordem e a evolução diagenética descrita.

## Abstract

This work aimed to discuss the relationship between the stratigraphic framework and the diagenetic evolution observed in the Devonian Section of the Paraná Basin based on the concept of sequence stratigraphy. The present study made use of data from samples obtained from six boreholes located on the southeast and on the north regions of the Basin. Five boreholes located on the southeast region, in Tibagi and Ponta Grossa counties in Paraná State are positioned in the Praguian/Ensian interval (Gaugris and Grahn, 2006). One borehole located on the north region in Dom Aquino County in Mato Grosso State is positioned in the Givetian/ Frasnian interval (Mendlowicz Mauller, 2008). The diagenetic evolution of the studied sandstones was inferred through petrographic analyses, X-rays and sweep electronic microscopy studies. The different conditions in which sediments were deposited, led to the investigation of the depositional variations that originated the distinct sedimentary facies observed in the Early/Late Devonian Section of the Paraná Basin. In this context, the role and distribution of the diagenetic constituents as berthierine and parautochthonous glauconite in the stratigraphic framework are of great importance. The peculiar factors responsible for the occurrence of these two minerals point out to important environmental inferences. Berthierine is related to environments near deltas and estuaries, whereas glauconite is related to deep water environments. Based on these characteristics, diagenetic units were proposed and their distribution was apparently controlled by the stratigraphic framework. Eodiagenetic constituents whose origin is closely connected to the environmental changes caused by the relative variation of the sea level were used in this study. It was possible to correlate eodiagenetic minerals that are usually formed in transgressive conditions. The study of the mineral assembly and the diagenetic evolution indicated that the shallow-marine environments, registered in the Devonian Section of the Paraná Basin, favored conditions for the organic matter decomposition and concomitantly the occurrence of oxireduction reactions of metal oxides, mainly iron oxides. These shallow-marine environments, so frequent in a Transgressive System Tract, would have produced a characteristic mineral assembly constituted of siderite, pyrite, glauconite and berthierine observed in the studied sandstones. So, the study of the Devonian sandstones of the Paraná Basin enabled an efficient correlation between the key surfaces and the system tracts identified for the Devonian third and fourth order sequences and the diagenetic evolution.

## Capítulo 1

### Introdução

---

A Bacia do Paraná é uma das bacias brasileiras mais estudadas do ponto de vista geológico. No entanto, sua atratividade em termos de exploração de hidrocarbonetos é baixa, embora existam dois sistemas petrolíferos comprovados para a mesma.

De acordo com Milani & Zalán (1999), o sistema petrolífero Ponta Grossa é o mais importante da bacia. O mesmo engloba os folhelhos negros da Formação Ponta Grossa, com COT variando entre 1.5% e 2.5 % e picos de 4.6 % no Emsiano e no Eofrasniano (Pessoa de Souza, 2006), as quais originam a maioria do gás acumulado nos arenitos glaciogênicos do Grupo Itararé e, também, nos arenitos da Formação Rio Bonito, de idade Permiana. O primeiro reservatório é selado por *sills* de diabásio mesozóicos e o segundo, por rochas argilosas.

Para uma rocha ser considerada como um bom reservatório, a mesma deve ter, principalmente, uma extensão considerável, boa porosidade (em torno de 15 a 20%), uma apreciável interligação entre os poros (denominada permeabilidade) e uma boa eficiência de recuperação. Em boa medida, as características petrofísicas são as preponderantes na definição da qualidade de um reservatório. Diversas linhas de pesquisas atuais (Ketzer *et al.*, 2003; Morad *et al.*, 2000) têm demonstrado que as alterações diagenéticas, que controlam fortemente as características petrofísicas dos reservatórios, apresentam uma estreita relação com o arcabouço estratigráfico (Hlal *et al.*, 2007).

Neste contexto, pretende-se caracterizar, em termos estratigráficos e petrográficos, os arenitos interdigitados aos folhelhos da Formação Ponta Grossa. Esses arenitos compreendem possíveis reservatórios para um hipotético sistema petrolífero Ponta Grossa-Ponta Grossa.

## **1.1 – Justificativa do estudo**

O ambiente de sedimentação é o principal agente que condiciona as modificações eodiagnéticas que ficam registradas nas rochas. Por outro lado, a estratigrafia de seqüências baliza as condições de criação do espaço deposicional. Dessa forma, é possível demonstrar que a distribuição espacial das alterações eodiagnéticas, as quais são fortemente controladas por reações ocorridas desde a sua deposição, podem ser controladas pelo arcabouço estratigráfico. Fato esse que possibilitaria a predição das alterações diagnéticas que irão estar presentes nas rochas. Isso facilita a identificação de possíveis rochas-reservatório.

## **1.2 – Aplicação na indústria do petróleo**

A partir de um arcabouço estratigráfico de seqüências, é possível estabelecer os condicionantes diagnéticos que podem afetar as rochas-reservatório. Dessa maneira, com um arcabouço estratigráfico e petrográfico detalhado para um dado sistema petrolífero, as pesquisas exploratórias podem avançar de maneira mais confiável, uma vez que é possível melhor compreender a distribuição e as características permo-porosas das rochas-reservatório.

## **1.3 – Objetivos**

O presente trabalho procura cumprir basicamente com dois objetivos:

1) O estudo integrado entre a diagênese e a estratigrafia de seqüências de diferentes níveis arenosos, selecionados a partir de um arcabouço estratigráfico de terceira ordem, aplicado ao intervalo Devoniano das partes norte e sul da Bacia do Paraná.

2) Caracterização das variações deposicionais que originaram as diferentes fácies sedimentares observadas no Devoniano Inferior e Superior da Bacia do Paraná.

Para atingir tais objetivos, foram seguidas as seguintes etapas:

- 1) descrição faciológica dos furos estudados;
- 2) caracterização dos arenitos em termos petrográficos e diagenéticos;
- 3) correlação entre os furos analisados neste trabalho, englobando as partes sul e norte da Bacia do Paraná, visando uma melhor definição do arcabouço estratigráfico da Superseqüência Paraná. Os dados originais são vinculados ao Projeto Paleosul.

#### **1.4 – Base de Dados e Área de estudo**

Os arenitos estudados são da seção devoniana da Bacia do Paraná, registrados nas regiões de Tibagi e Ponta Grossa, no estado do Paraná, e na região de Dom Aquino, no estado do Mato Grosso (figura 1)

Estes arenitos foram amostrados a partir de um conjunto de furos de sondagem (9-PPG-1-PR a 9-PPG-5-PR, posicionados entre os paralelos 24°00' e 25°30' de latitude sul e os meridianos 50°45' e 49°30' de longitude oeste) realizado pela Petrobras e disponibilizado ao projeto *Arcabouço Estratigráfico refinado das Formações Ponta Grossa e Irati das Bacias do Paraná* e Chaco Paraná (Paleosul), etambém de um furo de sondagem (Paleosul-01-DA-MT, posicionado entre os paralelos 14°00' e 18°00' latitude sul e os meridianos 54°00' e 55°00' de longitude oeste) perfurados pelo referido projeto.

Todas as amostras e testemunhos encontram-se disponíveis no Laboratório Geral de Processamento de Amostras da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LGPA-FGEL-UERJ).

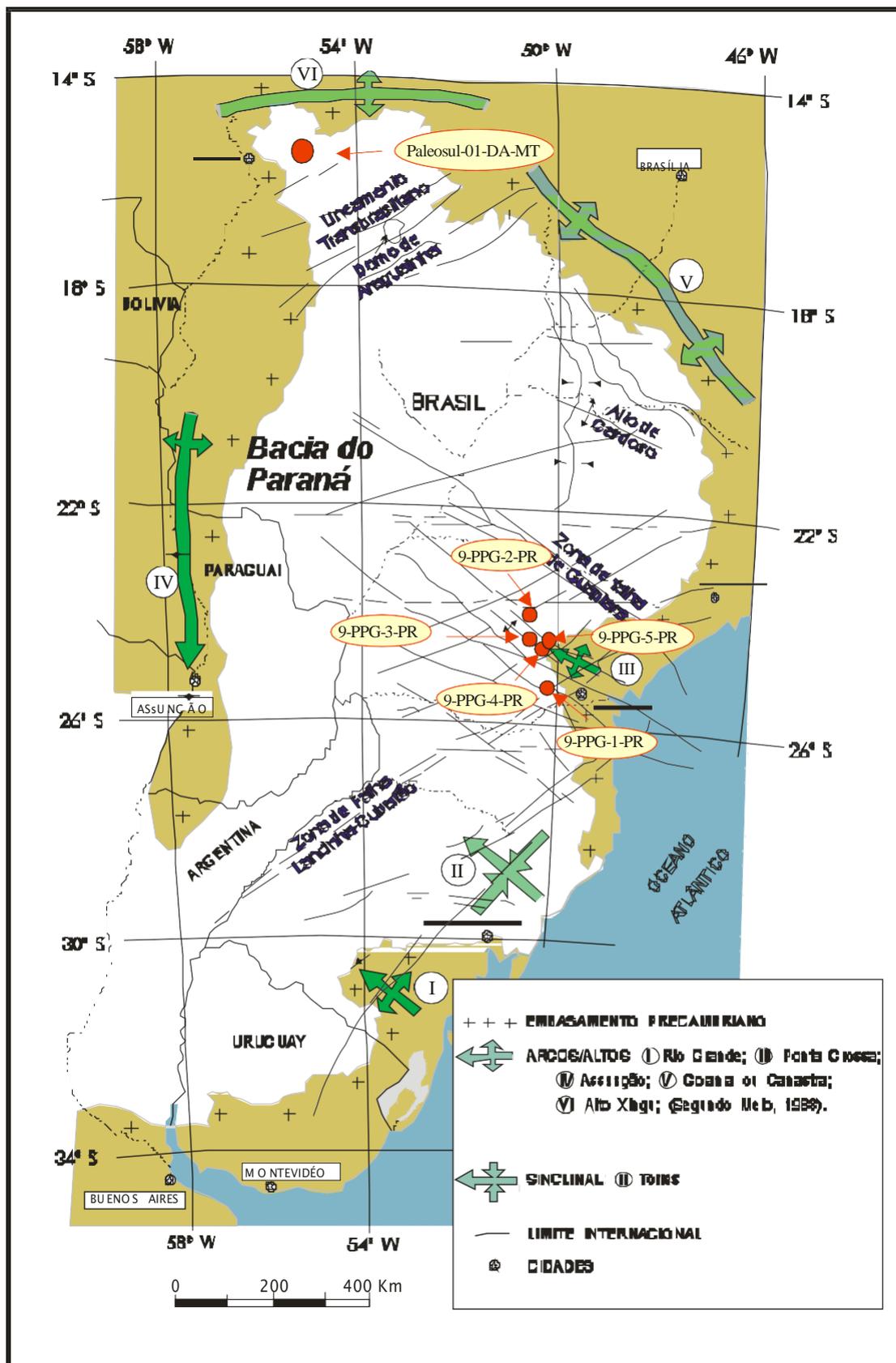


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo e dos furos PPG e Paleosul

## 1.5 – Metodologia

A metodologia utilizada nesta dissertação incluiu as quatro procedimentos descritos a seguir (figura 2):

### 1.5.1 – Descrição sedimentológica dos testemunhos provenientes dos furos de sondagens

Os testemunhos de sondagem foram re-descritos em termos sedimentológicos, fotografados e amostrados, com o intuito de promover uma detalhada caracterização faciológica, identificar os processos envolvidos na sedimentação e definir o padrão do empilhamento estratigráfico. Estes perfis foram digitalizados e trabalhados no *software CorelDraw*, gerando arquivos digitais para cada furo de sondagem.

### 1.5.2 – Caracterização petrográfica

As amostras coletadas (44 nos furos PPGs e 43 no furo de sondagem Paleosul 01-DA-MT) foram impregnadas para a obtenção de seções delgadas com o intuito de caracterização processo diagenético dos arenitos em questão. Esta caracterização forneceu dados para interpretar a história diagenética ocorrida e definir a influência da mesma na qualidade dos arenitos como reservatório de hidrocarbonetos. Estas seções delgadas foram analisadas em microscópio Leica DMLP com luz polarizada e refletida e fotografada por câmera digital Nikon Coolpix 9900.

Os arenitos foram caracterizados petrograficamente segundo a classificação granulométrica de Wentworth (1922 *apud* Folk, 1980) e textural de Folk (1980). Para o selecionamento dos grãos foi utilizado o trabalho de Beard & Weil (1976). As amostras foram impregnadas com resina epóxi azul para identificação dos poros, segundo o procedimento proposto por De Césaro *et al.* (1989).

Para a identificação dos carbonatos foi utilizada a técnica de tingimento. Este procedimento está de acordo com as publicações de Evamy (1963) e Lindholm (1972), as quais orientam para a utilização de uma solução de alizarina (10%) e de ferricianeto em HCl diluído (0.15%).

Todos esses procedimentos foram realizados no LGPA da UERJ.

As amostras foram analisadas de maneira quantitativa através da contagem de 300 pontos em cada lâmina, com espaçamento de 0.3 mm, onde buscou-se reconhecer as modificações diagenéticas e a relação cronológica entre elas, baseado nas relações texturais e faciológicas observadas. Em cada lâmina foram analisados os minerais presentes, a porosidade intergranular, a porosidade intragranular, os processos diagenéticos de crescimento sintaxial de quartzo, substituição dos minerais por caolinita, illita/esmectita, pirita, bertierina, clorita, siderita, os tipos de cimento etc..

É importante elucidar o fato de que, nesta pesquisa, não foi possível diferenciar os argilominerais illita e esmectita dada à dificuldade de se determinar, cada uma destes minerais em microscópio de luz polarizada.

### **1.5.3 – Microscopia Eletrônica de Varredura**

Para melhor caracterização diagenética dos arenitos estudados, foram empregadas análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV).

As amostras foram cobertas por uma fina camada metálica e foram examinadas usando-se uma aceleração de 20 kV e uma corrente de difusão de 0,4 nA. Essa etapa foi realizada no Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES), Petrobrás.

#### **1.5.4 – Difração de Raios-X**

As amostras, após serem pulverizadas em um suporte específico, foram prensadas de modo a terem suas partículas isentas de orientação para serem analisadas ao raio-X.

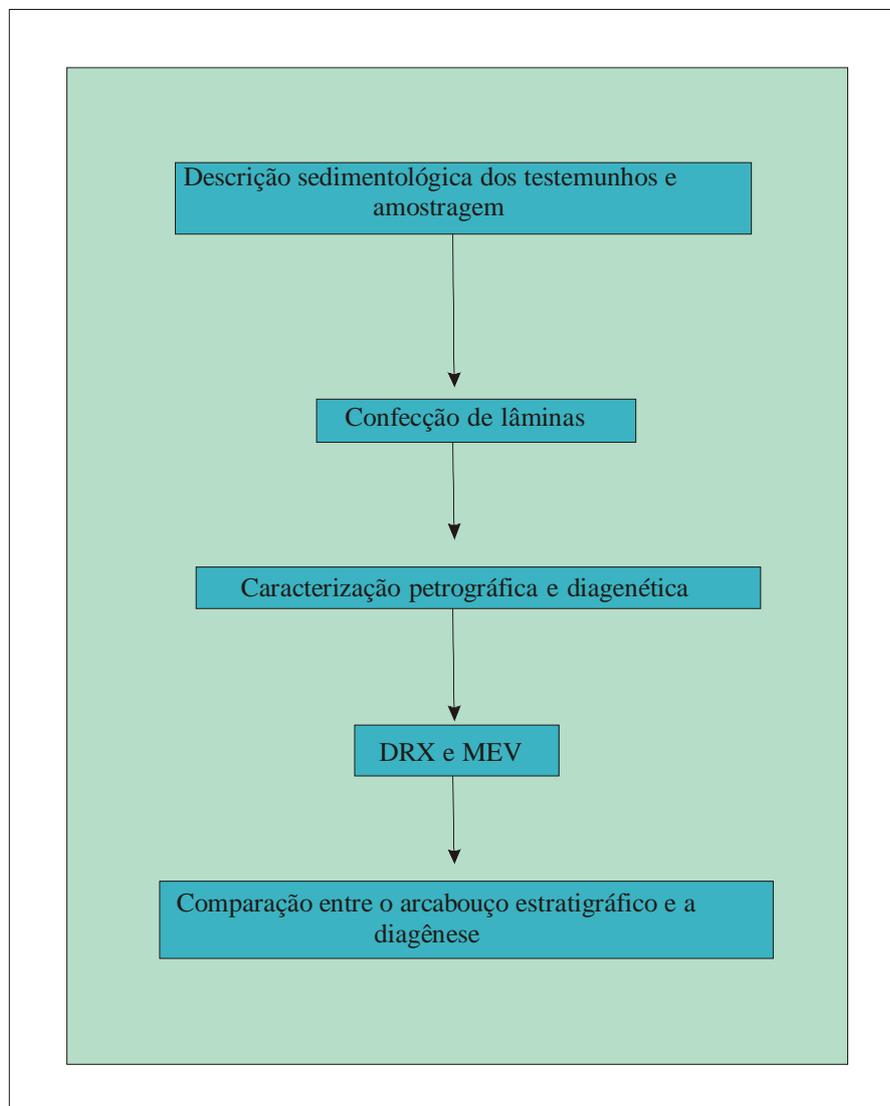
Para a análise dos argilominerais, as amostras foram imersas em água destilada e desagregadas por um aparelho de ultra-som por cerca de 3 minutos. Em seguida, retirou-se por centrifugação (700rpm por 6 minutos) o material contido na fração granulométrica inferior a 2 $\mu$ m da suspensão estável obtida. Este material foi concentrado por centrifugação (10000rpm por 10 minutos). Da pasta resultante prepararam-se lâminas orientadas pelo método do esfregaço. Estas lâminas foram tratadas com etilenoglicol e aquecidas a 490°C, a fim de se identificar os argilominerais.

A velocidade de varredura do goniômetro foi de 6 graus por minuto. A interpretação dos difratogramas foi obtida por comparação com os padrões disponíveis na literatura científica. Estimaram-se os valores semiquantitativos dos argilominerais presentes a partir da medida da altura dos picos principais.

As análises de raios-X foram realizadas no CENPES e no Laboratório de Análises Minerais e Materiais (LAMM - UFRRJ).

#### **1.5.5 – Comparação entre o arcabouço estratigráfico e a diagênese**

Após a descrição das amostras, utilizou-se o *software Grapher 2.0* para a confecção de gráficos relacionando a profundidade com o percentual dos constituintes diagenéticos. Dessa maneira, foi possível observar a evolução diagenética da seção estudada ao longo das seqüências deposicionais propostas.



*Figura 2– Fluxograma sintetizando os procedimentos percorridos nesta dissertação*

## Capítulo 2

### Contexto Geológico da Bacia do Paraná

A Bacia Paraná é uma bacia sedimentar intracontinental preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas. Esta bacia possui uma área de aproximadamente 1.600.000 Km<sup>2</sup>, reunindo porções situadas no Brasil, Argentina, Paraguai e Norte do Uruguai (figura 3) (Zalán *et al.*,1990). Segundo estes autores, possui formato alongado, na direção NNE-SSW, com largura média de 900 km, sendo caracterizada por uma sedimentação Paleozóica- Mesozóica, com registro estratigráfico com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neo-Cretáceo.



Figura 3 – Mapa de localização Da Bacia do Paraná (modificado de Zalán *et al.*, 1990).

O embasamento possui composição granito-gnáissica e, segundo vários autores, é definido pela presença de faixas móveis e núcleos cratônicos, resultando num mosaico de blocos.

Durante o preenchimento da Bacia do Paraná, antigas falhas do embasamento foram várias vezes reativadas, influenciando a distribuição e espessura das unidades sedimentares (Soares *et al.* 1978, Zalán *et al.* 1987, Rostirolla *et al.* 2003). Tal interpretação sugere a existência de um domínio estável justamente na região central da sinéclise, fato esse que não se ajusta à história de subsidência da bacia. Na realidade, a porção central da Bacia do Paraná abriga as

maiores espessuras de quase todas as suas superseqüências (Milani & Ramos,1998).

Quanto à origem da bacia, existem muitos modelos para tentar explicá-la (Fúlfaro *et al.* 1982; Cordani *et al.*, 1984; Zalán *et al.*, 1990 e Milani, 1997 apud Pereira, 2000), nos quais, na grande maioria deles, tenta-se estabelecer uma relação entre a gênese da bacia à reativação de estruturas pretéritas do embasamento, associadas à abertura do supercontinente Gondwana. Marques *et al.* (1993) demonstraram, através de dados gravimétricos, magnetoestratigráficos e de reflexão sísmica, uma persistente orientação NE-SW das estruturas da bacia, sugerindo a existência de calhas na região central.

Esta feição foidenominada por Marques *et al.* (1993) como “rifte central”, o qual se ajusta adequadamente às anomalias gravimétricas e magnetoestratigráficas da região. Milani (1997) mostrou uma interpretação para o arranjo geométrico predominantemente SW-NE do embasamento da Bacia do Paraná (figura 4).

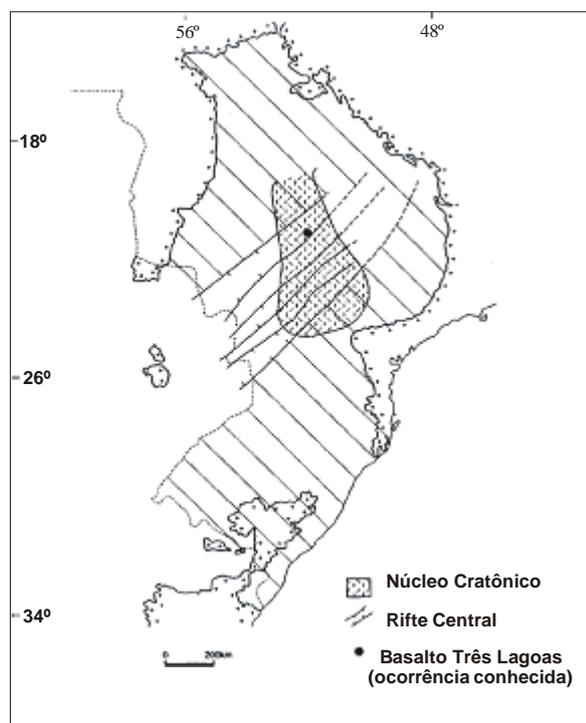


Figura 4 – Representados os conceitos de "núcleo cratônico" (Cordani *et al.* 1984) e de "rifte central" (Marques *et al.* 1993) da Bacia do Paraná

A bacia é preenchida por mais de 6.000 m de espessura de rochas sedimentares vulcânicas (figura 5). A estruturação do arcabouço estratigráfico está relacionada aos vários episódios de sedimentação e vulcanismo que ocorreram durante a sua evolução tectônica, o que a classifica como uma bacia de registro policíclico. Milani (1997) caracterizou para a Bacia do Paraná seis superseqüências

de segunda ordem: Superseqüência Rio Ivaí, Superseqüência Paraná, Superseqüência Gondwana I, Superseqüência Gondwana II, Superseqüência Gondwana III e Superseqüência Bauru (figura 6). As três primeiras superseqüências representam ciclos transgressivos-regressivos paleozóicos, e as demais compreenderiam pacotes sedimentares continentais e rochas ígneas associadas.

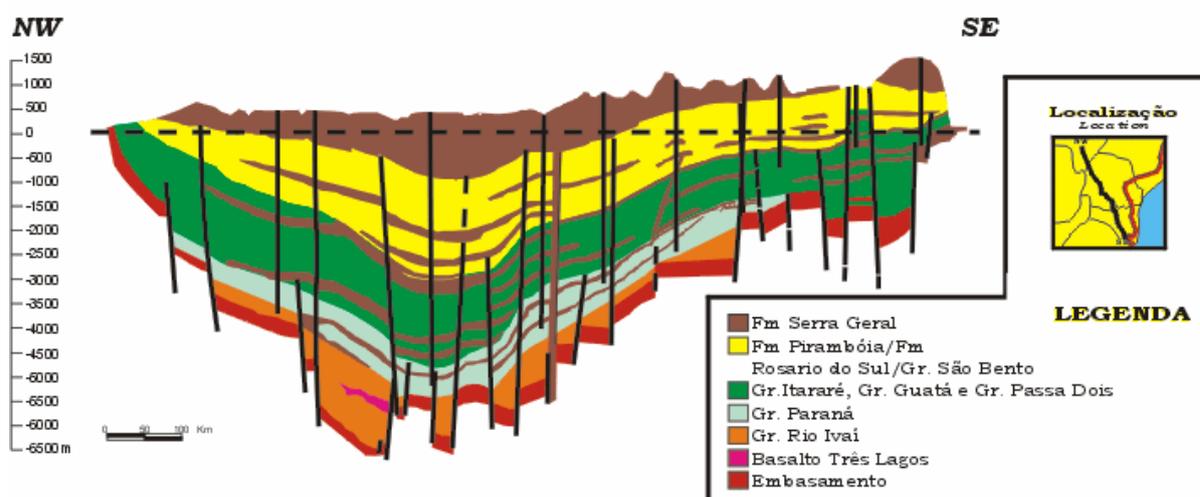


Figura 5 – Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná (Fonte: Agência Nacional do Petróleo).

Os sedimentos que serão analisados nesta dissertação estão associados às formações Furnas e Ponta Grossa, as quais no modelo apresentado por Milani (1997) estão englobados na Superseqüência Devoniana (Gr. Paraná).

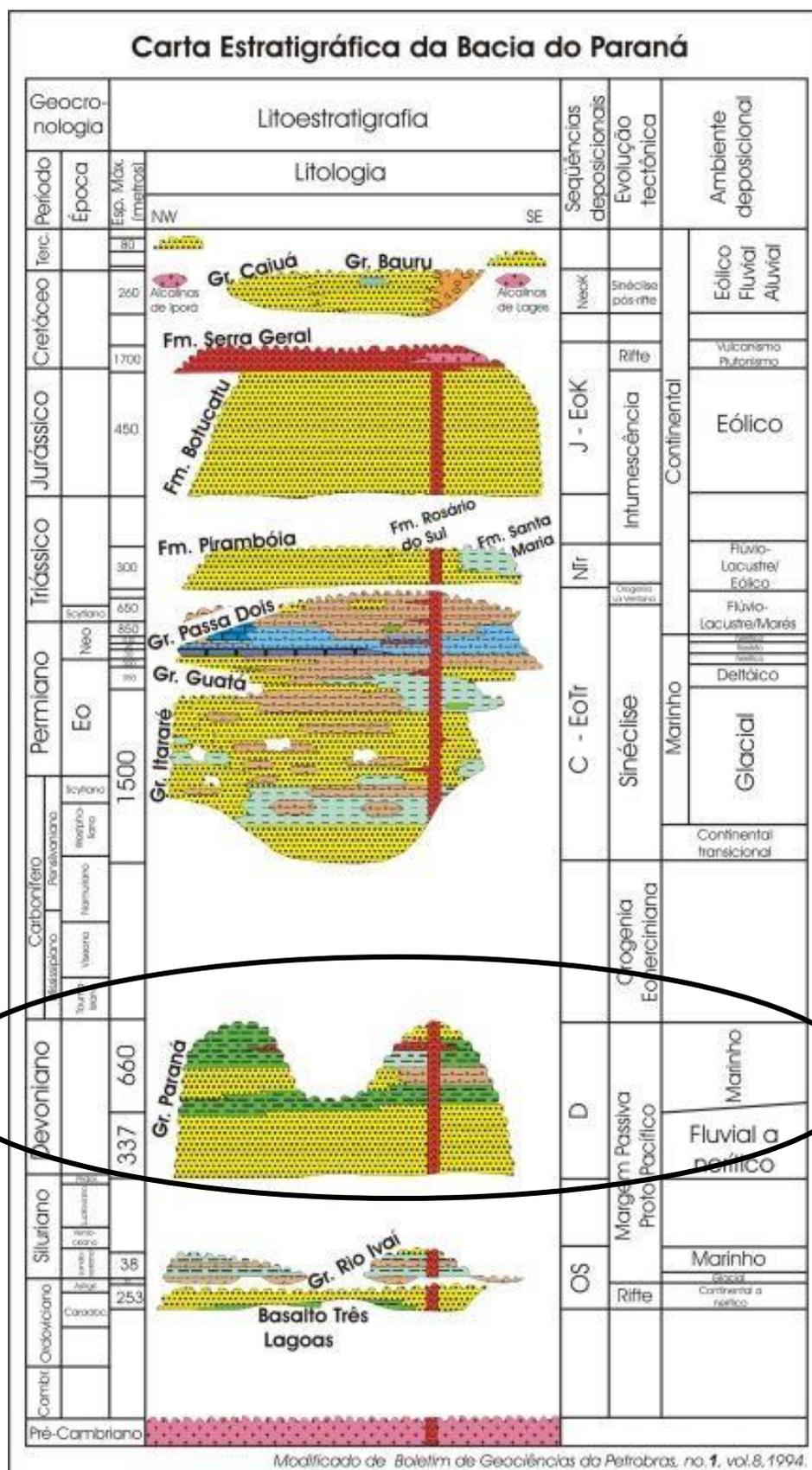


Figura 6 – Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do (modificado de Boletim de Geociências da Petrobras, nº 1, vol. 8, 1994). É notável os hiatos deposicionais entre as Superseqüências. Em destaque, o período estudado neste trabalho.

## 2.1 – Superseqüência Paraná

A Superseqüência Paraná, como já mencionada, compreende as formações Furnas e Ponta Grossa. A evolução sedimentar da mesma documenta um ciclo transgressivo-regressivo de sedimentação que iniciou com os depósitos fluviais, transicionais e costeiros da Formação Furnas (Bergamaschi, 1992).

A superseqüência Paraná é representada por uma espessa sucessão de arenitos litorâneos e marinhos da Formação Furnas e pelos folhelhos marinhos com intercalação de arenitos deltaicos da Formação Ponta Grossa. Os folhelhos da Formação Ponta Grossa, depositados no Devoniano, são considerados importantes rochas fontes de hidrocarbonetos na bacia (Zalán *et al.* 1990).

Bergamaschi & Pereira (2001) subdividiram o conteúdo Siluro-Devoniano da Bacia do Paraná em seis superseqüências de 3ª ordem (figura 7), classificando toda a abrangência da Formação Furnas como uma dessas seqüências (denominada A). A base da mesma seria a discordância com o embasamento e o limite do topo estaria relacionado à superfície transgressiva, gerada próxima ao limite Lochkoviano/Praguiano (Bergamaschi & Pereira, 2001).

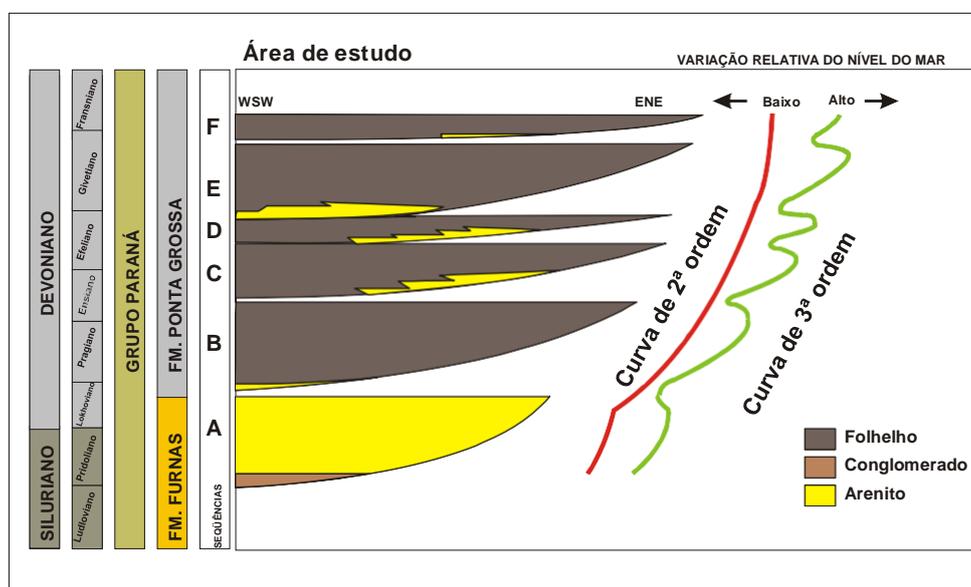


Figura 7 - Seção de correlação indicando as seqüências de 3ª ordem sugeridas por Bergamaschi & Pereira (2001)

A Formação Ponta Grossa (seqüências B, C, D, E e F, figura 7) encontra-sedimentada sobre a Formação Furnas e, segundo a maioria dos autores, em contato

concordante do tipo transicional em quase toda extensão da bacia. Esta formação é composta por folhelhos cinzentos, micáceos, finamente laminados e localmente carbonosos; e por folhelhos sílticos, com siltitos e arenitos de granulação fina a muito-fina subordinados, depositados em ambiente marinho pouco profundo (Schneider *et al.*, 1974). Este ambiente, segundo Milani (2004), era um grande golfo com efetiva conexão com as incursões oceânicas do Panthalassa a oeste, cujo paleoambiente marinho plataformal é atestado por ampla variedade de microfósseis (trilobitas, braquiópodos, tentaculites etc) e palinórfos (acritarcas, quitinozoários etc).

A Formação Ponta Grossa foi dividida litoestratigraficamente por Lange & Petri (1967), onde, da base para o topo, foram nomeados os membros Jaguaraíva, Tibagi e São Domingos. Baseando-se em dados litológicos de afloramento e subsuperfície, Fúlfaro *et al.* (1980) reconheceram esta mesma subdivisão, nomeando os três membros como inferior, médio e superior. Em termos litológicos, o membro inferior (Jaguaraíva) e o superior (São Domingos) são, predominantemente, síltico-argilosos, enquanto q o membro intermediário (Tibagi) é constituído por arenitos de granulometria muito fina ou sílticos.

O Membro inferior (Jaguaraíva) é a unidade basal da Formação Ponta Grossa. Constitui um pacote homogêneo de folhelhos sílticos de coloração cinza média/escuro, frequentemente bioturbados. De idade praguiana-emsiana (Lange & Petri, 1967; Gaugris & Grahn, 2006), os folhelhos são muito fossilíferos e portadores de formas malvinocábricas, sobretudo braquiópodes e trilobitas.

O membro médio (Tibagi), no qual encontram-se inseridos grande parte dos dados referentes a esse trabalho, sobrepõe concordantemente o Membro Jaguaraíva. Posicionado no Eifeliano (Lange & Petri, 1967), os arenitos do Membro Tibagi constituem corpos com freqüente padrão textural de granocrescência para o topo (Assine *et al.*, 1998). São comumente finos a muito finos, sílticos, micáceos, apresentando estratificação plano-paralela, ondulada ou cruzada *hummocky*, quando não obliterada por bioturbação. Estes arenitos alimentam grande discussão acerca de sua formação. Assine (1996) propôs que estes arenitos seriam os reflexos do aumento do aporte sedimentar em relação ao espaço de acomodação, com nível do mar relativamente estacionário. Esta situação teria promovido a progradação

deltaica em um trato de sistemas de mar alto. Para Bergamaschi & Pereira (2001), os arenitos do Membro Tibagi constituiriam depósitos de *shoreface* que progrediram grandes distâncias bacia adentro em repostas a regressões forçadas. Recentemente, Cândido & Rostirolla (2008) argumentaram sobre a possibilidade da parte basal do Membro Tibagi compreender um trato de sistemas de mar alto. Por outro lado, a parte superior deste membro, que congrega corpos arenosos de progradantes a agradantes corresponderia a um trato similar ao trato de sistemas de margem de plataforma. O interior do Membro Tibagi encerraria, portanto, um limite de seqüências originado por uma discordância do tipo II.

O Membro superior (São Domingos) é a unidade de topo, constituindo uma seção de folhelhos cinza de idade givetiana-frasniana (Lange & Petri, 1967). A fauna é semelhante à do Membro Jaguariaíva, mas representada por menor número de espécies, faltando formas tipicamente malvinocáfricas (Melo, 1988).

A divisão paleotectônica do Devoniano da Bacia do Paraná em duas sub-bacias foi originalmente proposta por Ramos (1970, apud Pereira & Bergamaschi, 1996) (figura 8). Este modelo foi proposto com base nos mapas de isópacas, elaborados para os sedimentos associados ao Devoniano Médio/Superior da bacia. A distribuição desses sedimentos, baseados em furos e afloramentos, permitiu a identificação de dois depocentros: um a norte e outro a sul, definindo assim, as sub-bacias de Alto Garças e de Apucarana, respectivamente.



Figura 8 – Divisão paleotectônica do Devoniano da Bacia do Paraná. Modificado de Ramos (1970)

## Capítulo 3

### Sedimentologia da Formação Ponta Grossa

---

A análise faciológica tem como objetivo possibilitar uma melhor compreensão do depósito sedimentar. Para tanto, procura-se individualizar as características principais de um determinado grupo de rochas, tais como: cor, granulometria, geometria deposicional, fósseis e paleocorrentes (Della Fávera, 2001)

Neste trabalho foram descritos furos tanto na região sul, quanto na região norte da Bacia do Paraná. As diferentes condições ambientais nas quais os sedimentos destas duas áreas foram submetidas (Tibagi, no Paraná e Dom Aquino, Mato Grosso) geraram distintas fácies sedimentares.

#### 3.1 – Sedimentologia da Formação Ponta Grossa na Região de Tibagi (PR)

A descrição das fácies sedimentares para a região de Tibagi segue o proposto por Rezende (2007). Nessa região foram identificadas quatro fácies sedimentares, as quais se intercalam ao longo dos cinco furos de sondagens estudados nessa área (9-PPG-1-PR, 9-PPG-2-PR, 9-PPG-3-PR, 9-PPG-4-PR, 9-PPG-5-PR). Estes furos compreendem sedimentos pertencentes ao Devoniano inferior da Bacia do Paraná. As figuras ilustrativas das fácies dos furos PPGs estão presentes no anexo I.

Os folhelhos (**fácies F1, figura 9**) aparecem nesta região com coloração cinza escura a preta, físsil, com laminação fina, plano-paralela em graus incipiente a intenso. São encontrados níveis com maior concentração de argila, o que confere textura sedosa ao tato. Concreções de pirita e sulfetos ocorrem disseminadas na rocha e podem atingir tamanhos centimétricos. Os fósseis encontrados correspondem a raros fitoclastos. Atividade de bioturbação é avaliada como fraca a ausente, algo moderada, originada, principalmente, por organismos vermiformes.

O conjunto dos siltitos arenosos (**fácies S1, figura 9**) apresenta-se cinza a cinza escuro, com laminação plano-paralela incipiente a moderada, micromicáceo. São observadas concreções de sulfetos disseminadas em escala decimétrica. Bioturbações por organismos vermiformes escavadores ocorrem em grau moderado a intenso, por vezes obliterando a laminação original e conferem à rocha aspecto mosqueado. Destaca-se a comum presença do icnofóssil *Zoophycos isp.* Foram encontrados valvas carbonáticas e fitoclastos.

Ocorre também interlaminado de folhelho siltico (**fácies Fs1, figura 9**) cinza acinza escuro, com laminação plano-paralela fina, moderadamente bioturbado, micromicáceo associado à camadas e lentes centimétricas, com base e topo ondulados, de arenito muito fino a fino, coloração branca a cinza clara, micro-estratificação cruzada por onda, estruturas tipo *wavy-linsen*, localmente bioturbado por perfurações verticais e escavações, destruindo as estruturas originais.

As fácies arenosas (**fácies A1, figura 9**) ocorrem em camadas decimétricas de arenito fino, branco a cinza claro, com micro-estratificação cruzada por onda e micro-estratificação cruzada *hummocky*. Por vezes encontram-se maciças com granulometria fina a média. Apresentam bases abruptas planas a onduladas sem registros erosivos e topos ondulados, algumas vezes, representados por pequenos pulsos de granocrescência ascendente. São descritas raras estruturas de carga e escape de fluidos. Quando ocorrem registros de bioturbação são moderados a intensos.

### **3.2 – Sedimentologia da Formação Ponta Grossa na Região de Dom Aquino (MT)**

O furo Paleosul 01-DA-MT foi perfurado no município de Dom Aquino (MT) até a profundidade de 200,70m. Esta região da Bacia do Paraná corresponde a sub-bacia de Alto Garças, caracterizada por sua porção basal arenosa e cada vez mais argilosa em direção ao topo, com arenitos subordinados (Freitas-Brazil, 2004). O furo em questão engloba sedimentos do Devoniano Superior da Bacia do Paraná.

São descritas a seguir seis fácies sedimentares com base no trabalho de Oliveira & Pereira (2008). A figura referente ao furo Paleosul encontra-se no anexoII.

Os arenitos muito finos ocorrem com intercalação de siltito (**Fácies A2, figura 10**), apresentando fraca laminação e bioturbação. Exibem estratificação cruzada ondulante truncada e estrutura de carga.

O conjunto dos arenitos finos (**Fácies A3, figura 10**) apresentam estrutura maciça, com bioturbação fraca a moderada, concreções calcíticas, filmes de lama, estratificação cruzada ondulante truncada e siderita.

Ocorrem siltitos com intercalação de arenito fino (**Fácies S2, figura 10**) na proporção 2:1 a 1:2, com intensa bioturbação, estratificação cruzada ondulante truncada, laminação ondulada, concreção, *linsen* e siderita, podendo apresentar laminação plano-paralela pouco definida.

Ocorrem siltitos de cor cinza a cinza escuro, com intercalação de arenito fino e folhelho (**fácies S3, figura 10**), bioturbado, com laminação plano-paralela pouco definida, estratificação ondulante truncada, laminação ondulante, *climbing ripples*, *wave* e *linsen*, concreção e siderita.

A **fácies F2 (figura 10)** compreende folhelhos de coloração escuralaminados, com intercalação de siltito e bioturbados. Apresentam laminação plano-paralela pouco definida.

A **fácies F3 (figura 10)** engloba folhelhos de coloração cinza escuro, com laminação plano-paralela e bioturbados. Estes são intercalados com arenitos finos e siltitos. Apresentam concreções calcíticas e siderita.



*Fácies A1 - Arenito fino, branco a cinza claro, com microestratificação cruzada por onda e micro estratificação cruzada hummocky*



*Fácies Fs1 - interlaminado de folhelho siltico cinza a cinza escuro, com laminação plano-paralela fina, moderadamente bioturbado.*



*Fácies S1 - siltitos arenosos cinza a cinza escuro, com laminação plano-paralela incipiente a moderada, micromicáceo*



*Fácies F1 - folhelhos de coloração cinza escura a preta, fissil, com laminação fina e plano-paralela.*

*Figura 09 - Fácies sedimentares dos Poços PPGs*



*Fácies A2  
arenitos muito finos  
com intercalação de siltito*



*Fácies A3  
arenitos finos  
com siderita e  
intensamente oxidados*



*Fácies S2  
siltitos com intercalação  
de arenito fino*



*Fácies S3  
Siltitos de cor cinza  
a cinza escuro,  
com intercalação  
de arenito fino e folhelho*



*Fácies F2  
folhelhos de  
coloração escura  
laminados*



*Fácies F3  
folhelhos de  
coloração cinza escuro  
laminados.*

*Figura 10 - Fácies sedimentares do Poço Paleosul-01-DA-MT*

## Capítulo 4

### Estratigrafia de Seqüências e sua Aplicabilidade em Bacias Intracontinentais

---

A estratigrafia de seqüências nasceu devido ao avanço das técnicas de sismoestratigrafia apresentadas pela Escola da Exxon no *Memoir* 26 da AAPG (Vail *et al*, 1977). Esse método de tratamento de dados estratigráficos representou um novo paradigma para a comunidade geocientífica, pois facilitaria a predição de modelos de evolução estratigráfica para as bacias sedimentares através da curva de variação global do nível do mar (Vail *et al*, 1977).

De acordo com Della Fávera (2001), “a estratigrafia de seqüências é o estudo de relações de rochas sedimentares dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos relacionados geneticamente, o qual é limitado por superfícies de erosão ou não-deposição, ou por suas concordâncias relativas”. Essa conceituação baseia-se numa concepção holística, ou seja, na interdependência dos eventos, onde o registro sedimentar é formado por episódios de sedimentação alternados por períodos de não-deposição (Vail *et al*, 1977; Van Wagoner *et al*, 1990; Posamentier & Allen, 1999; Della Fávera, 2001). A unidade fundamental é a seqüência, que possui caráter cronoestratigráfico sendo limitada por discordâncias e suas concordâncias relativas (Van Wagoner *et al*, 1990; Della Fávera, 2001).

A seqüência pode ser dividida em tratos de sistemas, conforme a variação relativa do nível do mar. O trato de sistema é uma associação de sistemas deposicionais contemporâneos (Brown & Fisher, 1977), sendo estabelecidos: o trato de sistemas de mar baixo (TSMB), limitado pela superfície transgressiva; trato de sistemas transgressivo (TST), o qual se separa do trato de sistemas de mar alto (TSMA) pela superfície de inundação máxima (SIM) (Van Wagoner *et al*, 1990) (figura 11).

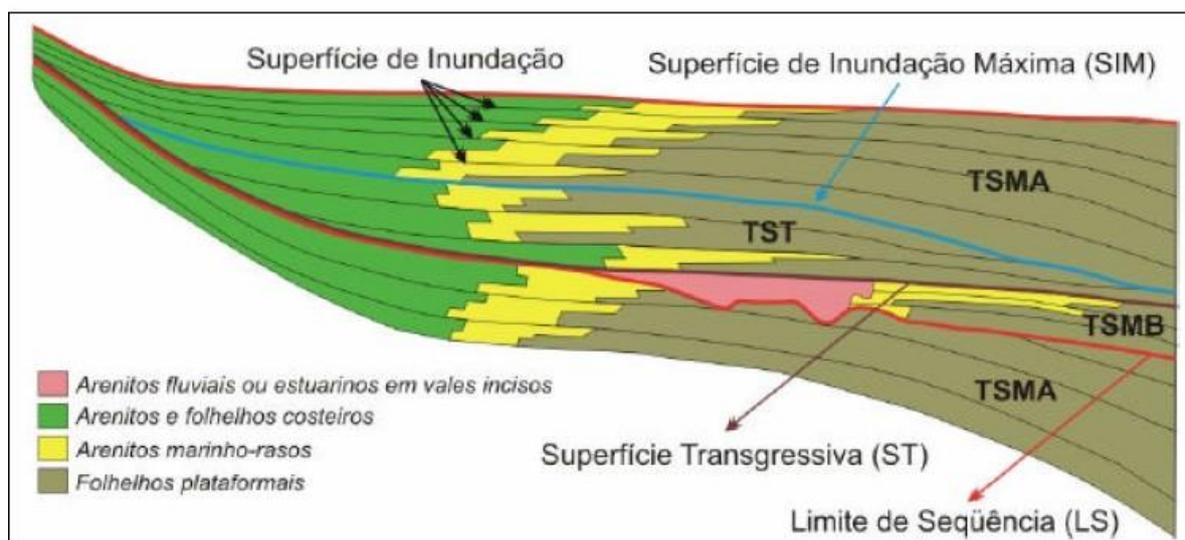


Figura 11 – Trato de sistemas e suas superfícies limitantes em bacia do tipo rampa. Modificado de Van Wagoner et al. (1990 apud Freitas-Brazil, 2004).

Assim, quando ocorre um rebaixamento relativo do nível do mar e subsequente nível estacionário com lento aumento relativo eustático, instala-se uma sucessão sedimentar característica, que constitui o trato de sistemas de mar baixo (TSMB). Este se divide em TSMB inicial e TSMB tardio. O TSMB inicial se forma durante a queda do nível do mar, enquanto que o TSMB tardio se desenvolve quando o nível relativo do mar atinge sua posição mais baixa, no período em que o mar está estacionário ou subindo lentamente (Posamentier & Allen, 1999; Della Fávera 2001).

Com a subida do nível relativo do mar a taxa de acomodação excede a taxa de suprimento sedimentar havendo uma retrogradação de fácies finas em direção ao continente. Estabelecem-se, assim, os depósitos do trato de sistemas transgressivo (TST) que encerra todos os depósitos acumulados desde o início da transgressão até o máximo desta. A transgressão continua até a formação da superfície de inundação máxima (SIM) (Posamentier & Allen, 1999; Della Fávera 2001).

Quando a taxa de aporte sedimentar se iguala ou ultrapassa a taxa de acomodação, as fácies sedimentares começam a agradar, findando, desta forma, a transgressão. Com o fim da transgressão da linha de costa, uma nova regressão começa reiniciando o ciclo. Os depósitos que constituem essa progradação

pertencem ao trato de sistemas de mar alto (TSMA) (Posamentier & Allen, 1999; Della Fávera 2001).

Vail *et al.* (1992 *apud* Della Fávera, 2001) definiram que a variação eustática do nível do mar gera seqüências ou ciclos sedimentares de diferentes magnitudes. Uma seqüência de 1ª ordem corresponderia a ciclos sedimentares maiores que 50 Ma (um ciclo de Wilson completo) e consistiria, grosseiramente, segundo Haq *et al.* (1988), nas seqüências de Sloss (1963). As seqüências de 2ª ordem corresponderiam a ciclos entre 3 e 50 Ma, caracterizando superciclos e superseqüências, como os que ocorrem na Bacia do Paraná. As seqüências de 3ª ordem são ciclos entre 0,5 e 3 Ma e representam um ciclo taransgressivo-regressivo; e as seqüências de 4ª ordem são ciclos sedimentares compreendidos entre 0,08 e 0,5 Ma, sendo as parasseqüências as melhores seqüências sedimentares representantes deste ciclo (Van Wagoner *et al.*, 1990). Os ciclos de 5ª e 6ª ordens corresponderiam a periodicidades associadas por Milankovitch, aos ciclos orbitais da Terra e glacio-estáticos, ocorrendo em um intervalo de tempo, na escala geológica, de 0,01-0,1 Ma (ciclos de 5ª ordem) e 10 Ka (ciclos de 6ª ordem) como a hipótese dos PACs (puncted aggradational cycles) (Goodwin & Anderson, 1985). As rochas estudadas nesta dissertação estão contidas em ciclos de 2ª e 3ª ordens.

Miall (1986 e 1991) foi um dos pesquisadores que se destacou na contra-argumentação da estratigrafia de seqüências. Ele explanou que os métodos sismoestratigráficos usados para interpretar as mudanças relativas do nível do mar “eram baseados em modelos estratigráficos generalizados e interpretações cronoestratigráficas não substanciadas a partir dos dados publicados” (Miall, 1986). A aclamada “Curva de Vail”, para esse pesquisador, não era sustentada por dados básicos litoestratigráficos e bioestratigráficos convincentes e não deveria ser usada como ferramenta para correlação de bacias sedimentares. Assim, a popularização da Curva de Vail e o seu uso generalizado, por estratígrafos do mundo inteiro, geraram os chamados *raciocínios circulares* pelos quais as bacias de todo o mundo seriam correlacionáveis em termos de variação do nível do mar (Miall, 1991).

Todavia, o modelo de eustasia global trouxe grandes avanços à estratigrafia e conseqüentemente, à análise de bacias. Seus conceitos, à luz do *Memoir* 26 da AAPG, passaram por uma “crise” e agora encontram-se na fase de “arrumação”

(Kuhn 1962, 1996 apud Miall, 2001; Della Fávera, 2001), devido ao fato dos seus conceitos estarem sendo modificados constantemente, mas sempre ao redor do mesmo paradigma: a divisão do registro sedimentar em seqüências .

#### **4.1 – Estratigrafia de Seqüências em Bacias Intracontinentais**

A primeira questão que se deve responder na análise de uma bacia sedimentar é sobre sua fisiografia. É ela que irá influenciar no tipo de ambiente deposicional e na arquitetura do preenchimento da bacia (Posamentier & Allen, 1999). Em uma bacia do tipo rampa intracontinental, como a Bacia do Paraná, a característica mais importante é o grau do mergulho de fundo-oceânico e a ampla extensão do mesmo. Neste tipo de bacia o mergulho do fundo oceânico é muito suave, sendo a estratigrafia de seqüências aplicada diferentemente de bacias marginais.

Nas bacias intracontinentais, devido às suas enormes dimensões, da taxa de subsidência ser muito lenta (na ordem de cm/km) e a plataforma possuir mergulhos muito suaves, as linhas de tempo são praticamente horizontais. Sua história evolutiva é caracterizada por longos períodos de baixa taxa de sedimentação e outros períodos compreendendo soerguimento e imensas erosões.

Dessa maneira, em razão do pequeno mergulho do assoalho da bacia, e conseqüentemente, ao pequeno espaço de acomodação (da ordem de dezenas de metros), qualquer queda relativa do nível mar provoca um extenso movimento regressivo da linha de praia por processos de regressão forçada (Posamentier & Allen, 1999) (figura 12). Pequenas modificações do nível do mar provocam grandes exposições subaérea da plataforma (figura 13). Assim, durante essa queda relativa do nível do mar, o espaço para acomodação decresce ainda mais. Em contrapartida, uma subida relativa do nível do mar, provoca amplas inundações. Este mecanismo é útil para explicar das linhas de costa por longas distâncias através da plataforma.

A regressão forçada ocorre quando uma queda relativa do nível do mar causa um deslocamento da linha de costa em direção à bacia e exposição da plataforma (Posamentier *et al.*, 1992; Posamentier & Allen, 1999; Della Fávera, 2001). Esse

processo é diferente daquele envolvido na regressão normal, que é o movimento regressivo da linha de costa como resultado do preenchimento sedimentar do espaço de acomodação disponível (taxa de suprimento de sedimento maior que a taxa de formação de nova acomodação) (Posamentier & Allen, 1999).

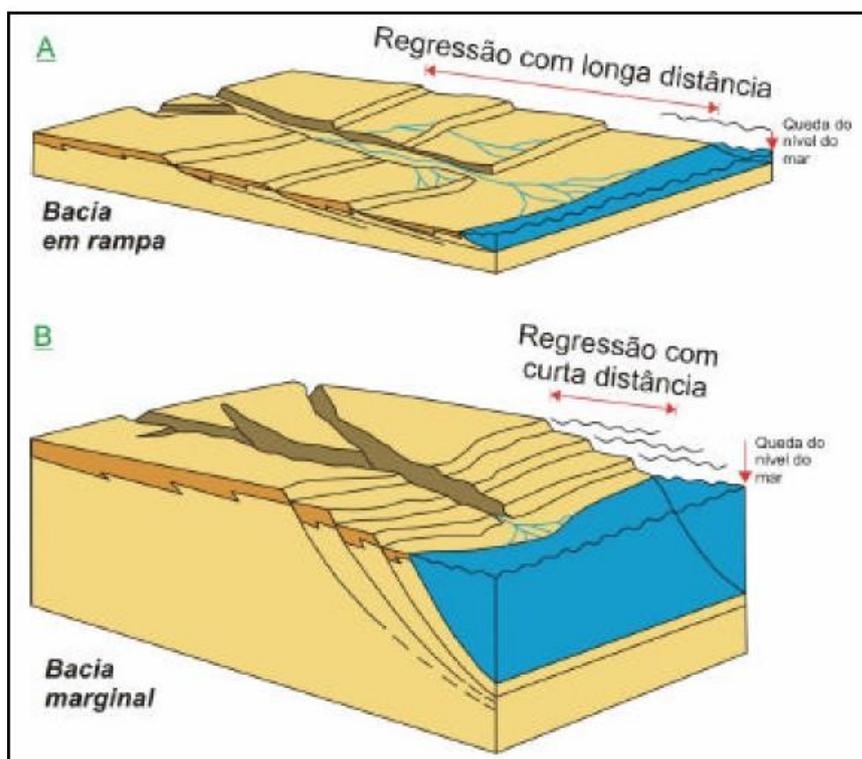


Figura 12 – A) Regressão forçada associada à bacia do tipo rampa com extensa plataforma exposta; B) Regressão forçada em bacia de margem continental, com menor regressão. (Modificado de Posamentier e Allen, 1999 apud Freitas-Brazil, 2004)

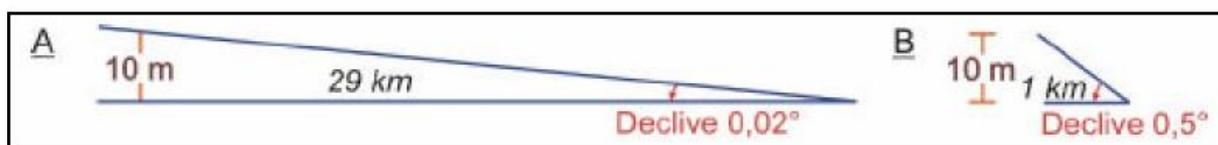


Figura 13 – Regressão da linha de praia em resposta a uma queda do nível relativo do mar de 10 m.

A) Em uma rampa caracterizada por mergulho de  $0,02^\circ$ , o movimento regressivo tem extensão de 29 Km; B) movimento regressivo com extensão de 1 Km em uma plataforma com  $0,5^\circ$  de mergulho. (Modificado de Posamentier e Allen, 1999 apud Freitas-Brazil, 2004)

Della Fávera (2001) ressalta que a fácies dominante no contexto marinho- raso deste tipo de bacia é o tempestito. O alto volume sedimentar contido nos lobos tempestíticos seria uma maneira de se contornar a tendência de baixa preservação dos depósitos observadas nas mesmas.

Apesar das ressalvas em relação à aplicação dos conceitos da estratigrafia de seqüências em bacias intracontinentais, esta ferramenta apresenta uma boa aplicabilidade para esse tipo de bacia, quando auxiliada por outras ferramentas como a bioestratigrafia e a estratigrafia química, as quais ajudam no reconhecimento das superfícies limitantes internas à seqüência.

#### **4.2 – Estratigrafia de Seqüências da Região de Tibagi (PR)**

A interpretação das seqüências deposicionais observadas nos furos estudados segue a subdivisão Siluro-Devoniana proposta por Bergamaschi & Pereira (2001). O reconhecimento dessas seqüências obedeceu a análise sedimentológica da seção de cada furo. Assim, foi determinado para os furos um conjunto de superfícies-chave enumeradas a seguir: limite de seqüência (LS), superfície transgressiva (ST) e superfície de inundação máxima (SIM). Para essa interpretação foram usados os dados sedimentológicos, gamaespectométricos e de COT. O detalhamento dessas superfícies nos furos PPGs se encontra no anexo I.

Em bacias como a Bacia do Paraná, de interior continental, a identificação de TSMB é de difícil delimitação. A isso é atribuída a fisiografia em rampa deste tipo de bacia, onde há pouco espaço de acomodação de sedimentos. Dessa forma, nem sempre foi possível identificar esses depósitos em ciclos de pequena ordem de grandeza, o que justifica a coincidência do limite de seqüência com a superfície transgressiva. No entanto, acredita-se que pequenos depósitos de TSMB possam ocorrer dentro de TST.

### **4.3 – Estratigrafia de Sequencias da Região de Dom Aquino (MT)**

De acordo com o trabalho de Mendlowics Mauller (2008), os depósitos do o furo Paleosul-01-DA-MT possuem idade givetiana-frasniana, com teores de COT próximos a 4%. Este furo de sondagem possui basicamente dois ciclos deposicionais de 3ª ordem, os quais foram correlacionados às seqüências “E” e “F” definidas por Bergamaschi & Pereira (2001). O limite entre essas seqüências foi posicionado à profundidade de 61.0 m, o qual coincide com a ST.

A SIM posicionada no topo deste furo (24.5 m) é representada por siltitos intercalados a folhelhos negros finamente laminados, depositados em ambiente marinho. O posicionamento da SIM no topo da seção reflete a tendência transgressiva observada no Devoniano da Bacia do Paraná (anexo III).

## Capítulo 5 – Diagênese

Os Processos pós-deposicionais que ocorrem nos sedimentos, ou seja, que envolvem a transformação de um sedimento em rocha, são classificados como diagênese (Leeder, 1982). A diagênese compreende tanto processos físicos como químicos que atuam nos grãos em sub-superfície. A mesma pode ser dividida em: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. No entanto, essa definição não é ampla, pois não relata as modificações ocorridas na rocha, na superfície, ou próximas à mesma, devido ao soergimento.

As alterações diagenéticas podem começar quase que imediatamente após a deposição, continuando no soterramento ou em um eventual soergimento. Em situações onde os sedimentos estejam sob altas pressão e temperatura, o limite entre a diagênese e o metamorfismo é de difícil marcação (Boggs Jr., 2006). Entretanto, consideram-se como diagenéticas, as alterações ocorridas abaixo de 250°C (figura 14).

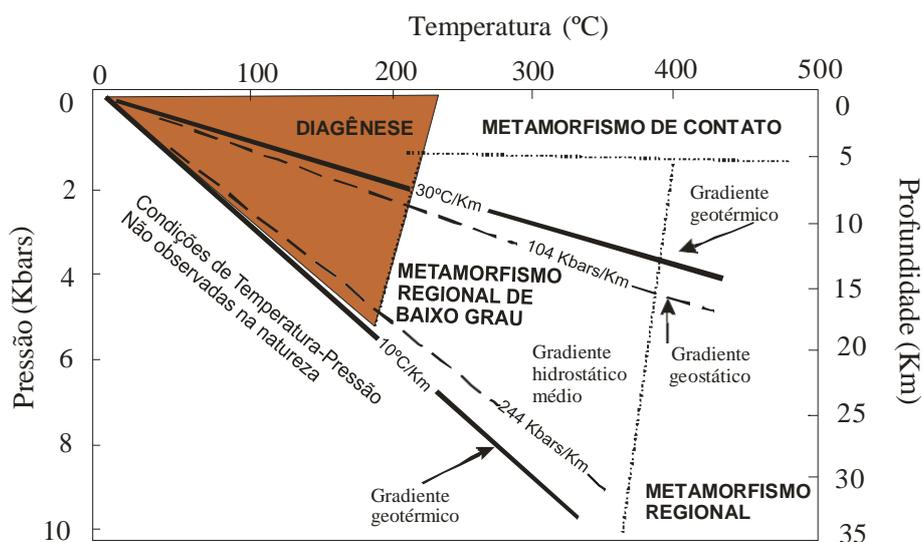


Figura 14 – Diagrama discriminando os campos de estabilidade da diagênese e do metamorfismo (modificado de Boggs Jr., 2006)

Durante o soterramento (eodiagênese), as principais alterações diagenéticas estão relacionadas ao retrabalhamento dos sedimentos por organismos (bioturbação) ainda na interface água/sedimento e por uma fase de compactação

inicial. Essa fase envolve a precipitação de novos minerais como pirita, glauconita, clorita, óxidos de ferro e de argilo-minerais como ilita/esmectita.

A pressão causada por um soterramento mais profundo aumenta a compactação mecânica e diminui, significativamente, a porosidade total da rocha. Nessas condições situa-se a mesodiagênese que afeta os sedimentos em profundidades em torno de 2000 m. As alterações diagenéticas neste estágio são bastante relevantes ao se considerar as etapas relacionadas à substituição de um mineral por outro. Por exemplo, esmectita pode alterar para ilita em temperaturas entre 55-200 °C, ocorrendo concomitantemente liberação de água como sub- produto. A esmectita pode também alterar para clorita nessas mesmas condições e caolinita alterar para ilita em temperaturas entre 120-150 °C. As proporções relativas destes argilo-minerais tendem a mudar com o tempo. Singer *et al.* (1983 *apud* Boggs Jr., 2006) propôs que em rochas mais antigas que o mesozóico, a proporção de ilita e clorita aumenta em relação a caolinita e a esmectita. Essa tendência é atribuída à alteração diagenética de caolinita e esmectita para formar ilita e clorita (figura 15).

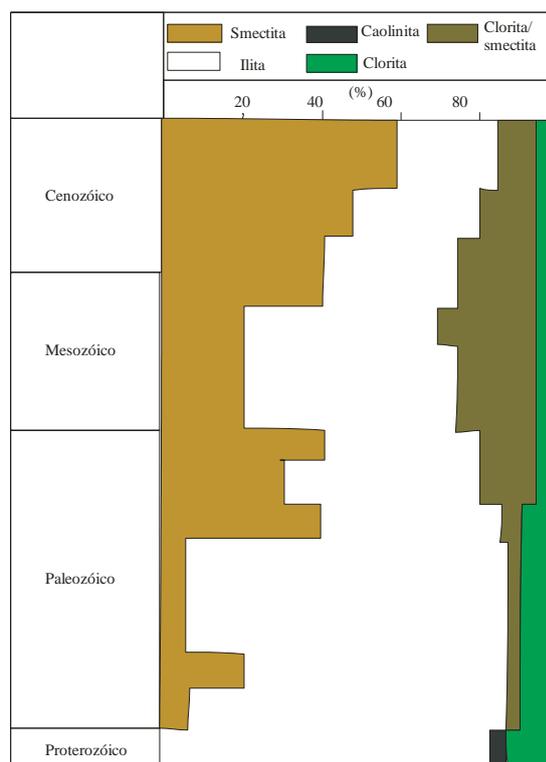


Figura 15 – Diagrama mostrando a variação da proporção dos argilo-minerais em relação ao tempo geológico (modificado de Singer *et al.*, 1983 *apud* Boggs Jr., 2006).

A telodiagênese está relacionada aos processos que ocorrem nas rochas sedimentares durante o seu soerguimento por atividades orogenéticas. Este processo pode trazer à superfície assembléias minerais, incluindo os minerais neoformados durante a mesodiagênese. Sob essas novas condições, grãos instáveis tais como feldspato, muscovita e cimento carbonático (principalmente calcita) são dissolvidos em razão da maior exposição à água meteórica, que em geral é muito diluída e oxidante. Como resultado, ocorre a criação de porosidade secundária e, dependendo da composição da água de poro, a precipitação de cimento carbonático ou silicoso. Outras alterações incluem a oxidação de sulfetos (pirita) gerando minerais de sulfato como gipso.

A telodiagênese não precisa estar (embora comumente esteja) relacionada ao soerguimento por atividades orogenéticas, desde que muitas vezes é causada por variações eustáticas do nível de base, pela penetração de fluidos meteóricos por sistemas de falhas e fraturas e superfícies erosivas desvinculados de orogênese, como em rifts, por exemplo (De Ros, 2009).

## Capítulo 6

### Análise Petrográfica e Caracterização Diagenética

---

#### 6.1 – Descrição Petrográfica Geral dos Arenitos da Região de Tibagi (PR) e Dom Aquino (MT)

Os níveis arenosos analisados neste trabalho são referente à porção sul (região de Tibagi, PR) e norte (região de Dom Aquino) da Bacia do Paraná. Na região de Tibagi a amostragem é representada, principalmente, pela Formação Ponta Grossa (furos 9-PPG-2-PR, 9-PPG-3-PR, 9-PPG-4-PR e 9-PPG-5-PR). O topo do furo 9-PPG-1-PR, envolve os arenitos glaciogênicos do Grupo Itararé. Em Dom Aquino (MT), o furo Paleosul-01-DA-MT representa somente a Formação Ponta Grossa.

De maneira geral, os arenitos da Formação Ponta Grossa apresentam granulometria variando de fina a muito fina. O arredondamento dos grãos é em geral subangular a subarredondado (Folk, 1980). No entanto, devido ao extenso processo diagenético de crescimento sintaxial de quartzo, a determinação desse arredondamento foi dificultada, principalmente na região de Tibagi. A seleção dos mesmos foi classificada como predominantemente mal selecionada (furos PPGs) a moderadamente bem selecionada (furo Paleosul). As tabelas da análise quantitativa feita nos furos PPGs e Paleosul, encontram-se no anexo III.

Observou-se, nas duas regiões, considerável laminação argilosa deposicional interrompida por bioturbação. Geralmente esses níveis arenosos são delgados e encontram-se entre siltitos (figura 16).

Os grãos de quartzo possuem extinção reta a fracamente ondulante, sendo estes principalmente monocristalinos (figuras 17 e 18). O baixo teor de quartzo policristalino nos arenitos estudados é mais provavelmente devido à sua granulometria fina. Apresentam inclusões e cobertura parcial ou total de crescimento secundário de quartzo. A porcentagem média de quartzo é de 47.49% na região de Tibagi e de 52.2% na região de Dom Aquino.

Os feldspatos estão largamente dissolvidos, sendo substituídos por caolinita. A média de feldspato é de 2.79% na região de Tibagi e de 1.1% na Região de Dom Aquino.

Dentre os minerais acessórios, observam-se a muscovita com média de 10.23% na região de Tibagi e de 2.2% na região de Dom Aquino. Estas são mais frequentes nos arenitos de granulometria mais fina. Possuem o hábito tabular e mostram forte ilitização e caolinização durante o processo de diagenético (figuras 19 e 20). Por serem minerais flexíveis, as muscovitas sofrem os efeitos da compactação mecânica (item 7.3.3).

Ocorrem também os minerais pesados: zircão, rutilo e turmalina (figura 21) 0.53% na região de Tibagi e de 0.1% na região de Dom Aquino.

Os fragmentos de rocha são praticamente inexistentes nos arenitos da região do Arco de Ponta Grossa (furos PPGs). Litoclastos foram observados com mais frequência nas amostras referentes à região de Dom Aquino (furo Paleosul-01-DA-MT) (figura 22) (média de 0,5%).

Os bioclastos foram observados nos arenitos da região de Tibagi (furos 9- PPG-2-PR e 9-PPG-3-PR), onde representam 0.15% do volume total das amostras, e na região de Dom Aquino (Paleosul-01-DA-MT) com média de 0.3%. São representados por algas Tasmanites (cistos de algas prasinófitas planctônicas) (Freitas-Brazil, 2004) que predominam principalmente nos arenitos micáceos. Estas ocorrem sob diversas formas e por vezes seu interior encontra-se substituído por pirita framboidal (figura 23, 24, 25 e 26).

As glauconitas só foram observadas na região de Tibagi (PR) nos furos 9- PPG-3-PR, 9-PPG-4-PR e 9-PPG-5-PR, onde ocorrem sob a forma de pellets ovoidais de coloração verde e alta birrefringência (verde escuro) (item 6.2).



Figura 16 - A) Laminação argilosa deposicional interrompida por bioturbação  
Lâmina DEPA-75. Objetiva de 2.5x.  
Nicóis paralelos

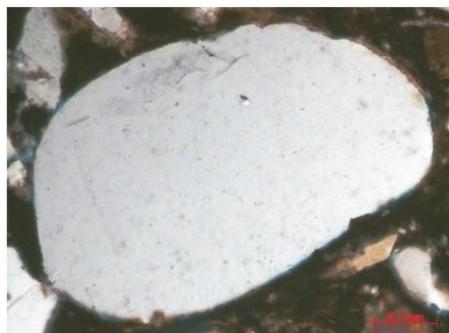


Figura 17 - Grão de quartzo subangular.  
Lâmina 25-DA. Objetiva de 20x.  
Nicóis cruzados.

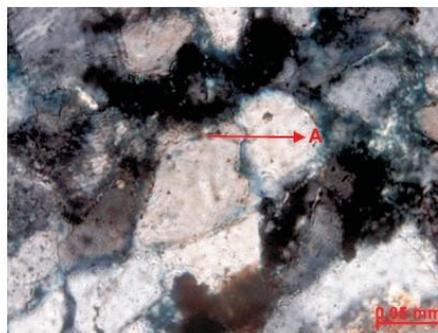


Figura 18 - A) Crescimento secundário de quartzo evidenciado por finas cutículas ao redor do grão detrítico.  
Lâmina DEPA-86. Objetiva de 40x.  
Nicóis cruzados.



Figura 19 - A) Caolinita substituindo muscovita.  
Lâmina DEPA - 83.  
Objetiva de 20X.  
Nicóis Cruzados.

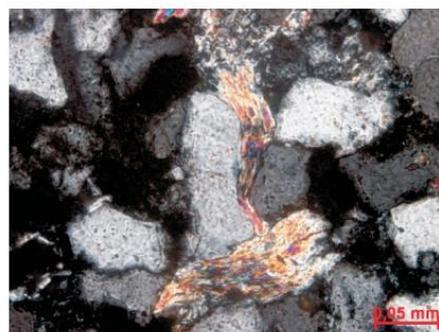


Figura 20 - Muscovita sendo compactada e caolinizada.  
Lâmina DEPA - 90. Objetiva de 40x.  
Nicóis cruzados.

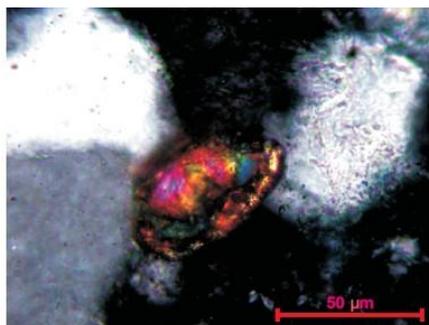


Figura 21 - Zircão. Um mineral pesado comum nos arenitos estudados. Lâmina DEPA-105. Objetiva de 40x. Nicóis cruzados.

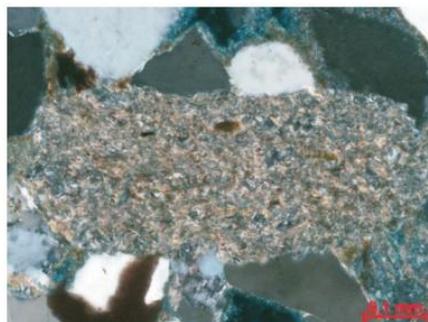


Figura 22- Fragmento de rocha.. Lâmina DEPA-61. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.



Figura 23 - Algas marinhas Tasmanites orientadas conforme as camadas do arenito. Lâmina DEPA - 82. Objetiva de 10x. Nicóis cruzados.

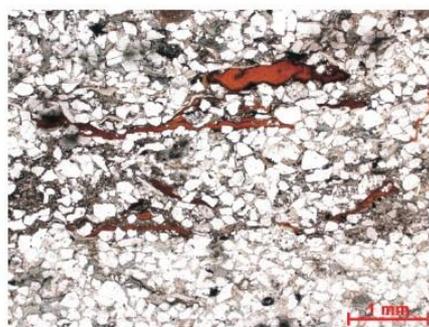


Figura 24 - Algas marinhas Tasmanites orientadas conforme as camadas do arenito. Lâmina DEPA - 84. Objetiva de 2.5x. Nicóis cruzados.



Figura 25 - Alga marinha Tasmanites identificada pela sua alta fluorescência em luz ultra-violeta (cadeia lipídica). Lâmina DEPA - 98. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados

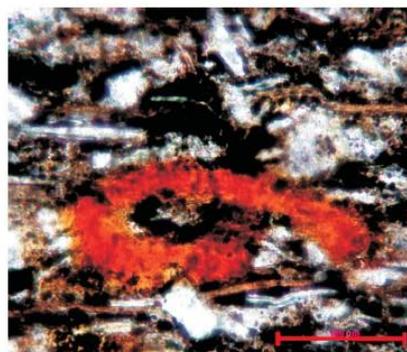


Figura 26 - Alga marinha Tasmanites. Nota-se o interior substituído por pirita. Lâmina DEPA - 98. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.

### 6.1.1 – Classificação Composicional

Segundo o diagrama de Folk (1980), um diagrama ternário tipo QFL (quartzo, feldspato e líticos), os arenitos do intervalo estudado (Praguiano-Emsiano, nos arenitos dos furos de sondagem PPGs, e Givetiano-Frasniano, no furo Paleosul-01- DA-MT) foram, quase que na sua totalidade, classificados como quartzarenitos e secundariamente como subarcóseos (principalmente nos furos PPGs, na região de Tibagi) e sublitoarenitos (referente a 4 amostras do furo Paleosul-01-DA-MT). Obteve-se essa classificação recalculando-se as porcentagens de quartzo total, feldspato total e fragmentos líticos totais (figuras 27 e 28).

É possível notar diferenças quanto à composição detríticas dos arenitos. Nos arenitos da região de Tibagi a regularidade da composição detrítica reflete os efeitos de um retrabalhamento relativamente prolongado dos sedimentos em condições de interior cratônico. Nos arenitos da região de Dom Aquino percebe-se alguma heterogeneidade. Isto estaria relacionado ao fato destas rochas estarem mais proximais à área fonte, apresentando maiores percentuais de litoclastos em sua composição.

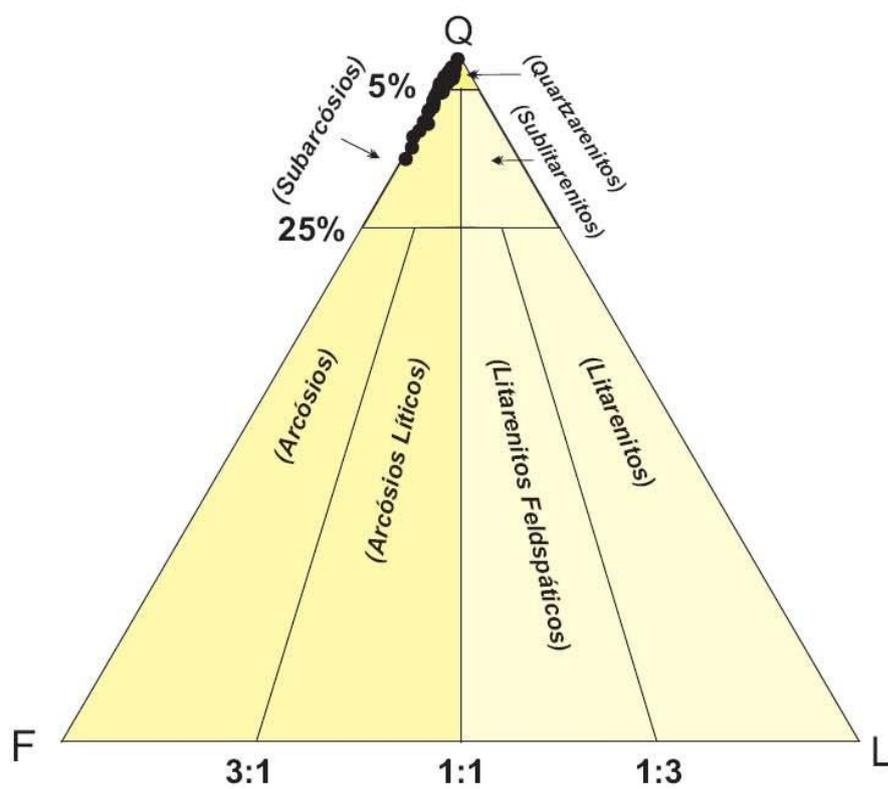


Figura 27 - Diagrama de classificação das amostras dos arenitos da região de Tibagi (Modificado de Folk, 1980)

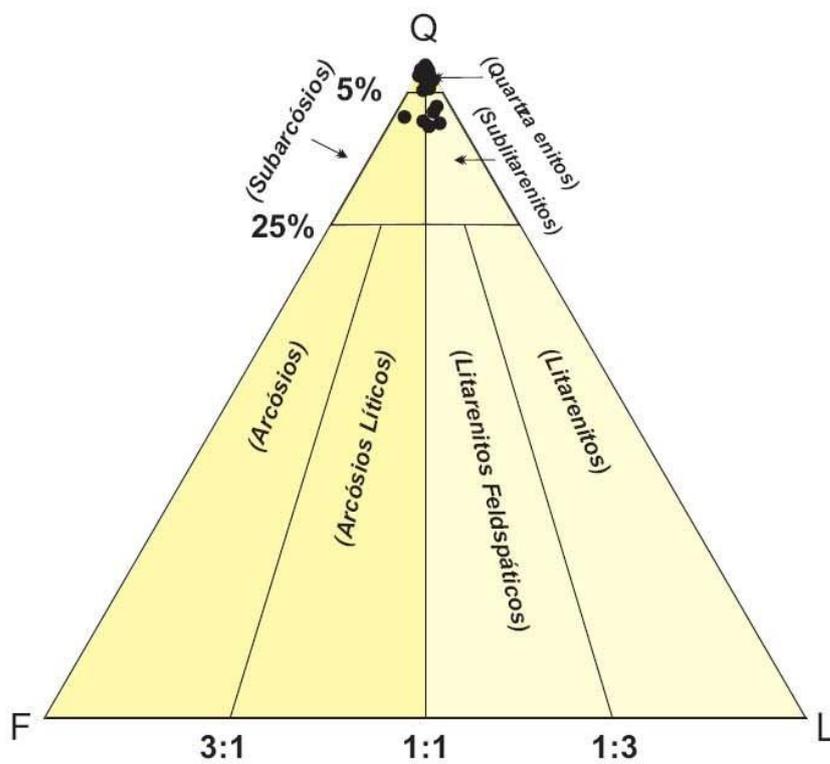


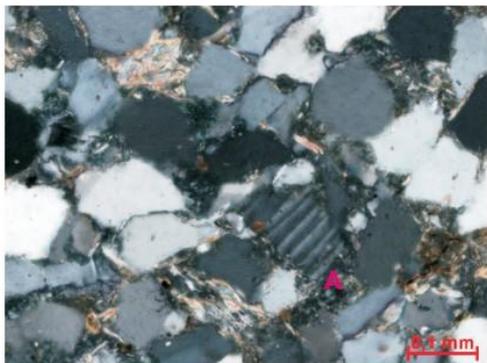
Figura 28 - Diagrama de classificação das amostras dos arenitos da Região de Dom Aquino (Modificado de Folk, 1980)

### 6.1.2 – Petrofácies

De acordo com os resultados obtidos com a análise quantitativa dos dados petrográficos (anexo III), foi possível individualizar os arenitos em 7 petrofácies distintas, sendo 4 para os furos de sondagem PPGs (PT-1, PT-2, PT-3 e PT-4) e 3 para o furo Paleosul (PDA-1, PDA-2 e PDA-3). As petrofácies intercalam-se ao longo dos furos estudados. Foi utilizado como critério diferenciador para estas petrofácies a porcentagem dos minerais detríticos e dos constituintes diagenéticos, bem como as características texturais dos mesmos.

- ❖ Petrofácies PT-1: Apresenta média de quartzo de 56.1% (valor máximo de 70.3% e mínimo de 38.3%) e a porcentagem média de feldspato é de 2.4% (valor máximo de 8.3%). Ocorre caulinita (média de 7.3%) substituindo feldspato e illita (média de 6.4% e máximo de 12.4%) substituindo muscovita e caulinita (figura 29). A bioturbação ocorre em várias amostras desta petrofácies sendo essa atividade biogênica responsável, principalmente, pela introdução de matriz argilosa, na qual, posteriormente, precipitaram-se nódulos de siderita e pirita framboidal (figura 30). A porosidade da petrofácies P-1 tem média de 2.8%, com máximo de 11%.
- ❖ Petrofácies PT-2: Somente uma amostra compõe essa petrofácies (DEPA – 70). Esta petrofácies apresenta a menor porcentagem de minerais detríticos e elevada concentração de illita (figura 31), onde está presente em 27.7% do volume total da amostra. A porcentagem média de quartzo é de 30% e a porcentagem média de feldspato é de 0.4%. Ocorre pseudo-matriz gerada por bioturbação em 22.6% (figura 32). Provavelmente os constituintes principais desta petrofácies eram as micas, que foram substituídas por illita.
- ❖ Petrofácies PT-3: Somente duas amostras representam essa petrofácies (DEPA – 93 e DEPA – 102). Esta fácies petrográfica foi individualizada por apresentar uma elevada concentração de cimento carbonático com média de 35.6% (valor máximo de 43.7% e mínimo de 27.6%) (figura 33). O tipo de carbonato é calcítico e foi determinado por colorimetria (item 2.2).
- ❖ Petrofácies PT-4 : Essa petrofácies compreende todo o furo 9-PPG-4-PR. A mesma foi individualizada por apresentar uma elevada concentração de pirita

(média de 8.8 %, máximo de 15% e mínimo de 5%) e siderita (média de 3.62% e máximo de 4.6%) (figura 34), baixa porcentagem de minerais detríticos, onde a porcentagem média de quartzo é de 36.7% (máximo de 55.3% e mínimo de 20.6%). A porcentagem média de feldspato é de 3.44% (máximo de 8% e mínimo de 0.7%) e a cimentação carbonática é praticamente inexistente (média de 0.14%). Os elevados níveis de pirita e siderita são associados à intensa atividade biogênica neste furo.



**Figura 29 - Petrofácies PT-1.**  
Caolinita substituindo plagioclásio.  
Lâmina DEPA 83. Objetiva de 20x.  
Nicóis cruzados



**Figura 30 - Petrofácies PT-1.**  
A) Argila infiltrada por bioturbação  
Lâmina DEPA 85. Objetiva de 2.5x.  
Nicóis descruzados



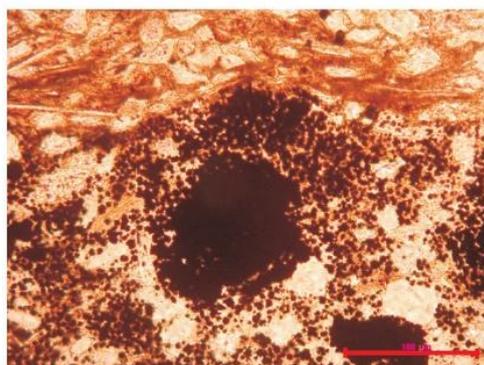
**Figura 31 - Petrofácies PT-2.**  
Lâmina DEPA 70. Objetiva de 2.5x.  
Nicóis cruzados.



**Figura 32 - Petrofácies PT-2.**  
Pseudo-matriz gerada por bioturbação.  
Lâmina DEPA 70. Objetiva de 10x.  
Nicóis descruzados.



**Figura 33 - Petrofácies PT-3.**  
Lâmina DEPA - 93. Objetiva de 10x.  
Nicóis cruzados



**Figura 34 - Petrofácies PT-4.**  
Note a intensa precipitação de pirita  
associada à bioturbação.  
DEPA-96. Objetiva de 20x. Nicóis descruzados.

- ❖ Petrofácies PDA-1: As amostras desta petrofácies estão associadas à fácies A2 (capítulo 3). Compreende arenitos muito finos cinza com granulação variando de areia muito fina a fina, com grãos subangulares a subarredondados, moderadamente bem selecionados, laminação incipiente e freqüentemente bioturbados. Apresenta quartzo monocristalino, k-feldspato (microclínio e ortoclásio), plagioclásio, muscovita, bioclasto (algas Tasmanites), quartzo microcristalino, turmalina e zircão. Como minerais diagenéticos ocorrem: argilas infiltradas associada à bioturbação (figura 35), caolinita, siderita, óxido de titânio, pirita (associada à bioturbação) bertierina em forma de cutícula e cimentando (figura 36), quartzo, calcita pobre em  $Fe^{2+}$  e anquerita.
  
- ❖ Petrofácies PDA-2: Essa petrofácies associa-se à fácies sedimentar A3 descrita no capítulo 3. Trata-se de arenitos finos cinza com granulação variando de fina a média, com grãos subangulares a subarredondados, moderadamente bem selecionados, laminação incipiente, bioturbado, composto principalmente por quartzo mono (principalmente) e policristalino, k-feldspato (microclínio e ortoclásio), plagioclásio, muscovita, bioclasto (algas Tasmanites), quartzo microcristalino, e zircão. Como minerais diagenéticos ocorrem: óxido de ferro cimentando a rocha (figura 37), óxido de titânio, dolomita (livre  $Fe^{+2}$ ), siderita em nódulos e cimentando, pirita (associada à bioturbação), clorita. Ocorre ainda nessa petrofácies oóides de bertierina oxidados e dissolvidos (figura 38).
  
- ❖ Petrofácies PDA-3: Esta petrofácies associa-se também à fácies A3 (capítulo 3). Foi individualizada principalmente por apresentar mais de 60% de oóides de bertierina e de óxido de ferro (*Ironstone*) (figura 39). Como minerais diagenéticos ocorrem: Siderita associada à bioturbação e cimentando (extinção ondulante), hematita, dolomita (livre de  $Fe^{2+}$ ) e calcita (pobre e livre de  $Fe^{2+}$ ). A granulação varia de areia fina a média, com grãos arredondados a bem arredondados, muito bem selecionados, laminação incipiente, bioturbado. A porosidade é baixa, sendo esta móldica e alargada (figura 40).



Figura 35 - Petrofácies PDA-1.  
(A) Laminação argilosa deposicional  
interrompida por bioturbação.  
Lâmina 01-DA. Objetiva de 2.5x.  
Nicóis cruzados.

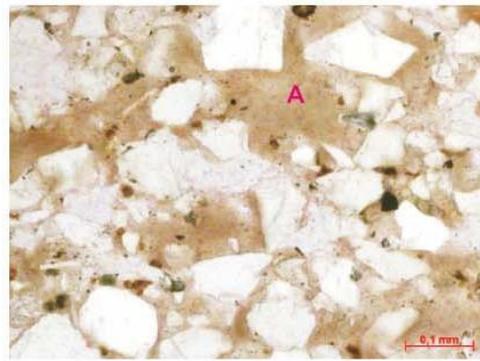


Figura 36 - Petrofácies PDA-1.  
(A) pseudomatriz gerada pela deformação  
de grãos argilosos (bertierina).  
Lâmina 34-DA. Objetiva de 20x.  
Nicóis paralelos

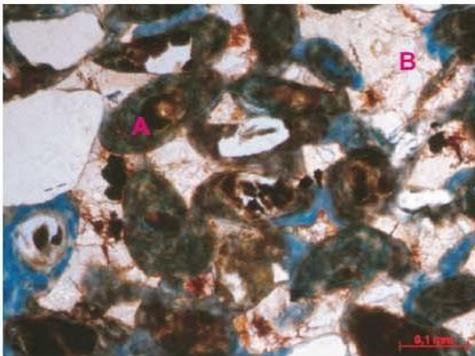


Figura 37 - Petrofácies PDA-2.  
(A) Oóides de bertierina dissolvidos.  
(B) Cimento de siderita  
Lâmina 35-DA. Objetiva de 20x.  
Nicóis paralelos

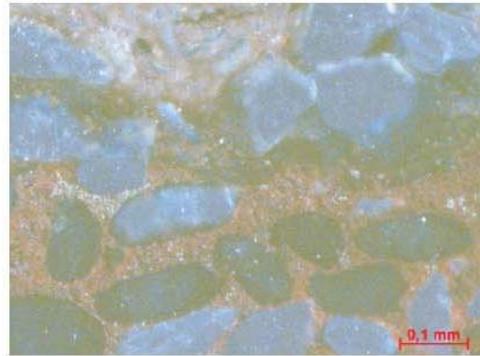
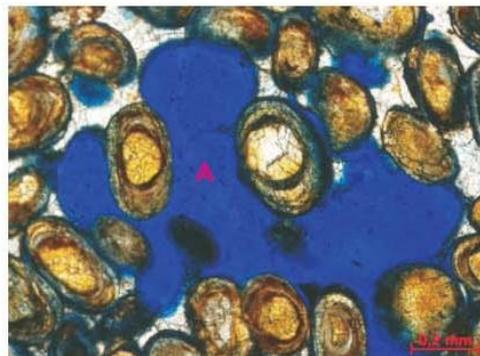


Figura 38 - Petrofácies PDA-2.  
Óxido de ferro cimentando  
Lâmina 40-DA. Objetiva de 20x.  
Luz refletida.



Figura 39 - Petrofácies PDA-3.  
(A) Oóides de bertierina oxidados.  
(B) Cimento de siderita  
Lâmina 09-DA. Objetiva de 10x.  
Nicóis paralelos



Figuraa 40 - Petrofácies PDA-3.  
(A) Porosidade alargada.  
Lâmina 10-DA. Objetiva de 10x.  
Nicóis paralelos

## 6.2 – Glauconita Para-autóctone

### 6.2.1 - Introdução

A glauconita é um argilomineral rico em  $Fe^{3+}$ , distribuída nos arenitos da região de Tibagi (PR), nos furos 9-PPG-2-PR, 9-PPG-4-PR e, principalmente na base do furo 9-PPG-3-PR, sempre em pequenas porcentagens (média de 0.12%).

A mesma pode ser autóctone, não tendo esta sofrido nenhum tipo de transporte do seu local de origem, ou alóctone que são os grãos que passaram por algum tipo de retrabalhamento. Amorossi (1997) divide as glauconitas alóctones em para-autóctones e detríticas. Glauconitas para-autóctones incluem grãos que foram levados de seu local de formação por processos de tempestades, correntes de maré ou por fluxos gravitacionais, e concentradas em depósitos distais ou proximais (retrabalhada de depósitos contemporâneos aos da petrofácies). Glauconitas detríticas são aquelas que sofreram retrabalhamento de sucessões mais antigas (figura 41).

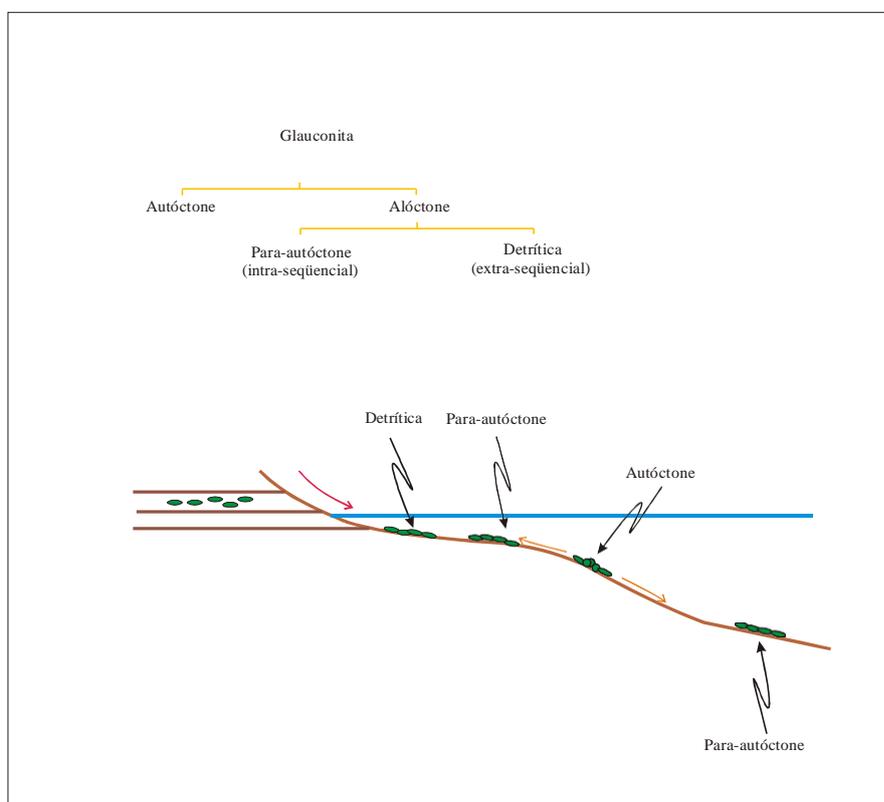


Figura 41 – Classificação esquemática da glauconita baseado em características espaciais e temporais (modificado de Amorossi, 1997).

A glauconita é originada pela dissolução de um mineral precursor (argila, calcita, mica etc) e sua evolução acontece, posteriormente, abaixo da superfície deposicional (Odin & Matter, 1981). Ela ocorre, no intervalo em questão, na forma de *pellet* (fotomicrografias 42 e 43) devido à ação de invertebrados que produzem agregados de argila “peletizados” (Dumbar & Berger, 1981).

De acordo com Amorossi (1997), a glauconita é um dos indicadores mais efetivos para determinação de paleoambientes relacionados à baixa taxa de sedimentação, sobretudo em ambientes marinhos. Sua ocorrência está relacionada ao trato de sistemas transgressivos e ao trato de sistemas de mar alto, em seqüências de 3ª ordem (Amorossi, 1997). Esse ambiente seria de plataforma mais distal, com água subóxia na interface deposicional (condições menos redutoras), com temperaturas menores que 15°C (Morad & Al-Aasm, 1994 apud Freitas Brazil) e baixa taxa de sedimentação (Odin & Fullagar, 1988). Entretanto, Amorossi (1997) cita que a glauconita não é um mineral exclusivo deste ambiente, podendo esta se acumular também em ambientes marinhos *sensu strictu*. Por exemplo, há registros da ocorrência de glauconita em ambientes praias, em corpos arenosos de plataforma e mesmo em turbiditos de águas profundas e depósitos fluviais (figura 44). A forma da glauconita também tem que ser analisada com cautela para sua classificação em para-autóctone (intra-seqüencial ou contemporânea aos depósitos) ou detrítica (extra-seqüencial).



Figura 42 – Glauconita em contato com agregado de siderita.  
Lâmina DEPA - 91. Nicóis descruzados  
Objetiva 10x

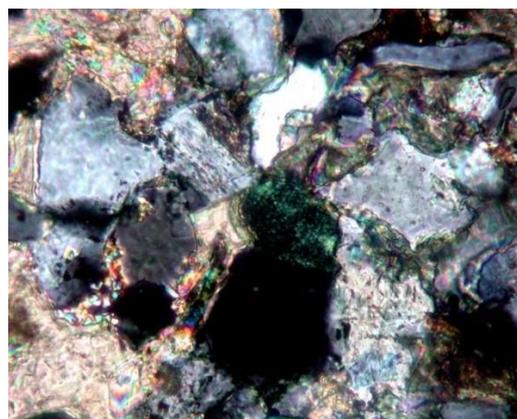
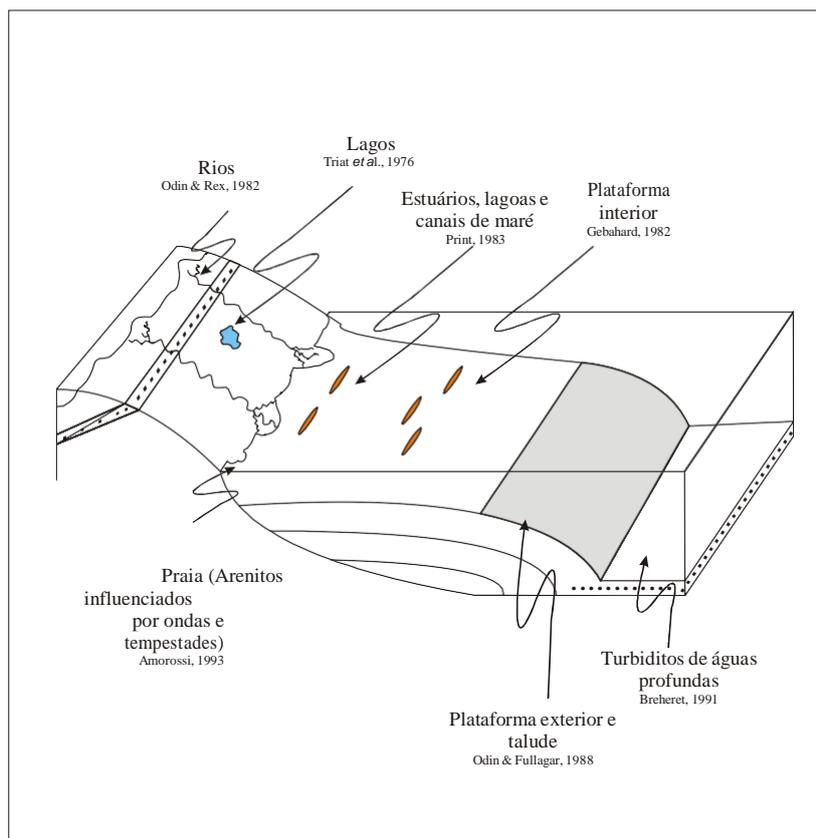


Figura 43 - Glauconita na forma elíptica.  
Lâmina DEPA - 93.  
Nicóis cruzados.  
Objetiva de 20x.



*Figura 44 – Representação esquemática da ocorrência da glauconita alóctone em diversos ambientes, baseado em exemplos da literatura. A glauconita autóctone é mais representativa no talude e na plataforma exterior (modificado de Amorossi, 1997)*

As características diagnósticas observadas nas glauconitas dos furos PPGs, as quais possibilitam a sua classificação como glauconitas para-autóctones, seguemo modelo proposto por Amorossi (1997). Assim, foram analisados: o hábito dos minerais, a distribuição espacial, a seleção e o arredondamento dos grãos (tabela 1). Dessa maneira, pelo fato dos grãos se apresentarem comumente em fácies granulares, arredondados e com bom grau de seleção, é provável que esses grãos tenham sofrido transporte, sendo retrabalhados de depósitos contemporâneos da petrofácies PT-1. Portanto, classificou-se essas glauconitas como para-autóctones, ou seja, elas sofreram transporte, no entanto, intraseqüencial.

Amorossi (1995) propõe ainda usar como unidade operacional as seqüências deposicionais de terceira ordem na diferenciação de glauconitas para-autóctones (intraseqüenciais) de glauconitas detríticas (extraseqüenciais). Para este pesquisador, isto parece coerente, pois, tanto glauconitas para-autóctones como detríticas, ocorrem em específicos níveis estratigráficos dentro de seqüências deposicionais de terceira ordem. No caso das glauconitas para-autóctones, elas ocorrem comumente em trato de sistemas transgressivos e de mar baixo, enquanto

que as glauconitas detríticas são mais abundantes em trato de sistemas de mar baixo (Amorossi, 1995). O limite de seqüência pode representar a superfície divisória entre estes dois tipos genéticos de glauconitas.

Característica Geológica	Glauconita Autóctone	Glauconita Alóctone
Local de Formação	Depósitos marinhos	Depósitos marinhos e não marinhos
Hábito	Filmes e facies granulares	Facies granulares
Distribuição espacial	Não seletiva	Seletiva
Seleção	Comumente baixa	Comumente alta
Arredondamento	Comumente baixo	Comumente alto

*Tabela 1 – Critério utilizado para diferenciação de glauconitas autóctones e alóctones (modificado de Amorossi, 1997)*

### 6.3 – Constituintes Diagenéticos

Neste item serão descritos todos os constituintes e processos diagenéticos observados nesta pesquisa. Os mesmos irão compor a história diagenética do intervalo.

#### 6.3.1 – Bertierina

A bertierina foi descrita pela primeira vez por Orcel *et al.* (1949 *apud* Velde, 2003) associada à oóides de óxidos de ferro. É um mineral característico de ambientes marinhos rasos (Odin, 1988), formado em condições diagenéticas de temperatura superior a 70 °C (Velde, 2003). Possui pouco ou nenhum íon de Fe<sup>+3</sup>, sendo argilominerais aluminosos ricos em Fe<sup>+2</sup> ([Fe<sup>2+</sup><sub>2</sub>Al(SiAl)<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(OH)<sub>4</sub>]), pertencentes à série da serpentina-caolinita (Deer *et al.*, 1996)

Esse mineral possui grande importância na diagênese da Formação Ponta Grossa (Freitas-Brazil, 2004), sobretudo no Devoniano Superior. Foi observada com frequência no furo Paleosul-01-DA-MT, o qual está posicionado estratigraficamente no limite Givetiano/Frasniano (Mendlowics Mauller, 2008). A mesma ocorre nos níveis estudados como cutículas (figura 45), cimentando as rochas (figura 46) e, principalmente, na forma de oóides (figuras 47, 48, 49 e 50). Considerou-se, pela análise paragenética, que as bertierinas se formaram antes da siderita e do crescimento secundário de quartzo.

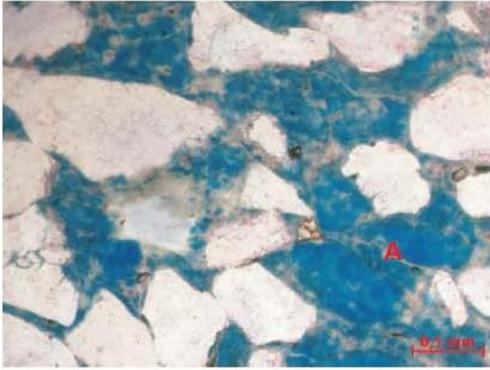


Figura 45 - (A) Cutícula de bertierina bem desenvolvida. Lâmina 41-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos.

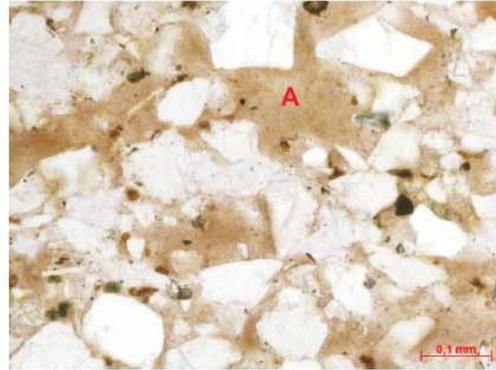
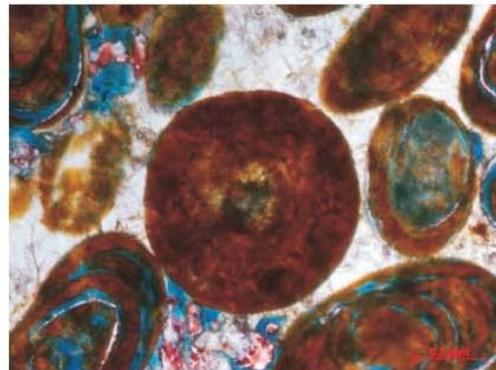


Figura 46 - (A) Pseudomatriz gerada pela deformação de grãos de bertierina. Lâmina 34-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos.



Figura 47 - Oóide de bertierina. Lâmina 10-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos.



Foigura 48 - Oóide de bertierina sendo substituído por goetita. Lâmina 08-DA. Objetiva de 20x. Nicóis paralelos.

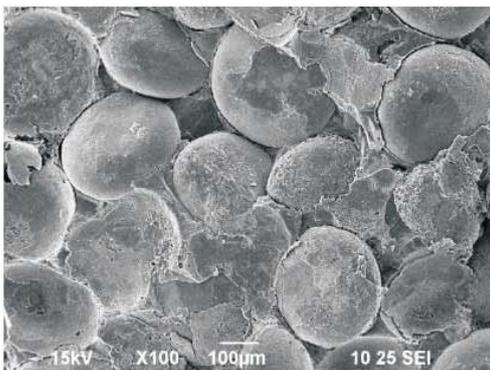


Figura 49 - Imagem de MEV. Fotos de elétrons secundários. Aspecto geral de fragmentos de amostra do poço Paleosul 01-DA-MT (61.40m). Petrofácies PDA-3

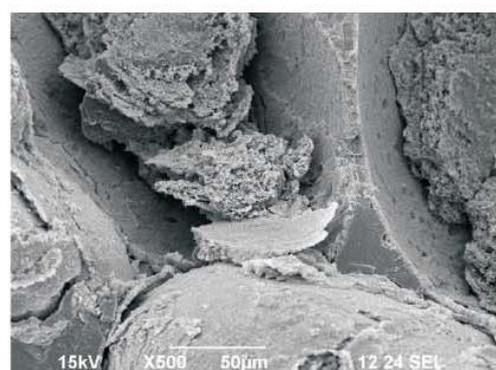


Figura 50 - Imagem de MEV. Fotos de elétrons secundários. Aspecto geral de fragmentos de amostra do poço Paleosul 01-DA-MT (61.20m). Petrofácies PDA-3

A singularidade dos fatores responsáveis pela ocorrência da bertierina e da glauconita pode ajudar em importantes inferências ambientais. De acordo com o trabalho de Odin (1988), a bertierina está presente em ambientes próximos a deltas e estuários, enquanto que a glauconita é frequentemente encontrada em ambientes mais profundos. A principal diferença na evolução química destes dois tipos de argilominerais reside na mudança de ferro férrico para ferroso na bertierina. A redução de ferro nos deltas e em sedimentos ricos em matéria orgânica produziria a bertierina. Enquanto a formação das glauconitas está relacionada ao ferro essencialmente férrico contido em *pellets* de microorganismos e à presença de potássio, em ambientes sob baixa taxa de sedimentação e à ausência de um forte agente redutor.

É importante notar que os primeiros estudos sobre este mineral, o indicavam como pertencente ao grupo das cloritas. Entretanto, cloritas e bertierinas apresentam leves diferenças composicionais em relação à quantidade de íons entre seus octaedros (de 3.0 a 2.5 nas cloritas e de 3.0 a 2.75 nas bertierinas; Velde, 2003). Dessa maneira, por razões cristalográficas, considera-se a bertierina pertencente a grupo da serpentina-caulinita. Portanto, sua determinação foi de difícil aplicabilidade, mesmo com auxílio da difratometria de raios-X, devido à grande similaridade de seus picos em 7,2 Å (Velde, 2003) com os picos da clorita (chamosita), em 14 Å e, conseqüentemente, em 7 Å (figura 51). Acredita-se que a chamosita presente nesses arenitos (furo Paleosul-01-DA-MT) seja produto de uma provável transformação isoquímica mesodiagenética da bertierina (Hornibrook & Longstaffe, 1996; Morad *et al.*, 2000; Velde, 2003), em temperaturas em torno de 120-160°C (Curtis, 1985)

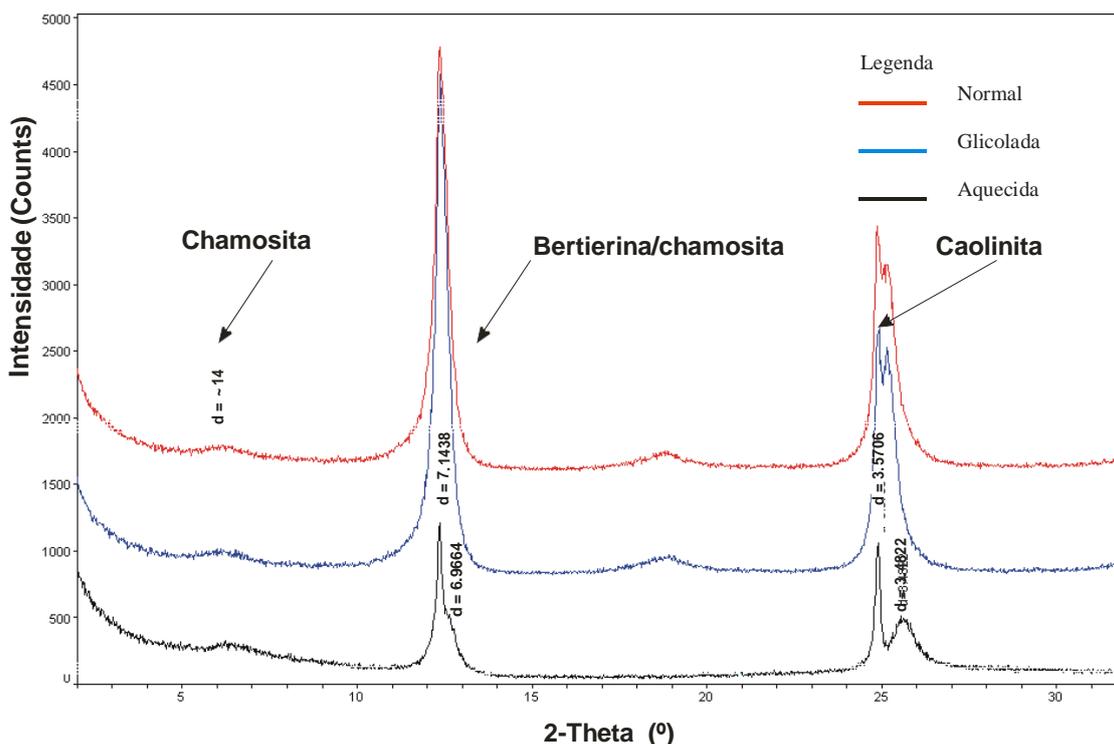


Figura 51 – Análise de difratometria de raios-X da amostra 09-DA. É identificada a bertierina com picos de 7.14 Å, valor esse bem próximo ao proposto por Velde (2003)

A origem de oóides de ferro no registro sedimentar tem sido assunto de muitos debates nas últimas décadas. Muitos modelos foram propostos tentando explicar sua gênese. No entanto, todos esses trabalhos padecem de respostas específicas tais como: seu enriquecimento em ferro, sua mineralogia e, principalmente, sua textura ooidal.

Os modelos incluem propostas relacionadas à substituição de oóides de calcáreo (Kimberley, 1974), à formação por acreção mecânica (Kearsley, 1989) e associados à erosão de solos lateríticos (Siehl & Thein, 1989). Para Sturesson (1995) e Sturesson *et al.* (2000) tanto a fonte de ferro, quanto as condições necessárias para a formação dos oólitos seriam associadas à atividades vulcânicas, de modo que as cinzas vulcânicas e fluidos hidrotermais enriqueceriam a água do mar em Fe, Al e Si. Os trabalhos de Young (1989b), Taylor *et al.* (2002) e Collin *et al.* (2005) advogam a idéia da formação desses oóides abaixo da superfície deposicional. Young (1989b) associa a formação dos *ironstones* ordovicianos do oeste europeu a ciclos transgressivos de primeira e segunda ordem, nas quais haveria o enriquecimento de ferro durante os períodos de não-deposição, com a formação de *hardgrounds* sideríticos. No

período de tempo em que essa fina camada se forma, haveria degradação da matéria orgânica nas zonas óxicas e subóxicas, permitindo a formação autigênica de silicatos de ferro, inibindo a subsequente redução de sulfato. Taylor *et al.* (2002) e Collin *et al.* (2005) postulam que a formação desses *ironstones* estaria relacionada à estágios de deposição dos argilominerais e óxidos de ferro, alternados com períodos de retrabalhamento por correntes de tempestade (figura 52). Freitas-Brazil (2004) aventou ainda a possibilidade de esses oóides serem formados na superfície de deposição, associados à ação biogênica do icnofóssil *Spyropliton*.

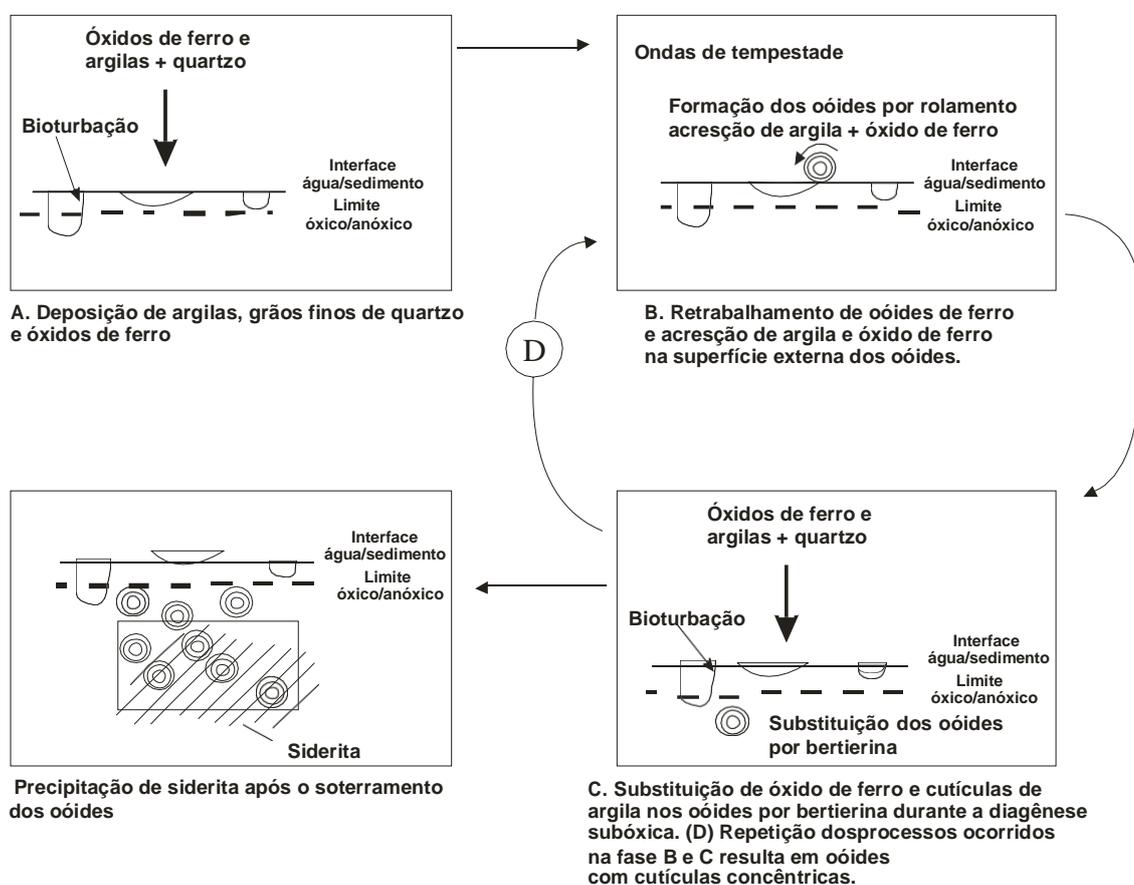
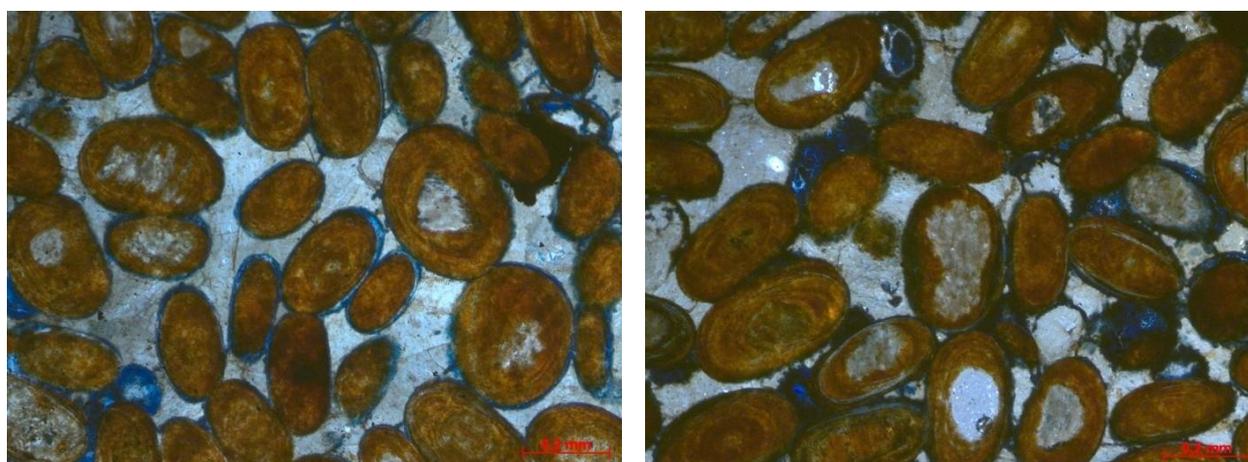


Figura 52 – Hipótese para os estágios de formação e diagênese dos oóides de óxido de ferro, segundo Taylor *et al.* (2002). O modelo tem por referência os *ironstones* de Castlegate (Utah, Estados Unidos) e da Formação Peace River (Alberta, Canadá). Modificado de Taylor *et al.* (2002)

Descarta-se aqui uma origem por associação vulcânica como proposto por Stuesson (1995) e Stuesson *et al.* (2000), visto que não há registro de vulcanismo

no Devoniano da Bacia do Paraná. Nessa dissertação, acredita-se que os oóides de bertierina do noroeste da Bacia do Paraná teriam se formado abaixo da superfície transgressiva, estando de acordo com os modelos de Young (1989b), Taylor *et al.* (2002) e Collin *et al.* (2005). Na fase final da diagênese (telodiagênese), haveria a oxidação desses depósitos e subsequente substituição da bertierina por goetita e hematita (figuras 53, 54 e 55). Um dado que corrobora com esta hipótese está disposto na tabela 2, onde é possível observar maiores percentuais de alumínio no centro do oóide (bertierina/clorita), e maiores de ferro na borda do oóide (goetita). Uma provável fonte de ferro para esses *ironstones* estaria relacionada ao Maciço do Urucun no Mato Grosso do Sul. A presença destes *ironstones* pode estar associada a um evento estratigráfico na Bacia do Paraná, a ser discutido adiante no capítulo 8.



Figuras 53 e 54– Oóides de bertierina oxidados, sendo substituídos provavelmente por goetita, cimentados por siderita. Tanto a bertierina, quanto a siderita foram determinadas por suas características petrográficas (a siderita apresentando extinção radial característica) e análises de raio X (a bertierina é um argilo-mineral de  $d \sim 7\text{\AA}$ ). Lâmina 09-DA  
Objetiva de 10x. Nicóis cruzados.

Nos furos estudados, especialmente no intervalo Givetiano/Frasniano (Mendlowics Mauller, 2008), representado pelo furo Paleosul-01-DA-MT, observou-se uma acentuada ocorrência de bertierina e ausência de glauconita. No entanto, no intervalo Praguiano/Emsiano (Gaugris & Grahn, 2006), representado aqui pelos furos PPGs, ocorre justamente o inverso: a bertierina é ausente, ocorrendo, no entanto, a glauconita. Isto poderia estar relacionado a uma importante mudança climática ocorrida no Devoniano, que teria mudado a química das águas e influenciado diretamente na assembléia mineral remanescente. Melo (1988) já aventava a possibilidade do declínio da fauna malvinocráfica no Devoniano do Brasil estar associada a correntes marinhas quentes vindas do norte.

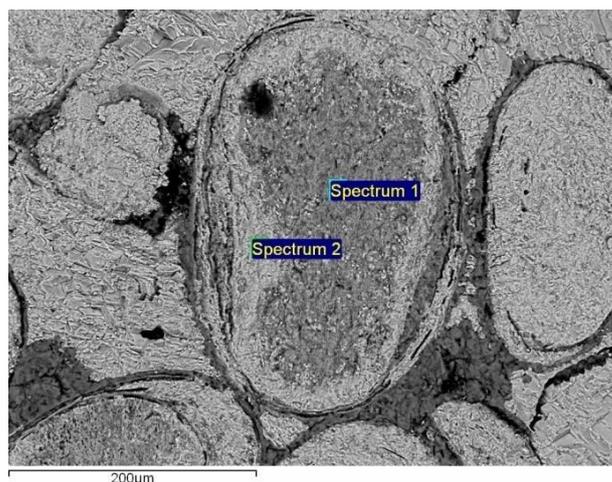


Tabela 2 - Percentual composicional relativo em peso dos elementos (exceto C e O)

PONTO 1					PONTO 2				
Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula	Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg K	2.19	2.23	3.64	MgO	Mg K	2.46	3.32	4.08	MgO
Al K	11.67	10.70	22.05	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al K	1.27	1.54	2.39	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Si K	14.68	12.93	31.40	SiO <sub>2</sub>	Si K	2.09	2.44	4.48	SiO <sub>2</sub>
S K	0.31	0.24	0.78	SO <sub>3</sub>	Ca K	2.48	2.03	3.47	CaO
Fe K	32.75	14.51	42.13	FeO	Fe K	66.52	39.06	85.58	FeO
O	38.40	59.38			O	25.18	51.61		
Totals	100.00				Totals	100.00			

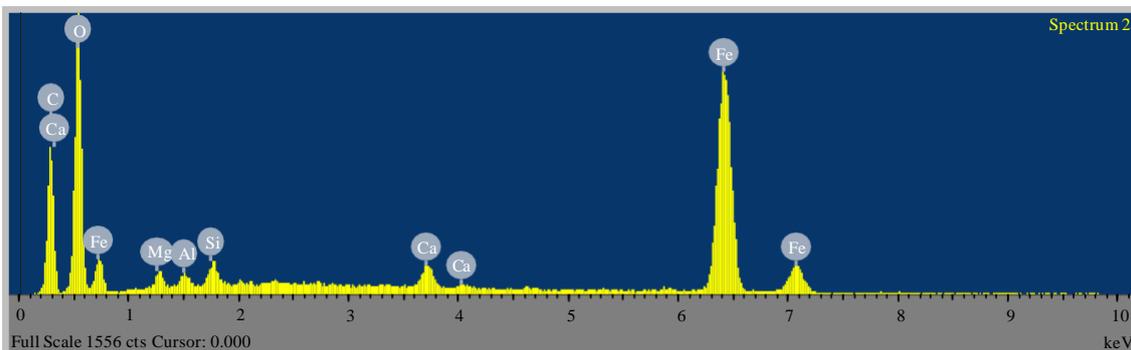
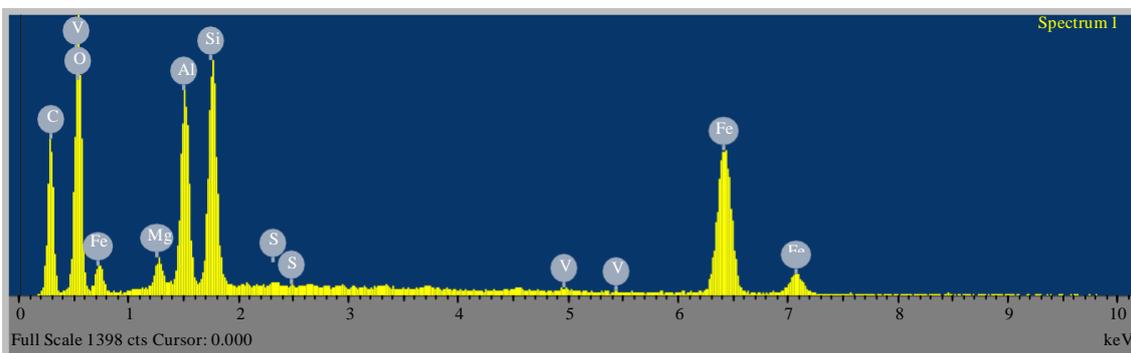


Figura 55 – Imagem de MEV/EDS de óxido de bertierina. Os altos teores de alumínio e ferro no spectrum 1, pode estar indicando um interstratificado de bertierina e clorita. No spectrum 2 é possível notar as bordas do óxido sendo oxidadas (goetita), o que reduz a concentração de alumínio e aumenta a de ferro. Lâmina 09-DA.

### 6.3.2 – Chamosita

A chamosita é uma clorita ferrosa, que pode ser formada pela transformação de diversos argilominerais precursores, incluindo a bertierina, a odinita, a biotita e a esmectita, bem como a precipitação direta (neoformação), sob condições de soterramento profundo (mesodiagênese). Nos arenitos estudados esta ocorre de forma autigênica, substituindo grãos do arcabouço, cimentando as rochas e como cutículas delineando os poros (fotomicrografias 56, 57 e 58).

A formação autigênica da chamosita pode ocorrer em arenitos que estejam sob soterramento profundo, onde haja suprimento de minerais ferro-magnesianos (De Ros *et al.*, 1994), ou em arenitos intercalados a argilitos (Moncure *et al.*, 1984 *apud* Anjos *et al.*, 2003). Estes processos ocorrem juntos da cloritização de diferentes minerais do substrato (Anjos *et al.*, 2003).

No furo Paleosul-01-DA-MT, a clorita ocorre de forma abundante, sendo entendida, principalmente, como um produto mesodiagenético da bertierina, esmectita e biotita. A evolução da bertierina para clorita ocorre em temperaturas entre 60-100°C e profundidades entre 2-3 km (Worden & Morad, 2003). Observa-se franjas de clorita englobando os grãos. Estas franjas ocorrem perpendicularmente ao redor dos grãos formando plaquetas pseudo-hexagonais (figura 59).

### **6.3.3 – Compactação mecânica**

Durante o processo de soterramento dos sedimentos, a pressão exercida na coluna sedimentar irá atuar como um importante agente no rearranjo textural dos grãos. Esse rearranjo, essencialmente físico, ocorre desde a deposição e representa o processo de maior redução de porosidade (Füchtbauer, 1967 *apud* Freitas Brazil, 2004). Esse processo, conhecido também como compactação mecânica, ocorre desde o início do soterramento dos sedimentos (eodiagênese), atinge um máximo (em profundidades rasas) e diminui logo após (mesodiagênese). Segundo Füchtbauer (1967 *apud* Freitas Brazil, 2004), a atuação da compactação mecânica concentra-se nos primeiros 1000 m de soterramento. Os principais processos de compactação responsáveis pela redução de porosidade são a rotação e deslizamento de grãos (principalmente relacionado a quartzo e feldspato), deformação de grãos dúcteis, deformação de grãos flexíveis, fratura de grãos resistentes e compactação química (dissolução por pressão ao longo dos contatos

intergranulares). Nas amostras estudadas foi observada principalmente a deformação de grãos flexíveis (figuras 60 e 61).

#### **6.3.4 – Compactação Química e Crescimento Secundário de Quartzo**

O Crescimento Secundário de Quartzo é citado na literatura como um importante evento mesodiagenético redutor de porosidade (McBride, 1989). Este está relacionado, em grande medida, à compactação química. Devido à maior concentração de esforços nos contatos pontuais dos grãos, há um aumento de solubilidade, havendo, dessa maneira, a dissolução (princípio de Riecke).

Existem inúmeras fontes de sílica para a formação de quartzo secundário, tanto interna ao corpo arenoso quanto externa, descritas na literatura. Citam-se como fatores a dissolução de feldspato a caolinização de feldspato, a ilitização e cloritização de esmectitas em rochas argilosas (McBride, 1989), a dissolução por pressão entre grãos (principalmente entre grãos de quartzo) e de grãos vulcânicos (Worden & Morad, 2003).

Nas amostras analisadas, o crescimento syntaxial (ou secundário) de quartzo foi evidenciado por grãos de quartzo com faces cristalinas bem formadas (figuras 62 e 63). A cimentação por sílica foi maior nos arenitos da região de Tibagi (média de 3.23%) do que o observado na região de Dom Aquino (média de 0,3%). Isto pode estar relacionado a uma maior fonte de sílica na região do Arco de Ponta Grossa. Esta seria proveniente da ilitização de esmectitas, associadas à argilas infiltradas por bioturbação, e da dissolução por pressão de grãos de quartzo. Sabe-se, também que cutículas de argilas e grãos de muscovita estimulam a dissolução por pressão, aparentemente por catalisar ou facilitar a difusão de íons pela microporosidade das rochas (Oelkers *et al.*, 1996)

#### **6.3.5 – Calcita**

A precipitação de calcita em poros que restaram após o crescimento secundário de quartzo é um fenômeno comum segundo Morad *et al.* (2000). Esta precipitação provavelmente está relacionada à diferença de solubilidade entre a

sílica e o  $\text{HCO}_3^-$ . Com o aumento da temperatura, a solubilidade do quartzo aumenta e a solubilidade do carbonato diminui paulatinamente. Então, com o contínuo soterramento, o quartzo fica mais solúvel e o carbonato tende a precipitar.

Nos arenitos estudados, tanto na região de Tibagi (PR), quanto na região de Dom Aquino (MT), esta cimentação carbonática (figura 64) foi observada, em especial, durante o estágio mesodiagênético, pós-compactação e pós-crescimento secundário de quartzo.

A precipitação dos tipos de carbonato pode ocorrer de maneira diferenciada, ou seja, em uma mesma amostra pode-se encontrar calcita e anquerita juntas (figura 65). Nas amostras analisadas foi possível observar a precipitação de anquerita e posteriormente a de calcita. Segundo Morad (1991), esta diferenciação da composição do carbonato é devida à mudança química da água de formação com o tempo.





Figura 60 - Deformação, por compactação, de intraclasto lamoso. DEPA - 85. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.



Figura 61 - Deformação de grão de muscovita, a qual apresenta características flexíveis. DEPA - 83. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.

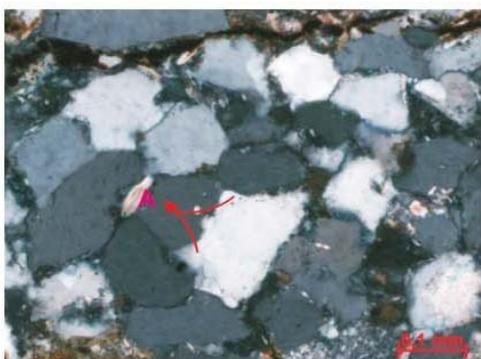


Figura 62 - Grãos de quartzo subangulares. A) crescimento secundário de quartzo cimentando. Lâmina DEPA-85. Objetiva de 40x. Nicóis cruzados.

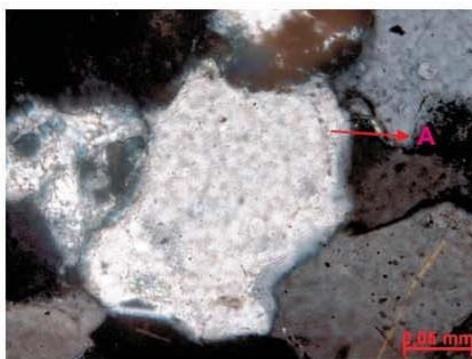


Figura 63 - A) Crescimento secundário de quartzo evidenciado por finas cutículas ao redor do grão detritico (item 2.5.1). Lâmina DEPA-85. Objetiva de 40x. Nicóis cruzados.

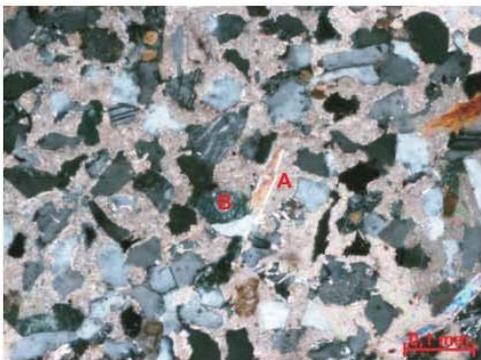


Figura 64 - A) Carbonato sem tingimento. Observe a forte substituição dos grãos do arcabouço por carbonato, o qual ocorre pós-compactação e crescimento sintaxial de quartzo. B) Glauconita. Lâmina DEPA - 93. Objetiva de 20x. Nicóis cruzados.

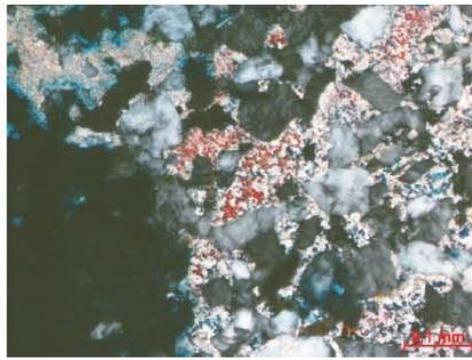
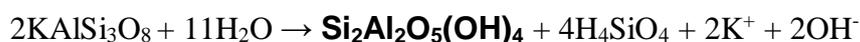


Figura 65 - Carbonato identificado por colorimetria. Observa-se a precipitação de Anquerita (cor azul escura) e posteriormente calcita livre de ferro (cor vermelha). Lâmina 01-DA. Objetiva de 20x. Nicóis descruzados.

### 6.3.6 – Caolinita e Porosidade secundária

A caolinita é um argilomineral hidratado de alumínio, 1:1, formado a partir da hidrólise parcial. Este argilomineral se forma em condições climáticas úmidas pela ação ácida da água de poro em minerais detríticos de aluminossilicatos, tais como: feldspato, micas, fragmentos de rochas, intraclastos lamosos e minerais pesados (Worden & Morad, 2003). Ocorre na forma de fragmentos disseminados compostos por agregados vermiculares e em *booklets*, os quais podem ou não conter pequenos vestígios de micas e grãos de feldspato. Sua formação pode ser expressa pela seguinte reação, onde o potássio é totalmente eliminado através da quebra pela água, permanecendo a sílica no mineral:



A caolinita é geralmente relacionada ao soerguimento dos depósitos arenosos na fase telodiagenética que, após terem sofrido as modificações eodiagenéticas e mesodiagenéticas, passam a sofrer influência da água meteórica. As alterações telodiagenéticas ocorrem desde centenas até dezenas de metros de profundidade (Morad *et al.*, 2000). No entanto, a caolinita também pode estar relacionada à eodiagênese. Nesta fase ela ocorre geralmente englobada por carbonato e associada à expansão de muscovitas (figura 66). Por isso, torna-se muito difícil um posicionamento seguro da caolinita na seqüência diagenética.

A água meteórica é geralmente muito diluída e oxidante, o que favorece a dissolução dos grãos instáveis do arcabouço (tais como feldspato e muscovita) e de cimento carbonático (principalmente calcita), gerando, dessa maneira, porosidade secundária (figuras 67, 68 e 69). Todavia, não foi possível determinar se a caolinita se formou tão somente pela atuação da água meteórica. Contudo, ao se considerar a forte erosão permo-carbonífera ocorrida nos sedimentos da Formação Ponta Grossa, um modelo de geração de caolinita associada a água meteórica, seria plausível (Freitas-Brazil, 2004).

### **6.3.7 – Illita**

A illita é um argilomineral comum nos arenitos da Formação Ponta Grossa. Esta ocorre em sua grande maioria interestratificada com a esmectita, em agregados de cristais lamelares substituindo caolinita, muscovita e pseudo-matriz (De Ros, 1998) (figuras 70 e 71).

Forma-se, preferencialmente, sob condições de clima quente em depósitos próximos à superfície. É um produto eodiagenético comum nos mais diversos ambientes, sendo menos comum em ambientes de sabkha os quais estão submetidos a fortes condições de evaporação. Pode estar associada a depósitos pedogenéticos desenvolvidos em camadas de dolomita e basálticas (Worden & Morad, 2003).

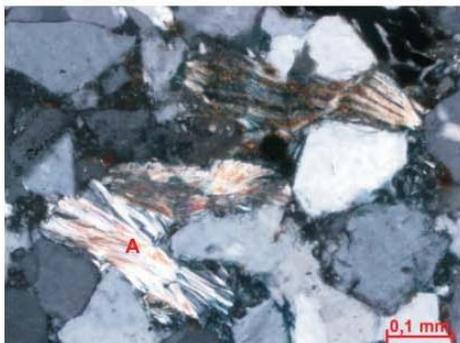


Figura 66- A) Muscovita expandida.  
Critério utilizado para identificação  
de caolinita eodiagenética. Lâmina DEPA - 84.  
Objetiva de 20X.  
Nicóis Cruzados.

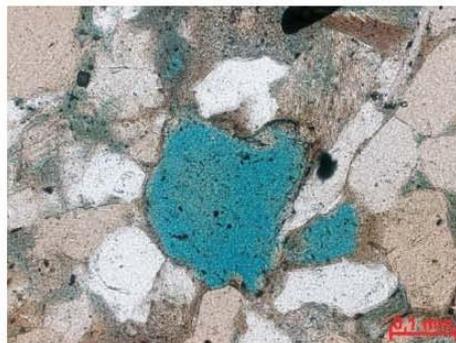


Figura 67- Poro mólico  
gerado por dissolução de um grão  
. Lâmina DEPA - 87.  
Objetiva de 20x.  
Nicóis paralelos.



Figura 68 - A) caolinita substituindo plagioclásio.  
B) caolinita substituindo muscovita.  
Lâmina DEPA - 83 Objetiva de 20x.  
Nicóis cruzados.

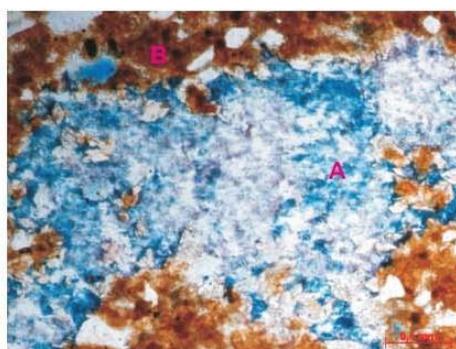


Figura 69 - A) Dissolução telodiagenética  
de grãos do arcabouço  
B) Siderita.  
Lâmina 02-DA Objetiva de 20x.  
Nicóis paralelos.

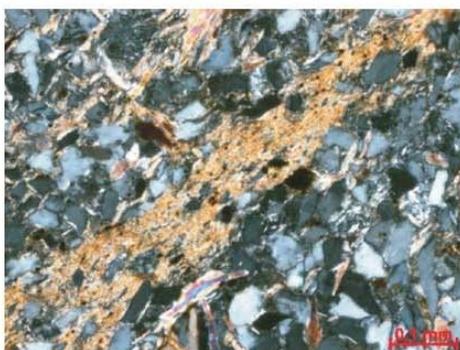


Figura 70 - Illita/esmectita substituindo  
muscovitas e níveis de intraclastos lamosos.  
Lâmina DEPA - 74. Objetiva de 20x.  
Nicóis cruzados.

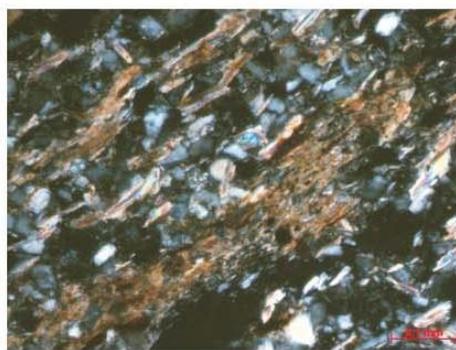


Figura 71 - Illita/esmectita substituindo muscovitas  
e níveis de intraclastos lamosos.  
Lâmina 03-DA. Objetiva de 20x.  
Nicóis cruzados.

Segundo De Ros (1998), a distribuição heterogênea da ilitização de caolinita e cimentação de ilita, especialmente, no arenito Furnas, geram controvérsias, pois o modelo considerado por outros autores mostra a autigênese da ilita como uma reação isoquímica essencial entre a caolinita e o feldspato potássico, sendo favorecida por altas temperaturas e muito baixa permeabilidade sob soterramento profundo (Bjørkom & Gjelsvik, 1988 *apud* De Ros 1998). Essa reação também supriria teores de sílica necessários para a posterior formação de cimentação de quartzo.



No entanto, seria insatisfatória para explicar a heterogênea autigênese de ilita em amostras de superfície. Sendo assim, esse mesmo pesquisador relaciona esta heterogeneidade à precipitação de fluidos quentes circulados através de fraturas e relacionados com o magmatismo e soerguimento do Arco de Ponta Grossa.

O Arco de Ponta Grossa é uma das mais importantes feições morfo- estruturais da Bacia do Paraná. Seu eixo orienta-se a NW e é bem visível nos mapas geológicos pela reentrância da borda oriental da Bacia do Paraná (figura 1). Seu soerguimento está associado, segundo a maioria dos autores, à reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) no Jurássico-Cretáceo. Este evento tectono- magmático, o qual teria afetado toda a arquitetura deposicional da Bacia do Paraná, seria o responsável pela a intrusão de diques e soleiras em toda a região do Arco.

Dessa forma, é possível que essa anomalia termal, produzida pelo magmatismo Serra Geral durante o Mesozóico, tenha afetado a diagênese das rochas siliciclásticas da região do Arco de Ponta Grossa, através da circulação de fluidos quentes pelas falhas e fraturas associadas ao soerguimento do arco homônimo (De Ros, 1998) (figura 72). Segundo esse mesmo autor, este seria um dos fatores responsáveis pela distribuição heterogênea de ilita autigênica e uma provável fonte de sílica para a cimentação de quartzo.

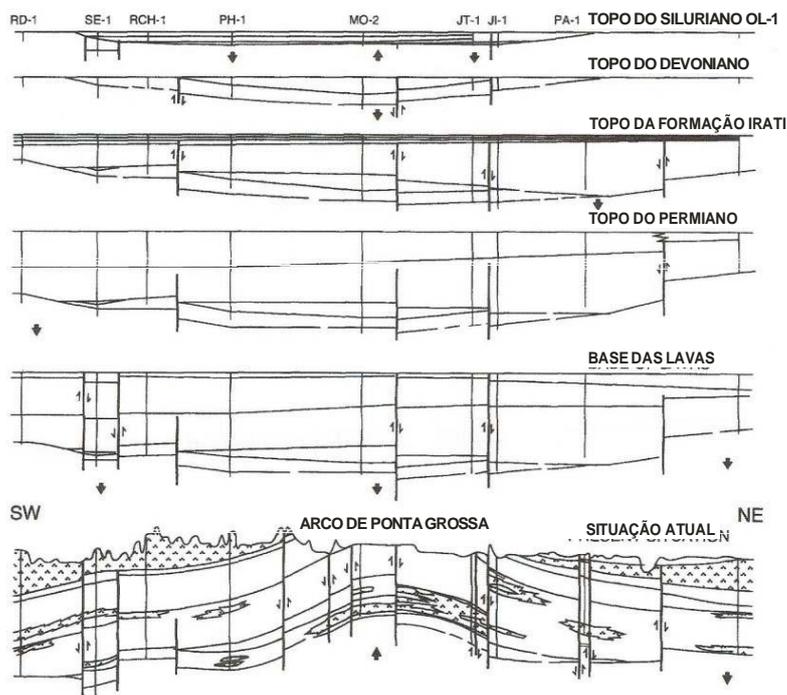


Figura 72 – Reconstrução esquemática mostrando o soerguimento do Arco de Ponta Grossa (De Ross, 1998).

Dessa forma, assumindo que durante o magmatismo Jurássico-Cretáceo e no soerguimento inicial do Arco de Ponta Grossa a temperatura de soterramento (por volta de 90 °C no Jurássico-Cretáceo – *sensu* De Ross, 1998) tivesse sido aumentada pelas intrusões magmáticas, a geração de illita antigênica em profundidades rasas, seria, então, plausível. Porém, é pouco provável que essa explicação seja válida pra toda a região do arco. Outras possíveis fontes de  $K^+$  para a formação de illita antigênica, seriam as micas. Entretanto, a quantidade de mica observada no arenito Furnas é claramente insuficiente para a geração de todo o volume de illita presente na região (De Ros, 1998).

O modelo para a formação de illita antigênica relacionado à circulação de fluidos quentes por falhas e fraturas quando do soerguimento do arco de Ponta Grossa (De Ros, 1998) se apóia também em evidências geocronológicas. Dos Santos & Bonhomme (1991 *apud* De Ros 1998) demonstraram que as idades K/Ar das ilitas do arenito Furnas (furo 2-TB-1-SP) estavam entre 138 e 102 Ma, as mais antigas com hábito lamelar e alta cristalinidade e as mais jovens, mais fibrosas. Thomaz Filho (1976 *apud* De Ros 1998) datou argilas da Formação Botucatu. Após tratamento com HCl diluído, essas argilas apresentaram como resultado idades de



### 6.3.7.2 – Difractometria de raios-X das ilitas na região de Tibagi (PR)

Para as amostras dos furos PPGs, não foi possível aplicar as análises frente ao etililenoglicol e ao aquecimento. Abaixo, os dados do pó da rocha mostrando a mineralogia geral da amostra (figura 74). No difratograma em questão, é possível notar como minerais predominantes o quartzo e a ilita. Observar-se, também, com base na a altura dos picos, uma alta cristalinidade para quartzo, moderada para ilita, caolinita e feldspato potássico. Baixa para os demais minerais.

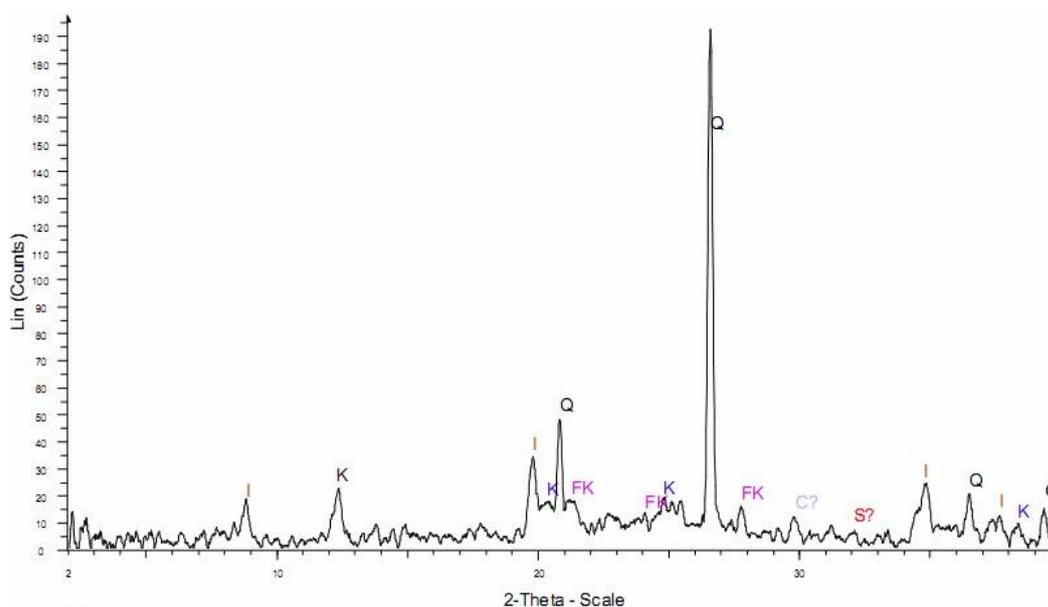
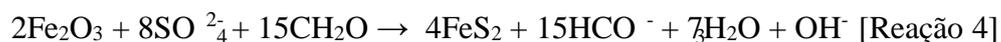


Figura 74 - Difractograma da amostra DEPA-70 (petrofácies PT-2). Q: quartzo; I: ilita; K: caolinita; FK: feldspato potássico; C: calcita; S: siderita.

### 6.3.8 – Pirita e Dolomita

A precipitação de pirita ocorre em níveis relacionados à eodiagênese na zona de redução de sulfato. A mesma foi identificada como tendo, em sua maioria, com hábito framboidal. Isso pode estar relacionado a uma menor concentração de sulfato ( $\text{SO}^{-2}$ ) na água de poro (Freitas-Brazil, 2004). Foi observada em abundância no furo 9-PPG-4-PR (petrofácies PT-4).

Em ambiente anóxico se estabelece uma zona de redução bacteriana de sulfato devido ao aumento de sulfato na água de poro. Segundo Morad (1998 apud Freitas Brazil, 2004), a precipitação de sulfato e o aumento da alcalinidade ocorrem devido à presença de ferro. Esta reação pode ser expressa da seguinte maneira (Morad, 1998 apud Freitas Brazil, 2004):



É possível notar nas reações 3 e 4, o aumento da alcalinidade. Esse processo ajudaria a explicar a precipitação de carbonato. No entanto, este ocorre pobre em  $\text{Fe}^{2+}$  (figura 75). Isto se deve ao fato do  $\text{Fe}^{2+}$  ser incorporado preferencialmente ao sulfeto na zona metanogênica.

A pirita ocorre tanto com hábito framboidal, quanto como cristais cúbicos. Ambas as formas ocorrem espalhadas entre os grãos. Sendo que este sulfeto, na forma framboidal, ocorre, principalmente, relacionado ao material argiloso (figuras 76, 77 e 78) e, secundariamente, à bioturbação (figura 79) e aos bioclastos. Já os cristais cúbicos ocorrem mais freqüentemente englobados por carbonato. Esta distinção no hábito da pirita reflete a diferenciação da saturação de sulfato na água de poro, ou seja, em um sistema com uma maior concentração de  $\text{SO}_4^{2-}$ , precipita-se pirita framboidal, em contrapartida, uma menor concentração deste componente, favorece a precipitação de pirita em cristais cúbicos (Freitas Brazil, 2004).

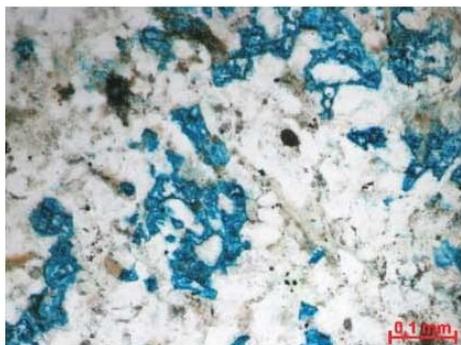


Figura 75 - A) Dolomita ferrosa (anquerita).  
Lâmina DEPA-78. Objetiva de 20x.  
Nicóis paralelos.

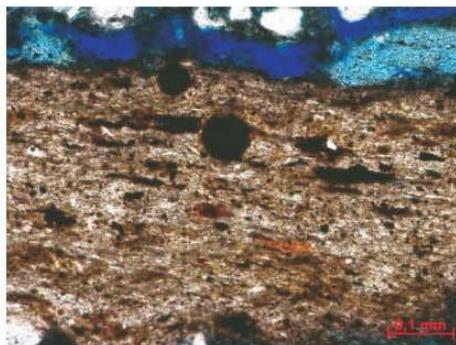


Figura 76 - Pirita framboidal  
precipitada em laminação argilosa deposicional.  
Lâmina 01-DA. Objetiva de 20x.  
Nicóis paralelos.

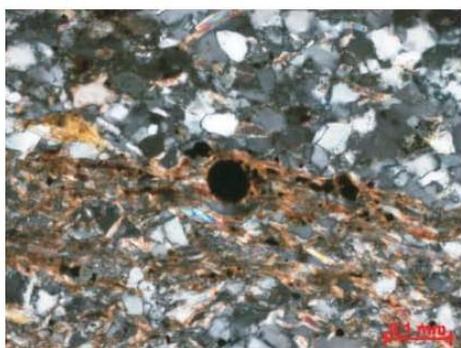


Figura 77 - .  
Lâmina DEPA - 67. Pirita framboidal  
substituindo laminação argilosa deposicional..  
Objetiva de 20x.  
Nicóis cruzados.

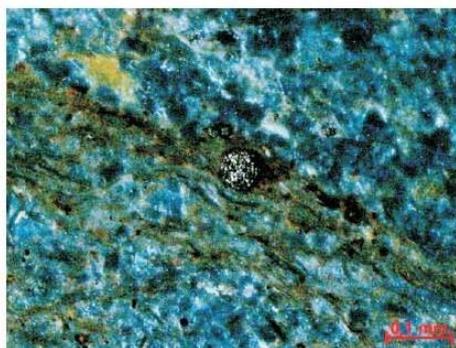


Figura 78 - .  
Lâmina DEPA - 67. Pirita framboidal  
substituindo identificada por luz refletida.  
Objetiva de 20x.

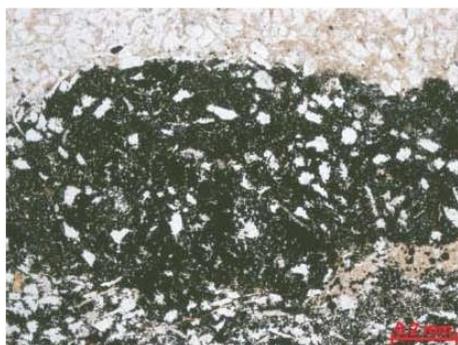
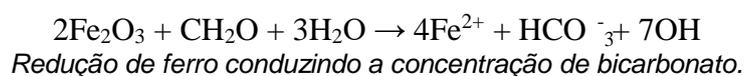


Figura 79 - Pirita associada  
à bioturbação. Lâmina DEPA-74.  
Objetiva de 10x.  
Nicóis paralelos.

### 6.3.9 – Siderita

A siderita ocorre tanto como nódulos (figuras 80 e 81), bem como cimento em blocos (figuras 82 e 83) em níveis dos furos referentes à região de Tibagi (PR) (9- PPG-2-PR, 9- PPG-3-PR, 9-PPG-4-PR) e à região de Dom Aquino (Paleosul-01-DA- MT).

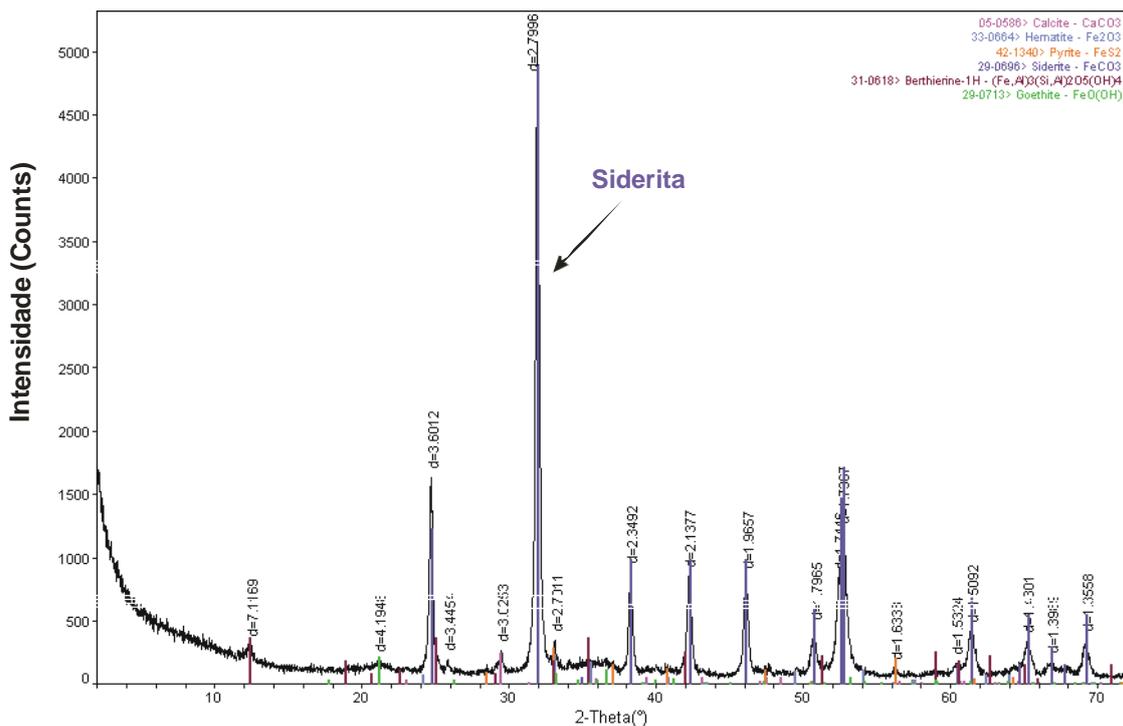
A formação de siderita se dá durante a eodiagênese subóxica. Com isso, com a contínua redução de ferro, tanto abiótica quanto por ação de bactérias, a concentração de bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ) na água aumenta e a siderita ( $\text{FeCO}_3$ ) torna-se o mineral de ferro mais estável (Taylor & Curtis, 1995).



Esse argumento para estabilidade da siderita indica que este mineral no noroeste da Bacia do Paraná, como também a bertierina, teria se formado após o soterramento dos sedimentos, em tempos de baixa concentração de sulfetos na água de poro. A siderita nesta região ocorre, entre outras formas, substituindo a bertierina. Assim, de acordo com Taylor & Curtis (1995), acredita-se que com a extensa formação de bertierina, no Devoniano Médio-Superior, pela contínua redução de ferro, houve grande concentração de bicarbonato na água de poro. Isto teria gerado condições propícias para precipitação de siderita.

Assim, agregando esse raciocínio às evidências petrográficas, a siderita teria precipitado antes da zona de redução de sulfato e da formação da pirita na zona metanogênica. No entanto, a siderita também pode ser precipitada na zona metanogênica. Todavia, a pirita, precipitada na zona de redução bacteriana desulfato, ocorre sempre após a siderita.

A siderita ocorre como um importante constituinte diagenético no furo Paleosul-01-DA-MT. Principalmente nos níveis onde ocorrem os oóides de bertierina (item 6.3.1), onde aparece cimentando todas essas amostras (figura 83). Esta foi identificada nesses níveis pela análise petrográfica e de raios-X (figura 84)



CENPES/PDEXP/GSEP

c:\msd\jorg\civ\figura\_2006\levente\origem\Tabela\_dif\_15\_030604.jpg (MELACAD)

Figura 84 – Difratograma da amostra 09-DA. Note a alta cristalinidade de siderita.

### 6.3.10 – Óxido de titânio

Nos arenitos pesquisados, os minerais de titânio ocorrem como pequenos cristais agregados ou discretos, crescidos no espaço intergranular ou sobre os grãos, durante os estágios finais da mesodiagenese (figuras 85 e 86). De acordo com De Ros (1985), o titânio é um elemento de baixa mobilidade sob uma larga faixa de pH. A fonte mais óbvia de titânio é a dissolução de silicatos ferromagnesianos que possuem este elemento em teores subordinados na sua estrutura (e.g. biotita).

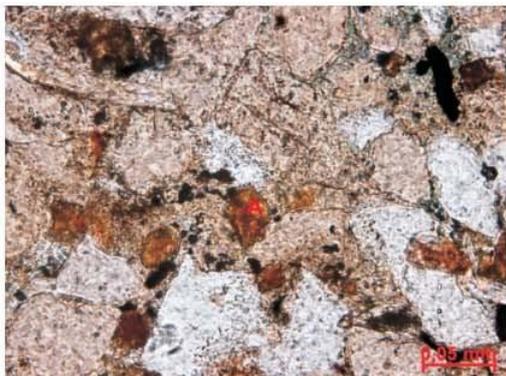


Figura 80 - A) Nódulo de siderita.  
Lâmina DEPA - 89. Objetiva de 40x.  
Nicóis paralelos.

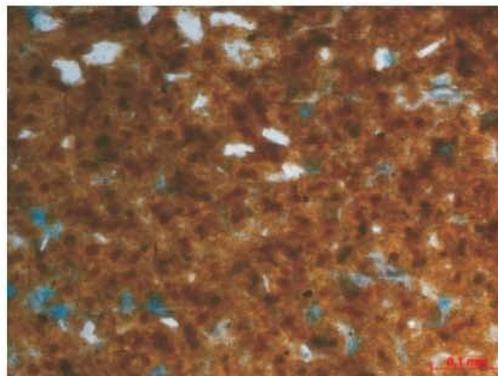


Figura 81 - Intensa precipitação de siderita.  
Lâmina 02-DA. Objetiva de 20x.  
Nicóis paralelos.



Figura 82 - Siderita cimentando arenito.  
Lâmina 37-DA. Objetiva de 20x.  
Nicóis cruzados.

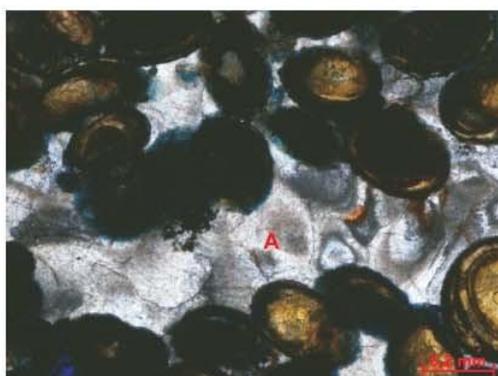


Figura 83 - A) Siderita cimentando.  
Observe a extinção radial característica  
e hábito esferulítico.  
Lâmina 10-DA. Objetiva de 10x.  
Nicóis cruzados.



Figura 85 - A) Óxido de titânio.  
Lâmina DEPA-83. Objetiva de 40x.  
Nicóis paralelos.

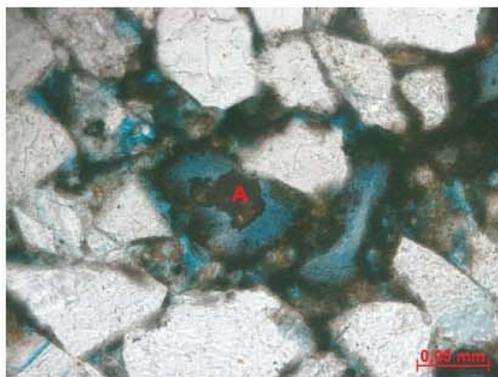


Figura 86 - A) Óxido de titânio  
precipitado em poro móldico.  
Lâmina 27-DA. Objetiva de 10x.  
Nicóis paralelos.

#### 6.4 – Modelo de Evolução Diagenética para Região de Tibagi (PR)

A ordem dos eventos diagenéticos foi obtida através das relações de contato e da superposição dos constituintes diagenéticos, observadas através de microscópio óptico.

A diagênese dos arenitos da região de Tibagi ocorreu de maneira similar aos arenitos estudados na região de Dom Aquino (MT) (figura 87), com a ressalva de que, no sul da Bacia do Paraná, nas proximidades ao Arco de Ponta Grossa, não foram observados a precipitação de bertierina e oóides de goetita e bertierina. Esse fato pode estar relacionado a um importante evento climático ocorrido no Devoniano. A precipitação destas distintas espécies minerais na região de Dom Aquino (MT), teria ocorrido devido às condições climáticas favoráveis no Devoniano Superior (vera discussão no capítulo 8 e 9).

A história diagenética para os arenitos de Tibagi compreende os eventos eodiagenéticos relacionados: i) à precipitação de siderita em forma de nódulos (petrofácies PT-1); e ii) à fase eodiagenética tardia que é a precipitação de pirita (principalmente na petrofácies PT-4).

As fases mesodiagenéticas, que ocorreram pós ou sin-compactação química, foram: i) crescimento secundário de quartzo (petrofácies PT-1, PT-3 e PT-4); ii) ilitização de micas e caolinitas (petrofácies PT-2 e PT-4); e iii) cimentação por calcita (principalmente na petrofácies PT-3). A fase mesodiagenética inclui a precipitação de óxido de titânio (petrofácies PT-1).

As fases telodiagenéticas foram: i) geração de porosidade secundária (petrofácies PT-1); e ii) precipitação de caolinita (petrofácies PT-1, PT-2, PT-3 e PT-4).

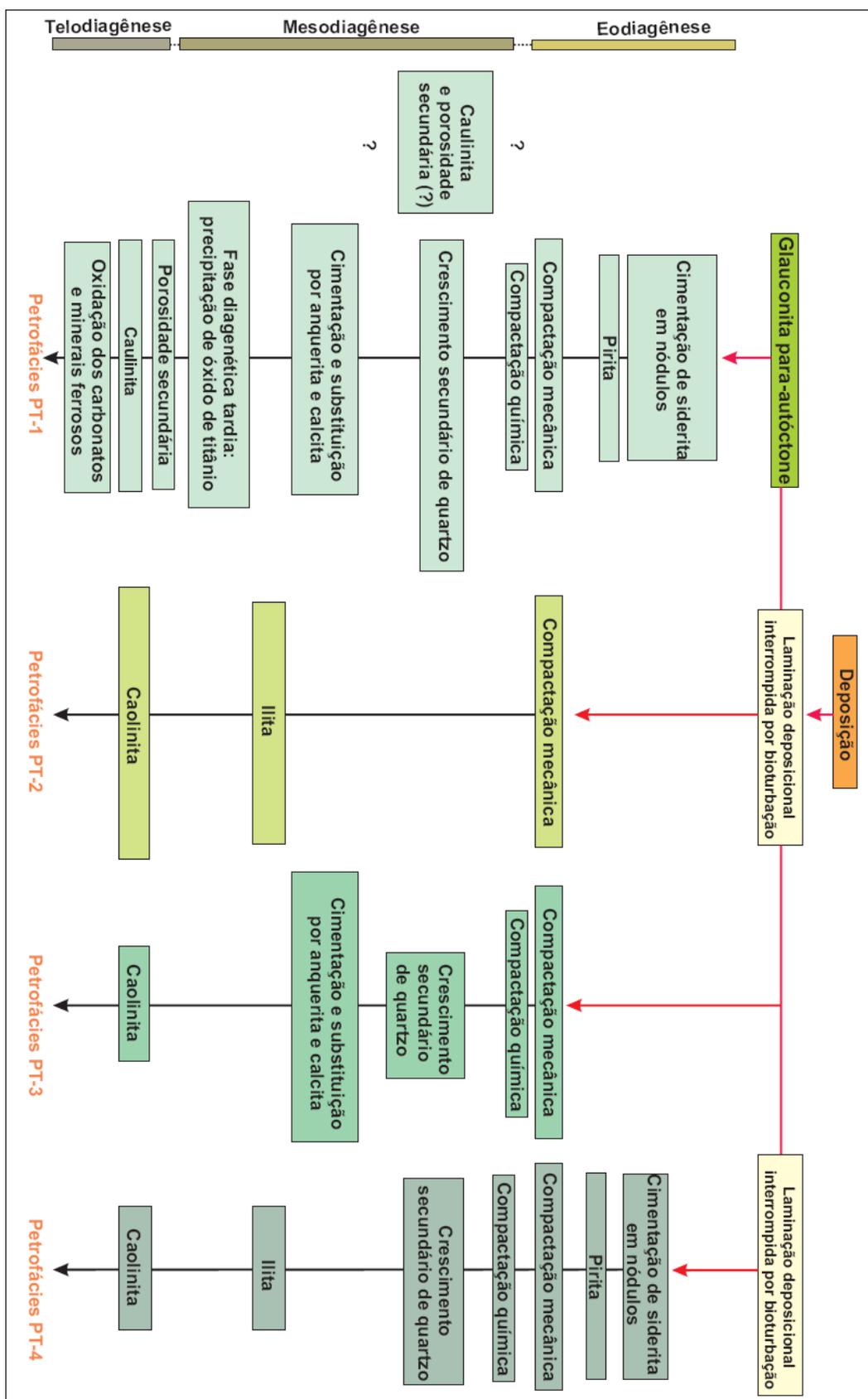


Figura 88 - Seqüência diagenética esquemática para os arenitos da Formação Ponta Grossa, sul da Bacia do Paraná (região de Tibagi, PR) (modificado de Oliveira & Pereira, 2008)

## 6.5 – Modelo de Evolução Diagenética para Região de Dom Aquino (MT)

Na região de Dom Aquino, as alterações diagenéticas observadas ocorreram de maneira similar às aquelas observadas por Freitas-Brazil (2004). Essa autora estudou três furos localizados em Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (RPL-1, RVR- 1 e RSP-1), nos quais identificou três petrofácies distintas. No furo Paleosul-01-DA- MT, foi notada uma camada, de cerca de 20 cm, formada quase que inteiramente por oóides de bertierina oxidados. Esse nível está cronoestratigraficamente relacionado ao furo RSP-1 estudado por Freitas-Brazil (2004). A discussão sobre essa importante petrofácies está disposta nos capítulos 8 e 9

A história diagenética para os arenitos desta região compreende os eventos eodiagenéticos relacionados: i) à precipitação de bertierina na forma de cutículas e na forma de oóides na petrofácies PDA-3. Há ainda a precipitação de siderita na forma de nódulos e cimentando na petrofácies PDA-2; e ii) à fase eodiagenética secundária que é marcada pela precipitação de pirita e dolomita (petrofácies PDA- 1).

As fases mesodiagenéticas, que ocorreram pós-compactação química, foram:

i) raro crescimento secundário de quartzo (petrofácies PDA-1); ii) evolução da bertierina para chamosita; e iii) cimentação por calcita e anquerita (principalmente na petrofácies PDA-3). Ocorre também a precipitação de óxido de titânio.

As fases telodiagenéticas foram: i) geração de porosidade secundária; e ii) precipitação de caolinita (figura 88).

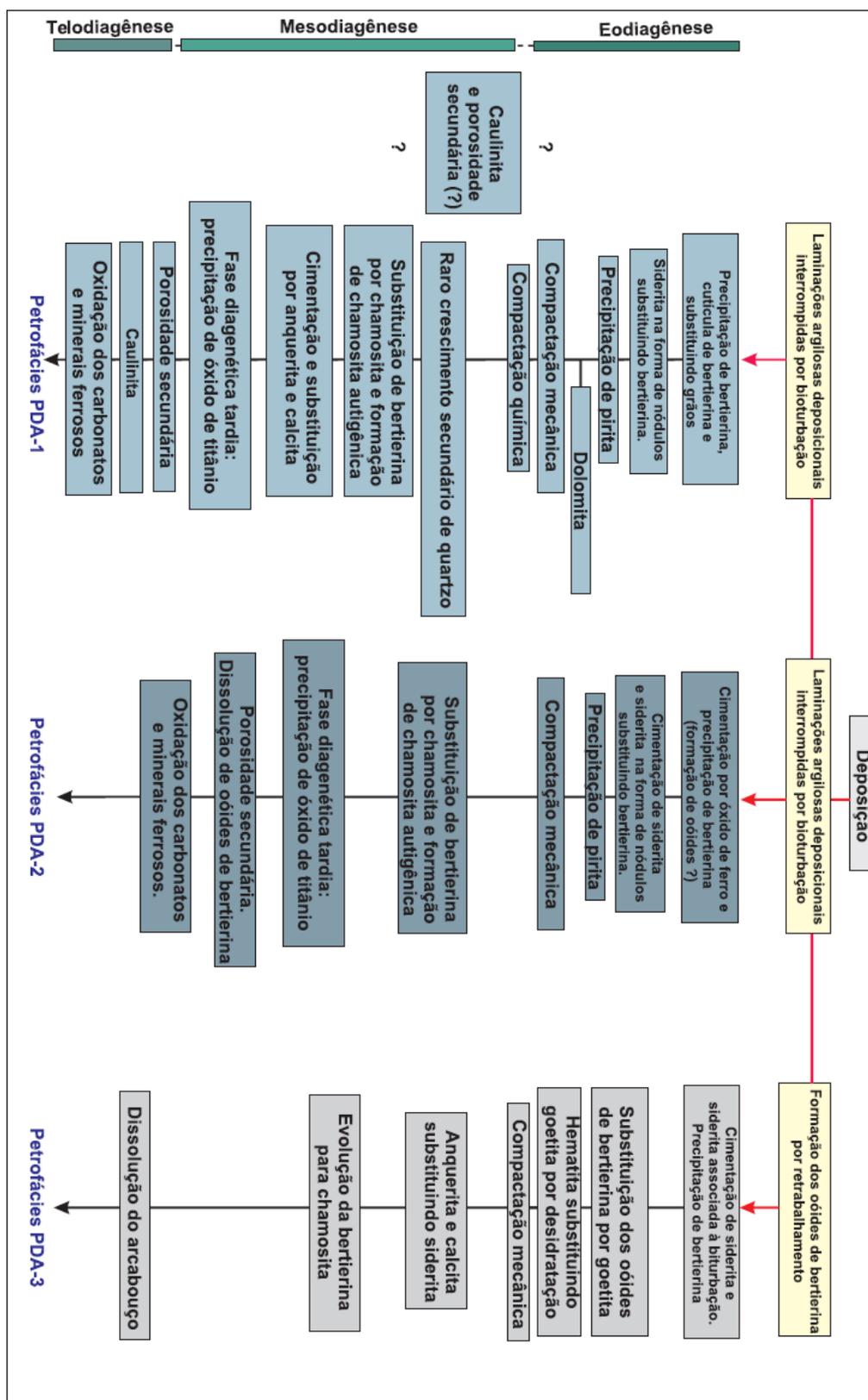


Figura 88 - Seqüência diagenética esquemática para os arenitos da Formação Ponta Grossa, sul da Bacia do Paraná (região de Dom Aquino, MT) (modificado de Freitas-Brazil, 2004)

## Capítulo 7

### Relação Entre a Estratigrafia de Seqüências e a Diagênese

---

O estudo integrado entre a estratigrafia de seqüências e as alterações diagenéticas de rochas siliciclásticas representa uma poderosa ferramenta de correlação. Trabalhos recentes (Hart *et al.*, 1992; Formoso *et al.*, 1993; Mckay *et al.*, 1995; Morad *et al.*, 2000; Ketzer, 2002; Taylor *et al.*, 2002; Worden & Morad 2003; Hlal *et al.*, 2007) demonstram, de maneira muito satisfatória, que as modificações eodiagenéticas, principalmente de ambientes costeiros e marinhos-rasos, são correlacionáveis com as mudanças relativas do nível do mar e, conseqüentemente, com os tratos de sistemas e suas superfícies limitantes.

Os principais controles exercidos pelo ambiente deposicional sobre os processos eodiagenéticos referem-se à composição da água, tipos e distribuição de constituintes intrabaciais, tempo de residência dos sedimentos sob condições geoquímicas específicas, padrões de fluxo de fluidos, controlados por geometria, conectividade, estruturas e texturas dos corpos porosos, e tipo e quantidade da matéria orgânica depositada (De Ros, 2009).

O trabalho de Formoso *et al.* (1993), apesar de não discursar sobre diagênese e estratigrafia de seqüências, buscou correlacionar a distribuição dos argilo-minerais de rochas pelíticas com as principais seqüências deposicionais da Bacia do Paraná (Seqüências Siluriana, Devoniana, Permo-Carbonífera e Juro- Cretácica). Estes autores demonstraram que essas assembléias de argilo-minerais estavam fortemente relacionadas às seqüências deposicionais da bacia. Mostraram ainda que as condições deposicionais específicas e o clima na área fonte foram os principais fatores que controlaram sua atual distribuição.

O trabalho de McKay *et al.* (1995) foi um dos primeiros a tratar deste tema na geologia sedimentar. Provaram que seria possível correlacionar as alterações eodiagenéticas ao influxo de água meteórica (devido à queda do nível do mar) e ao ambiente deposicional. Eles individualizaram cinco ambientes deposicionais na Formação Marshybank (Cretáceo Superior). Cada ambiente era caracterizado por uma assembléia de minerais eodiagenéticos. Sendo assim, de acordo com a localização na plataforma, estas assembléias mostrariam, por exemplo, o tipo de

água de poro presente, que seria influenciada de acordo com as variações relativas do nível do mar.

O trabalho de Morad *et al.*, (2000), focando o mesmo assunto, foi mais adiante. Seu trabalho além de integrar o estudo dos constituintes diagenéticos das rochas siliciclásticas à estratigrafia de seqüências, forneceu importantes informações a respeito do arcabouço estratigráfico.

De acordo com Morad *et al.* (2000) “a distribuição espacial e temporal das alterações diagenéticas nas seqüências siliciclásticas é fortemente controlada por um complexo arranjo de parâmetros inter-relacionados que conduzem as alterações durante a eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese”. Estes parâmetros incluem: ambiente tectônico, história térmica e de soterramento da bacia, evolução geoquímica, origem da água de poro (ou água de formação), ambiente deposicional e fácies, condições climáticas, propriedades físicas e químicas dos grãos do arcabouço, quantidade e reatividade da matéria orgânica, tempo de entrada e grau de saturação dos hidrocarbonetos na rocha e mudanças relativas do nível do mar.

As mudanças relativas do nível do mar e o aporte sedimentar são os principais fatores que controlam os eventos regressivos e transgressivos de uma bacia sedimentar. Estes eventos controlam a composição detrítica e o tempo de residência dos sedimentos, bem como a posição e a dinâmica da química da água de poro, sendo a última de fundamental importância no grau de mistura entre a água marinha e continental (Morad *et al.*, 2000; Ketzer *et al.*, 2003). Desta maneira, tais eventos, somados à ação climática e a composição detrítica de uma determinada fácies deposicional, terão forte influência nas reações eodiagenéticas das rochas siliciclásticas (Morad *et al.*, 2000; Ketzer *et al.*, 2003; Worden & Morad, 2003) (figura 89).

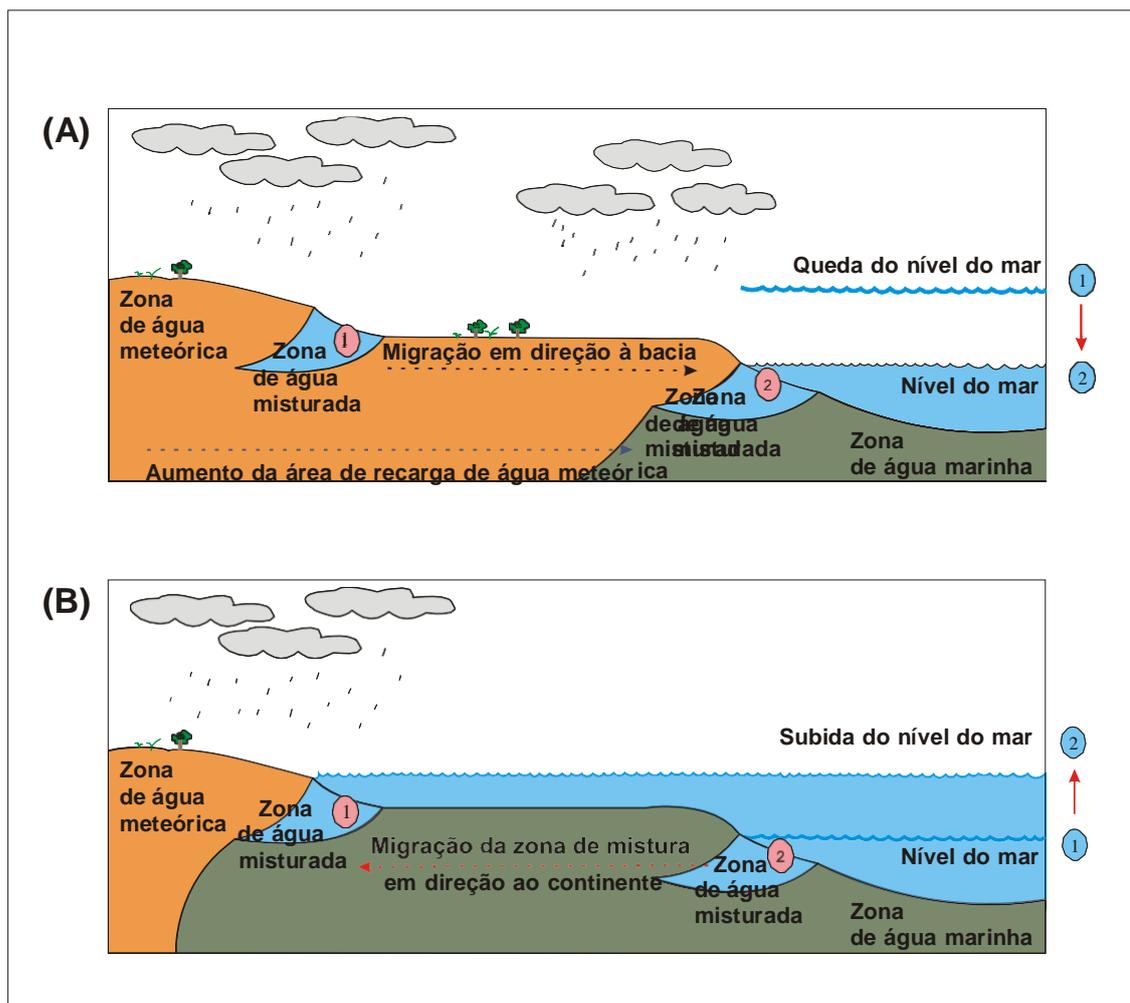


Figura 89 – Representação esquemática de duas situações hipotéticas, nas quais mudanças relativas do nível do mar, sob condições climáticas estáveis, controlam a posição da mistura da água marinha/meteórica e marinha, da água meteórica e da zona da água de poro marinha em depósitos marinho raso e transicional. (A) Devido à queda do nível relativo do mar, a zona de mistura da água de poro marinha/meteórica se move em direção à bacia, aumentando a área de recarga de água meteórica. (B) Durante a subida do nível relativo do mar, a zona de mistura da água de poro marinha/meteórica se move em direção ao continente, evoluindo para mistura marinha/meteórica e marinha (modificado de Ketzer et al., 2003).

## 7.1 – Relações Entre o Trato de Sistemas de Mar Baixo (TSMB) e as Modificações Eodiagenéticas

Os depósitos sedimentares relacionados ao TSMB ocorrem devido a uma queda do nível relativo do mar, ou à lenta subida do mesmo. Isto ocasiona a regressão da linha de costa em direção à bacia expondo uma ampla área da plataforma (Posamentier & Allen, 1999). Como resultado da queda eustática, pode haver a formação de vales incisivos, liberando uma enorme quantidade de sedimentos para a bacia. Devido a uma maior exposição subaérea da plataforma, a área de

recarga de água meteórica, em ambientes sob clima úmido, é expandida, resultando numa maior dissolução do arcabouço siliciclástico (figura 90).

Ambientes assim tornam bastante propícia a precipitação de caulinita e a formação de porosidade intragranular (figura 90), o que melhora a qualidade do reservatório (Ketzer *et al.*, 2003). No entanto, em condições de clima seco, o fluxo de água meteórica é limitado e a formação de caulinita é de menor importância ou ausente. Esta situação favorece a formação de esmectita, óxidos de ferro, sulfatos, zeólitas, calcrete, dolocrete e silcrete (Morad *et al.*, 2000). Espera-se um decréscimo progressivo de caulinita em direção à superfície transgressiva (ST), devido ao progressivo aumento do nível do mar, o que diminui a influência da água meteórica na bacia (Meisler *et al.*, 1984 *apud* Ketzer *et al.*, 2003).

A glauconita alóctone pode ocorrer no TSMB marinho devido à erosão e redeposição de depósitos mais antigos (figura 90). Estas glauconitas possuem texturas indicativas de retrabalhamento, como a estrutura lamelar destruída. Por outro lado, a glauconita autóctone é relativamente rara neste trato de sistemas devido às condições pouco favoráveis para a sua formação (Amorossi, 1997; Ketzer *et al.*, 2003).

A rara ocorrência de cimentação carbonática marinha no TSMB é devida à alta taxa de sedimentação característica deste trato, o que diminui o tempo de residência dos sedimentos em profundidades rasas (figura 90). Isto dificulta a difusão de cálcio para a precipitação de carbonato. No TSMB a quantidade de bioclastos também é menor, ou seja, há menos nucleadores (Morad *et al.*, 2000; Ketzer *et al.*, 2003).

O TSMB é limitado na base pelo limite de seqüência (LS) e em seu topo pela superfície transgressiva (ST). De acordo com Ketzer *et al.* (2003), a diagênese dos depósitos arenosos abaixo do LS são fortemente influenciados pelas condições paleoclimáticas vigentes. Assim, em condições de clima úmido, devido a uma maior circulação da água meteórica, haverá grande dissolução de minerais detríticos, o que favorece a formação de porosidade secundária e precipitação de caulinita. Já os depósitos que sofrerem a ação da ST serão retrabalhados, fato este que pode alterar ou remover as características dos depósitos descritos.

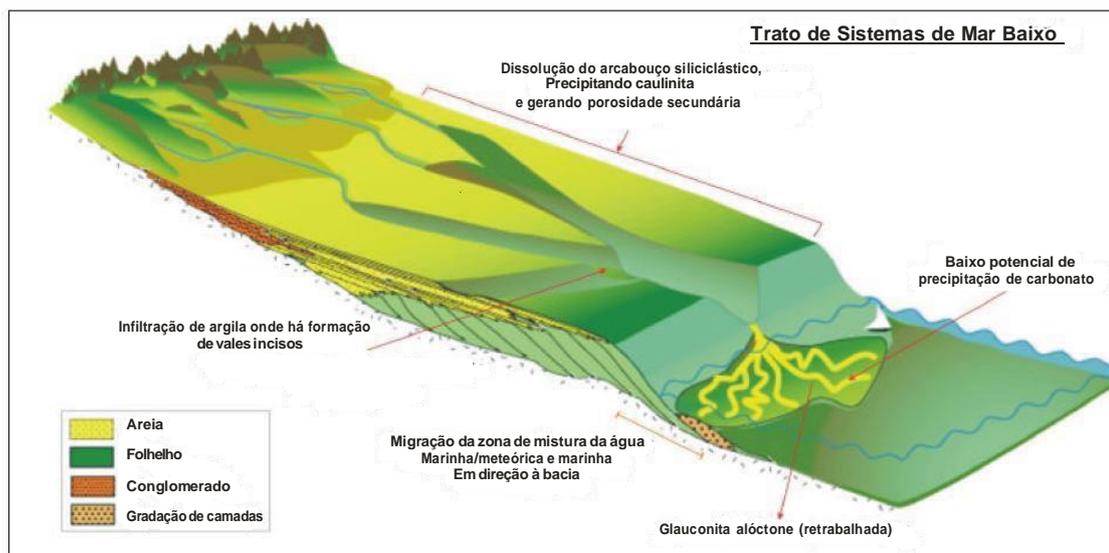


Figura 90 – Prováveis alterações eodiagenéticas em uma bacia hipotética relacionadas ao TSMB (Modificado de Christopher & Kendall, 2001 apud Freitas-Brazil, 2004)

## 7.2 – Relações Entre o Trato de Sistemas Transgressivo (TST) e as Modificações Eodiagenéticas

O TST está relacionado a uma subida relativa do nível do mar, a qual resulta em um aumento do espaço de acomodação e na retrogradação de fácies finas em direção ao continente (Van Wagoner *et al.*, 1990; Posamentier & Allen, 1999). Durante o TST, devido ao contínuo aumento relativo do nível do mar, há um decréscimo da área de recarga de água meteórica, o que provoca a migração da zona da água de poro marinha em direção ao continente. Conseqüentemente, haverá uma diminuição da formação de caulinita em direção à superfície de inundação máxima (SIM), se nenhuma alteração climática significativa ocorrer (Ketzer *et al.*, 2003) (figura 91).

Ambientes marinhos são caracterizados por águas levemente alcalinas (pH 8.3) com amplo domínio dos íons  $\text{Na}^+$  e  $\text{Cl}^-$ , e moderada concentração de  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$ . A interação da matéria orgânica e de soluções inorgânicas oxidantes ( $\text{SO}_4^{2-}$ , por exemplo) causa rápida alteração eodiagenética dos sedimentos sob profundidades rasas. Assim, a ação catalisadora das bactérias somada à forte mistura das reações oxidantes e redutoras deste ambiente, leva à formação de uma assembléia mineral característica que inclui sulfetos de ferro,

cimentos carbonáticos e amplas superfícies de silicatos de ferro características como glauconita, bertierina e esmectita (Worden & Morad, 2003).

Os arenitos do TST possuem elevada concentração de cimento carbonático em comparação com os arenitos do TSMB e do trato de sistemas de mar alto (TSMA) tardio. Isso ocorre devido ao intenso retrabalhamento por onda das areias da plataforma, incorporando, nesses arenitos, bioclásticos carbonáticos, que irão aumentar as chances de precipitação de concreções (figura 91). Segundo Bjørkun & Walderhaug (1990), os bioclastos carbonáticos são a principal fonte da cimentação calcítica, sendo responsáveis por sua distribuição e geometria. Porém, há também íons derivados da água do mar por difusão iônica (Ketzer, 2002). No entanto, a difusão iônica só é eficiente em profundidades menores que 10 m. Assim, ocorrerá maior cimentação carbonática em ambientes de profundidades rasas e sob um longo período de residência. Dessa maneira, espera-se que no interior de superfícies condensadas, como na SIM, onde a taxa de sedimentação é muito baixa, seja um ambiente favorável para proliferação de cimento carbonático (Morad *et al.*, 2000).

A glauconita autóctone é um mineral característico do TST e sua abundância aumenta da base para o topo em direção à SIM (figura 91). Forma-se em ambiente marinho aberto, de água de poro marinha subóxica, mas que tenham pequenas condições redutoras, elevadas concentrações de ferro, baixas taxas de sedimentação e de leve enriquecimento em matéria orgânica (Amorossi, 1997; Morad *et al.*, 2000). A bertierina também pode estar ligada a superfícies de inundação e apresentar estrutura ooidal, no entanto ela se forma em ambiente estuarino/proximal em sedimentos que são enriquecidos em óxidos de ferro e matéria orgânica, sob condições extremamente redutoras (Morad *et al.*, 2000).

No TST a taxa de suprimento sedimentar é bastante reduzida, principalmente na época de instalação da SIM e de seções condensadas (figura 91). O longo tempo de residência dos sedimentos neste ambiente favorece as reações com a água do mar. A precipitação de esmectita está condicionada a essas condições, especialmente em ambientes ricos em sedimentos de rochas vulcânicas (Morad *et al.*, 2000).

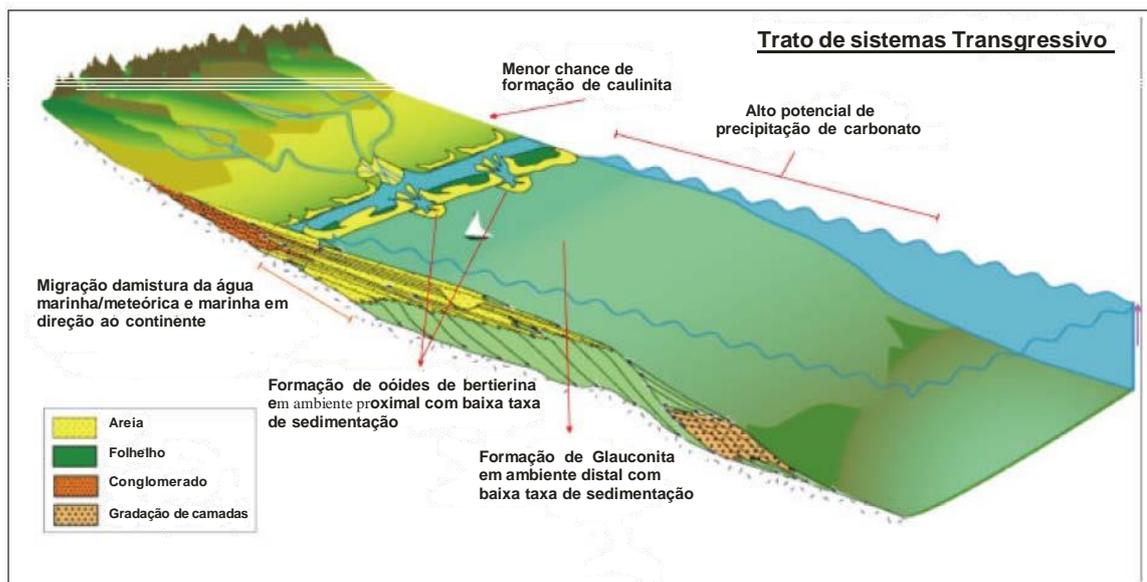


Figura 91 – Prováveis alterações eodiagenéticas, em uma bacia hipotética, relacionadas ao TST (Modificado de Christopher & Kendall, 2001 apud Freitas-Brazil, 2004)

### 7.3 – Relações Entre o Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA) e as Modificações Eodiagenéticas

Os depósitos do TSMA ocorrem em resposta à lenta subida do nível relativo do mar e, posteriormente, aos estágios iniciais de sua queda. Em razão do elevado fluxo de sedimentos que chega à bacia, a taxa de aporte sedimentar supera a taxa de acomodação. Conseqüentemente, a transgressão da linha de costa cessa e passa a regredir, havendo uma progradação de fácies grossas (Van wagoner *et al.*, 1990; Posamentier & Allen, 1999) e da zona da água meteórica em direção à bacia (Ketzer *et al.*, 2003) (figura 92).

Devido ao aumento da razão areia/argila no TSMA, há um decréscimo na quantidade de glauconita autigênica, mas um aumento no percentual de bertierina. Isso se deve ao fato da bertierina ocorrer em planícies costeiras e em ambientes marinhos rasos, onde há condições geoquímicas favoráveis para a sua formação, tais como baixa concentração de sulfato na água de poro (devido à mistura da água marinha com a água meteórica) e ao abundante aporte de íons de ferro (Ketzer *et al.*, 2003 ; Worden & Morad, 2003) (figura 92).

No topo do TSMA ocorrem depósitos associados a ambientes fluviais, onde as incursões de água meteóricas são mais acentuadas. Com isso, dependendo das condições climáticas dominantes, pode haver a caolinização de minerais instáveis,

argilas infiltradas, pedogênese ou a formação de argilo-minerais ricos em magnésio (Worden & Morad, 2003) (figura 92).

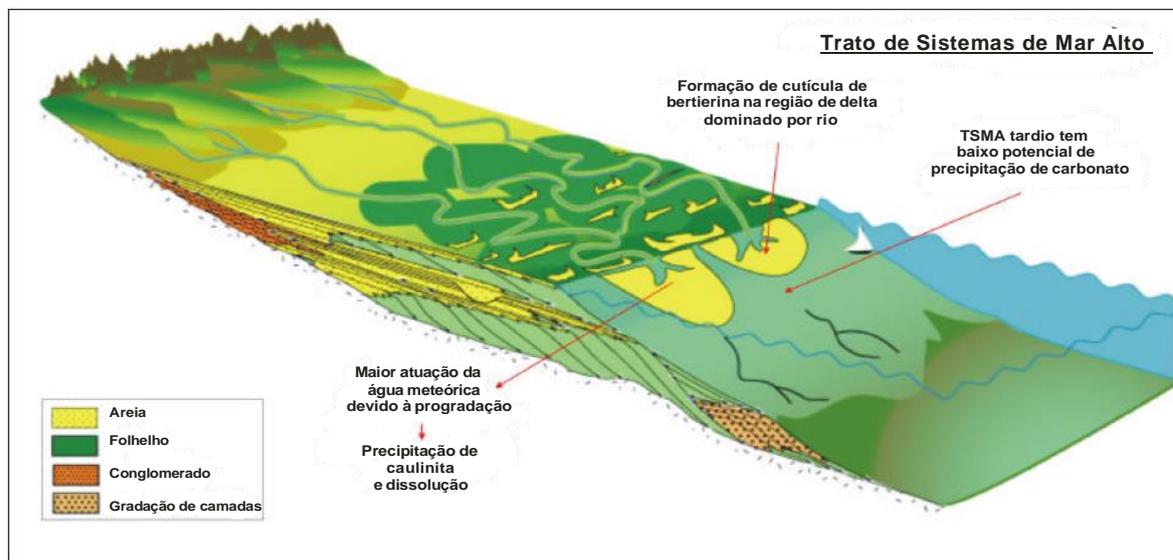


Figura 92 – Prováveis alterações eodiagênicas, em uma bacia hipotética, relacionadas ao TSM (Modificado de Christopher & Kendall, 2001 apud Freitas-Brazil, 2004)

## Capítulo 8

### Integração dos Dados Diagenéticos Com o Arcabouço Estratigráfico

---

De acordo com publicações recentes acerca do posicionamento estratigráfico de determinados minerais eodiagenéticos (Amorossi, 1997; Morad *et al.*, 2000; Ketzer, 2002; Ketzer *et al.*, 2003; Worden & Morad, 2003), buscou-se desenvolver uma comparação entre o arcabouço estratigráfico de 3ª e 4ª ordem proposto para asseções estudadas com os diferentes minerais diagenéticos observados.

Como demonstrado no capítulo anterior, durante o processo diagenético, as variações do nível do mar pode influenciar nas modificações de certos minerais, o que gera uma ligação entre os aspectos diagenéticos e as superfícies-chave das seqüências deposicionais. No entanto, sob soterramento profundo, muitos intervalos podem ser fortemente substituídos por carbonato. Isto pode dificultar a correlação da eodiagênese com o arcabouço estratigráfico definido.

Dessa maneira, algumas relações puderam ser feitas. As principais estão relacionadas a minerais eodiagenéticos, os quais aumentam seu percentual em direção às SIMs. Portanto, ambientes pouco profundos, relacionados ao Devoniano da Bacia do Paraná, propiciariam a decomposição da matéria orgânica e concomitante reações de oxi-redução de óxidos metálicos, principalmente de ferro. Estes ambientes, característicos de TST, teriam gerado uma assembléia mineral característica, formada especialmente por: siderita, pirita, glauconita e bertierina.

#### 8.1 – Divisão do Arcabouço Estratigráfico Com Base nos Dados Diagenéticos

Na análise dos constituintes diagenéticos dos furos de sondagens estudados, foi possível perceber alguns padrões de correlação. A partir desta análise são propostas unidades diagenéticas, as quais podem estar sendo controladas pelo arcabouço estratigráfico.

Para esta correlação foi utilizado, como dito anteriormente, os constituintes eodiagnéticos que demonstraram maior correlação, cuja gênese está intimamente relacionada às mudanças ambientais causadas pela variação relativa do nível do mar. Vale ressaltar aqui que o furo 9-PPG-4-PR não está presente nesta correlação, pois neste não foram feitos perfis de raio gama e carbono orgânico total (COT).

### **8.1.1 – Furo 9-PPG-1-PR**

Neste furo de sondagem foram identificadas duas unidades diagenéticas (anexo IV), estando o limite entre elas posicionado na profundidade de 54 m, onde há um aumento percentual de cimento carbonático e um decréscimo no volume de pirita framboidal, siderita e illita/esmectita introduzida por bioturbação.

Vale notar que neste furo de sondagem não há a presença da glauconita. Isto pode estar associado à forte erosão ocorrida no Permo-Carbonífero que teria erodido todo o registro devoniano mais jovem nesta parte da bacia, ou ainda devido à ausência de condições geoquímicas favoráveis para a formação da mesma.

### **8.1.2 – Furo 9-PPG-2-PR**

A base deste furo é marcada por um pico de glauconita e cimento carbonático na profundidade de 112 m (anexo IV), onde a partir daí começa a haver um decréscimo destes constituintes e aumento de pirita framboidal e siderita, principalmente. Outro ciclo é iniciado marcado pelo o aumento de cimento carbonático e pirita framboidal, e ausência de glauconita. Esse ciclo é sucedido por um pico de glauconita e cimento carbonático e decréscimo de pirita e siderita.

### **8.1.3 – Furo 9-PPG-3-PR**

A base deste furo de sondagem é notadamente marcada por picos de glauconita, cimento carbonático, pirita framboidal e siderita (anexo IV). A integração destes dados com o arcabouço estratigráfico pode estar marcando um afogamento

numa escala de quarta ordem (anexo VI). Após este ponto há, em geral, um decréscimo no volume destes minerais. .

O ciclo seguinte é marcado pelo aumento percentual considerável de ilita/esmectita na profundidade 60 m. Há também presença de cimento carbonático e pirita framboidal. A glauconita é ausente. O último ciclo identificado neste poço foi individualizado pela queda percentual de ilita/esmectita e aumento de siderita.

#### **8.1.4 – Furo 9-PPG-5-PR**

Foram identificadas neste furo duas unidades diagenéticas principais, separadas na profundidade de 46 m (anexo IV), onde há picos percentuais de cimento carbonático e ilita/esmectita. Neste mesmo ponto, glauconita e siderita são nulas. Há uma queda no volume de pirita framboidal.

#### **8.1.5 – Furo Paleosul-01-DA-MT**

A primeira unidade diagenética, determinada na base deste furo de sondagem na profundidade 193m, é caracterizada por grande concentração de bertierina/chamosita e siderita, principalmente (anexo V). Ocorre também pico de pirita framboidal. Neste mesmo ponto é notável o decréscimo no volume de quartzo e considerável volume de macroporosidade, a qual atinge o percentual de 12 %.

Na profundidade de 60m ocorre um importante evento diagenético com a precipitação de óxidos de bertierina (capítulo 6). Neste nível ocorre siderita em elevados percentuais também. A macroporosidade é baixa. Não se observa a presença de quartzo

## 8.2 – Integração dos Dados Diagenéticos e Estratigráficos da Região de Tibagi (PR)

A base de dados analisada na porção sul da Bacia do Paraná é representada pelos testemunhos amostrados na região de Tibagi e Ponta Grossa (PR) (9-PPG-1-PR a 9-PPG-5-PR, figura 1). O arcabouço estratigráfico utilizado nessa região para a integração com os dados diagenéticos adquiridos, segue proposto por Rezende (2007). O intervalo Praguiano/Emsiano representado nos furos PPGs (anexo VI) foi determinado de acordo com o trabalho de Gaugris & Grahn (2006), que dataram, a partir de espécies de quitinozoários, os furos 9-PPG-2-PR e 9-PPG-6-PR.

A caracterização petrográfica e composicional, bem como a individualização dos constituintes diagenéticos observados nestes arenitos, foram descritos no capítulo 6.

### 8.2.1 – Relação da glauconita com o arcabouço estratigráfico

A glauconita é um argilomineral rico em  $\text{Fe}^{3+}$ . Nas amostras estudadas, encontra-se distribuída nos arenitos dos furos 9-PPG-2-PR, 9-PPG-4-PR e, principalmente, na base do furo 9-PPG-3-PR, sempre em pequenas porcentagens (média de 0.12%). No entanto, este argilomineral é tratado como um constituinte para-autóctone pelo fato de, provavelmente, ter sido retrabalhado de depósitos contemporâneos a ele (item 7.2).

A glauconita autóctone está relacionada a ambientes marinhos e, sendo assim, sua formação é favorecida no TST. Sua abundância aumenta em direção às SIMs e diminui gradativamente após esta superfície. Sua presença no furo 9-PPG-2-PR indica com clareza sua relação com a SIM, corroborando com a hipótese de sua formação em ambiente marinho aberto (anexo VI).

### **8.2.2. – Relação do cimento carbonático (anquerita e calcita) com o arcabouço estratigráfico**

A calcita ocorre como cimento intergranular, substituindo, total ou parcialmente, grãos detríticos do arcabouço, como quartzo, feldspato e micas. Sua abundância está relacionada, principalmente, ao TST e aos estágios iniciais do TSMA. Isto se dá pelo fato de haver, nestes tratos de sistemas, maior tempo de residência dos sedimentos, como também maior número de bioclastos carbonáticos, ou seja, mais nucleadores para este cimento (anexo VI).

Na seção estudada, observou-se maior concentração de cimentação carbonática, em especial, no furo 9-PPG-3 (petrofácies PT-3). Esta cimentação calcítica teria ocorrido tanto no estágio eodiagenético, como no estágio mesodiagenético pós-compactação. Em muitas amostras, foi observada a ocorrência de calcita e anquerita juntas. Isso pode ser explicado pela constante mudança na composição da água de poro (Morad *et al.*, 2000).

### **8.2.3 – Relação da siderita com o arcabouço estratigráfico**

A siderita ocorre tanto como nódulos, como também cimento em blocos em níveis referentes aos furos 9-PPG-1-PR, 9-PPG-2-PR, 9-PPG-3-PR e 9-PPG-4-PR.

Sua ocorrência também foi notada, principalmente, no TST onde sua formação é favorecida em resposta ao caráter redutor destes ambientes, devido à ação abiótica ou bacteriana. Dessa maneira, a concentração de bicarbonato na água aumenta, tornando possível a formação de siderita. Percebe-se, especialmente nos furos 9-PPG-2-PR e 9-PPG-3-PR, o aumento da concentração de siderita em direção à SIM e um decréscimo deste percentual entre o limite de seqüência (LS) e aSIM, ou seja, no TSMB (anexo VI).

### **8.2.4 – Relação da pirita com o arcabouço estratigráfico**

A precipitação de pirita ocorre em níveis relacionados a eodiagênese na zona de redução de sulfato. A mesma foi observada em abundância no furo 9-PPG-4-PR

(petrofácies PT-4) (não presente na correlação) e nos furos 9-PPG-1-PR e 9-PPG-2-PR. Ocorre principalmente associada ao material argiloso no TST.

No furo 9-PPG-2-PR, é possível observar o progressivo aumento na concentração de pirita em direção à SIM (anexo VI). No Furo de sondagem 9-PPG- 1-PR, a inundação é bem marcada com um pico de pirita a 48.90 m (lâmina DEPA 66).

### **8.2.5 – Relação da illita/esmectita com o arcabouço estratigráfico**

A illita e a esmectita ocorrem interestratificadas, especialmente nos furos 9- PPG-2-PR, 9-PPG-3-PR, 9-PPG-4-PR e 9-PPG-5-PR (anexo VI)

Sua ocorrência em hábito alongado entre os grãos, indicativa de uma origem a partir de argilas infiltradas, está relacionada à progradação no TSMA tardio (Ketzer *et al.*, 2003 e Hlal *et al.*, em preparação). Podem também estarem relacionadas à intraclastos lamosos formando, em depósitos marinhos, superfícies de ravinamento, as quais marcam transgressões.

Todavia, segundo De Ross (1998), a distribuição heterogênea das illitas, especialmente na região do Arco de Ponta Grossa, estaria relacionada à circulação de fluidos quentes entre falhas e fraturas devido ao soerguimento do arco homônimo Jurássico e Cretáceo Inferior.

### **8.2.6 – Relação da caolinita com o arcabouço estratigráfico**

A origem eodiagenética da caolinita nos arenitos Devonianos da Bacia do Paraná está relacionada, principalmente: (i) ao engolfamento dos minerais mesodiagenéticos, como crescimento secundário de quartzo e cimento carbonático, (ii) à conversão de caolinita em diquita, e (iii) à expansão das muscovitas (MacAulay *et al.*, 1994; Hlal *et al.*, em preparação).

A formação de caolinita é favorecida no TSMB e no topo do TSMA. Esses tratos de sistemas são caracterizados por extensa progradação e dependendo das

condições climáticas, pode haver a caolinização de minerais instáveis, argilas infiltradas e formação de porosidade secundária.

A caolinita foi observada em abundância no furo 9-PPG-3-PR. A acentuada ocorrência de caolinita nos arenitos da Formação Ponta Grossa pode estar relacionada à forte erosão glacial ocorrida no Permiano, onde foram depositados os arenitos do Grupo Itararé, o que gerou um hiato de aproximadamente 50 Ma (Milani, 1997) (anexo IX). Dessa maneira, se algum pequeno soerguimento ocorreu, esses sedimentos podem ter sofrido a ação da água meteórica antes de entrarem na fase mesodiagética. Assim, pode ter havido a dissolução de minerais felsicos e conseqüente precipitação de caolinita. No entanto, o desconhecimento da detalhada história de soterramento desta região da bacia dificulta ainda mais seu entendimento (Freitas-Brazil, 2004).

### **8.2.7 – Relação do crescimento secundário de quartzo com o arcabouço estratigráfico**

A dissolução intergranular dos grãos de quartzo, por pressão, nos arenitos estudados é entendido como resultado da compactação química, que é um importante processo para geração interna de sílica, especialmente na presença de grãos de illita e muscovita (Oelkers *et al.*, 1996; Morad *et al.*, 2000).

O crescimento secundário de quartzo apresenta maiores valores percentuais no TSMA. Isso pode ocorrer devido à menor abundância e extensão de coberturas de bertierina/clorita no TSMA em comparação com o TST (Hlal *et al.*, em preparação).

### **8.3 – Integração dos Dados Diagenéticos e Estratigráficos da Região de Dom Aquino (MT)**

A região noroeste da Bacia do Paraná foi caracterizada nesta dissertação, a partir da análise do furo Paleosul-01-DA-MT. Assim como nos furos PPGs, as principais relações que puderam ser feitas, estão relacionadas a minerais

eodiagenéticos, aparentemente controlados pela SIM (siderita, pirita, glauconita, e bertierina). O intervalo Givetiano/Frasniano no furo Paleosul-01-DA-MT (anexo VII) foi determinado por Mendlowics Mauller (2008).

### **8.3.1 – Relação da bertierina/chamosita com o arcabouço estratigráfico**

A bertierina se forma em condições de soterramento pouco profundo, onde há uma progressiva diminuição da quantidade de oxigênio dissolvido na água de poro, na zona de redução de nitrato (Taylor & Curtis, 1995). A mesma está estritamente associada à chamosita nos arenitos do Devoniano Médio-Superior da Bacia do Paraná. A bertierina evolui para chamosita em condições de alta temperatura.

A abundância da cutícula de bertierina/chamosita é maior no TST, em comparação com o TSMA. Em função da maior progradação das fácies e oxigenação do meio, as condições ambientais seriam pouco favoráveis para a formação deste mineral em TSMA (anexo VII).

A bertierina foi observada no noroeste da Bacia do Paraná, também sob a forma de oóides. A formação desta fácies rica em ferro, nesta região, ocorreria abaixo da ST. Assim, haveria a deposição de argilas e óxidos de ferro, alternada com períodos de correntes de tempestade, as quais seriam responsáveis pela textura oolítica destes depósitos (Collin *et al.*, 2005).

É feita aqui uma correlação com o furo RSP-1, estudado por Freitas-Brazil (2004) nessa mesma região. Os oóides de ferro descritos por essa autora estão correlacionados cronoestratigraficamente com os descritos nesta dissertação. Esse extenso limite de seqüências, da ordem de 100 km, demonstra a coerência da bacia e está de acordo com o modelo de regressões forçadas de Bergamaschi e Pereira (2001). Dessa maneira, no caso da Bacia do Paraná com uma fisiografia em rampa, com regressões desse tipo, grandes áreas são expostas e imensos limites de seqüências como este, podem ser produzidos (anexo VIII).

Acredita-se que a área fonte para a grande quantidade de ferro observada nos arenitos desta região, estaria relacionada ao Maciço do Urucum. Todo esse ferro

se depositou em ambientes sob clima quente e úmido. Tais condições climáticas teriam sido estabelecidas no Devoniano Médio-Superior (Mello, 1988).

### **8.3.2 – Relação da siderita com o arcabouço estratigráfico**

Nesta região a siderita ocorre em nódulos, ou na forma de cimento no furo Paleosul-01-DA-MT. Assim como nos furos PPGs, a siderita está relacionada a momentos de transgressão, com progressivo aumento percentual em direção à SIM (anexo VII)

### **8.3.3 – Relação da pirita com o arcabouço estratigráfico**

A formação de pirita ocorre associada ao material argiloso, especialmente em TST. No noroeste da Bacia do Paraná esta geralmente aparece substituindo argilas redistribuídas por bioturbação, intraclastos lamosos, pseudomatriz e grãos do arcabouço. Observa-se um progressivo aumento do volume da pirita em direção à SIM, onde espera-se haver maior redução de sulfato (anexo VII).

### **8.3.4 – Relação da illita/esmectita com o arcabouço estratigráfico**

Na região de Dom Aquino a illita/esmectita ocorre, conforme notado nos furos PPGs, associada à argilas infiltradas por bioturbação, principalmente em trato de sistemas transgressivo (anexo VII)

## **8.4 – Influência da diagênese na qualidade dos reservatórios**

As alterações diagenéticas irão influenciar diretamente na qualidade dos reservatórios, pois a evolução dessas modificações é responsável pelo aumento, destruição e preservação de porosidade nos arenitos. A formação de porosidade intergranular e intragranular (poros móldicos) pela dissolução de grãos de feldspato, micas e do cimento carbonático são as principais causas do aumento de porosidade. Neste caso, a dissolução do cimento calcítico contribui, não só para o aumento de

porosidade, como também para o aumento de permeabilidade, considerando que a dissolução dos grãos de mica e feldspato aumentam a porosidade, mas não a permeabilidade dos depósitos (Hlal *et al.*, em preparação). Entretanto, o estágio onde ocorre a dissolução do cimento carbonático é de difícil determinação. Segundo Morad *et al.* (2000), esta deve ocorrer durante algum soerguimento e posterior erosão dos depósitos (na telodiagênese), ou devido à ação da água meteórica, que é em geral de pH baixo, o que facilita a dissolução de calcita.

Nos furos dos dois intervalos estudados (compreendidos nas regiões de Tibagi – Devoniano Inferior – e Dom Aquino – Devoniano Superior) foi notada maior concentração, tanto de porosidade intergranular, como de porosidade intragranular (anexo VI), no TSMA. Isto se deve ao maior influxo de água meteórica nos arenitos, devido à progradação e conseqüente aumento das áreas de recarga nesse trato de sistemas (Morad *et al.*, 2000; Ketzer *et al.*, 2003).

Foi notada no furo Paleosul, na petrofácies PDA-3, uma porosidade de ~ 4%. Essa porosidade é associada à fase final da diagênese (telodiagênese), onde o arcabouço pode ter sido dissolvido por ação de água meteórica, por exemplo. Essa petrofácies pode ser um importante reservatório, se considerarmos o potencial da Bacia do Paraná para geração de gás.

## Capítulo 9

### Conclusões

---

A evolução da estratigrafia, a partir das técnicas sismoestratigráficas publicadas no Memoir 26 da AAPG (1977), possibilitou um maior entendimento do registro sedimentar, sendo este, agora, dividido em seqüências e não mais litoestratigraficamente. Isto significou um novo paradigma para a comunidade geocientífica e houve uma profunda mudança no tratamento e interpretação dos dados estratigráficos, sobretudo nas bacias *offshore*.

No entanto, a aplicabilidade dos conceitos da estratigrafia de seqüências em bacias de interior continental, como é o caso da Bacia do Paraná, necessita de algumas adaptações. Neste tipo de bacia (em razão de sua fisiografia em rampa e conseqüentemente devido ao pequeno espaço de acomodação) pequenas quedas do nível relativo do mar podem representar um extenso movimento regressivo da linha de costa. Do mesmo modo que uma subida relativa do nível do mar pode provocar imensas inundações. Todavia, a estratigrafia de seqüências, quando correlacionada com outras ferramentas, como a bioestratigrafia, a estratigrafia química e mesmo a diagênese, pode auxiliar no reconhecimento das superfícies limitantes internas à seqüência, tornado possível seu uso em baciasintracontinentais.

Dessa maneira, sendo o ambiente deposicional o principal agente direcionador das modificações eodiagenéticas (Worden & Morad, 2003), é possível inferir que as mudanças relativas do nível do mar, juntamente com uma série de parâmetros inter-relacionados como: as condições climáticas vigentes e a química da água de poro (Morad *et al.*, 2000), por exemplo, podem influenciar no andamento das alterações eodiagenéticas. Este é um novo campo de pesquisa na geologia do petróleo, o qual representa, através da integração do estudo diagenético das rochas siliciclásticas com a estratigrafia de seqüências, uma poderosa ferramenta de correlação estratigráfica.

As modificações diagenéticas que afetaram os arenitos Devonianos, da região de Tibagi, foram em ordem progressiva: precipitação de siderita em forma de

nódulos, precipitação de pirita, crescimento secundário de quartzo, ilitização de micas e caolinitas, cimentação por calcita, precipitação de óxido de titânio, geração de porosidade secundária e precipitação de caolinita. Na região de Dom Aquino a ordem diagenética observada foi: precipitação de bertierina na forma de cutículas e na forma de oóides, precipitação de siderita na forma de nódulos e cimentando, precipitação de pirita e dolomita, raro crescimento secundário de quartzo, evolução da bertierina para chamosita; cimentação por calcita e anquerita, precipitação de óxido de titânio, geração de porosidade secundária e precipitação de caolinita.

Foram reconhecidos padrões diagenéticos de correlação em relação ao arcabouço estratigráfico. A partir desta análise foram propostas unidades diagenéticas, as quais podem estar sendo controladas pelo arcabouço estratigráfico. Dessa maneira, algumas relações puderam ser feitas. As principais foram relacionadas a minerais eodiagenéticos que demonstraram maior correlação, cuja gênese está intimamente relacionada às mudanças ambientais causadas pela variação relativa do nível do mar. Ambientes pouco profundos, relacionados ao Devoniano da Bacia do Paraná, propiciariam a decomposição da matéria orgânica e concomitante reações de oxidação-redução de óxidos metálicos, principalmente de ferro. Estes ambientes, característicos de TST, teriam gerado uma assembléia mineral característica, formada especialmente por: siderita, pirita, glauconita, bertierina e cimentação carbonática (calcita e dolomita). Todos esses minerais apresentaram padrões de aumento percentual em direção às SIMs.

Foi possível observar boa relação entre os minerais diagenéticos descritos e o arcabouço estratigráfico proposto para as partes sul e norte da Bacia do Paraná. Os constituintes eodiagenéticos correlacionaram-se satisfatoriamente com os perfis de raio gama e COT, sendo usados, também, como parâmetros para a determinação das superfícies-chave das seqüências deposicionais. Esta relação foi bem marcada, principalmente, pela glauconita para-autóctone, siderita, pirita framboidal e pela cimentação carbonática, especialmente na base do poço 9-PPG-3-PR e no topo do poço 9-PPG-2-PR, onde estes minerais marcam inundações ocorrida nestes poços numa escala de deposição de 4ª ordem. No poço Paleosul 01-DA-MT, o elevado percentual de bertierina/chamosita (referentes aos oóides de bertierina) na profundidade ~60m marca um importante limite de seqüência, o qual possui importância em escala de bacia.

A ausência de bertierina e oóides de goetita nos furos de sondagens (referentes à parte sul) da Bacia do Paraná pode ser atribuída a um fator climático, como fora observado por Freitas-Brazil (2004), em furos localizados na região sul de Mato Grosso, abrangendo também arenitos da Formação Ponta Grossa.

Uma possível razão pela qual não foram observados bertierina e oóides de goetita, e apenas glauconita, no intervalo compreendido entre o Praguiano e o Emsiano (furos PPGs), pode estar relacionada a este fator climático na escala de bacia. Isto estaria associado à temperatura das águas, no Devoniano Inferior, estarem mais frias na parte sul da bacia, propiciando a formação de glauconita ao invés de bertierina.

Outro fator que corroboraria com esta hipótese, é o declínio da fauna malvinocráfica (indicativa de águas frias) do Devoniano do Brasil a partir do Givetiano (Melo, 1988). Esse mesmo autor ainda conclui que a mortandade desta fauna teria sido causada por uma mudança climática importante, associada a correntes marinhas quentes vindas do norte.

Os dados Petrográficos do furo Paleosul-01-DA-MT (posicionado estratigraficamente no limite Givetiano/Frasniano), demonstram percentuais de bertierina e oóides de goetita e ausência de glauconita. Este pode ser mais um dado o qual corrobora com a hipótese de uma maior tendência de precipitação de bertierina e oóides de goetita, associada a um possível modelo de correntes marinhas quentes no topo do Devoniano.

A petrografia dos arenitos amostrados em Dom Aquino (MT) apresentou, especialmente no nível onde foram observados os oóides de bertierina, uma boa porosidade (~4%). Essa porosidade estaria associada à dissolução telodiagenética ocorrida nesta região. Esse depósito em particular pode ser um importante reservatório para o hipotético sistema petrolífero Ponta Grossa-Ponta Grossa, se considerarmos o potencial da Bacia do Paraná para geração de gás.

A relação entre a estratigrafia de seqüências e a evolução diagenética de uma determinada área é uma nova abordagem de pesquisa na geologia do petróleo. Tal metodologia tem demonstrado ser uma poderosa ferramenta na predição da porosidade das rochas siliciclásticas, como foi observado para o Devoniano da Bacia do Paraná.

## Capítulo 10

### Referências Bibliográficas

---

- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Boi. Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, 241:36.
- ANJOS, S. M. C., L. F. DE ROS, and C. M. A. SILVA, 2003. Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil, in R. H. Worden, & S. Morad, eds., *Clay Cements in Sandstones: IAS Special Publication*, v. 34: Oxford, UK, International Association of Sedimentologists - Blackwell Scientific Publications, p. 283-308.
- ASSINE, M.L. 1996. Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207 p.
- ASSINE, M.L., Fúlfaro V.J., Perinotto J.A.J., Petri S. 1998. Progradação deltaica Tibagi no devonianomédio da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*,28(2):125-134.
- ASMUS, H.E. 1981. Relacionamento genético de feições geológicas da margem continental sudeste brasileira e da área continental adjacente. In: SIMP. GEOL. SUL, 3. Curitiba 1981. *Ami... Curitiba, SBG*, v. 1, p. 262-270.
- AMOROSI, A., 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: A conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *J. Sediment. Res.*, B65: 419-425.
- AMOROSI, A. 1997. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, **109**: 135-153.
- BEARD, D. C. & WEIL, P. K., 1976. Influence on porosity of unconsolidated sand. *AAPG Bulletin*, 57(2): 349-369.
- BERGAMASCHI, S. 1992. Análise sedimentológica da Formação Furnas na faixa de afloramentos do flanco norte do arco estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil. Rio de Janeiro. 172 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual do Rio de Janeiro.
- BERGAMASCHI, S. & PEREIRA, E. 2001. Caracterização de seqüências deposicionais de 3 a ordem para o Siluro-Devoniano na sub-bacia de Apucarana, bacia do Paraná, Brasil. *In: J.H.G. Melo & G.J.S. Terra (eds.) Correlações de Seqüências Paleozóicas Sul-Americanas*, Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, **20**:63.
- BOGGS, S., Jr., 2006. Principles of sedimentology and stratigraphy fourth edition. Ed. PearsonPrentice Hall. 662p.
- BROWN, L. F. & FISHER, W. F., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. In: Payton, C. E., org.: *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG Mem. 26, pp. 213-248.
- CANDIDO, A.G. & ROSTIROLA, S.P., 2008. Análise de fácies e revisão da estratigrafia de seqüências da Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná ênfase nos arenitos do Membro Tibagi. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 1, p. 45-62.
- CORDANI, U. G., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., PORTO, R. E CUNHA, F.M.B., 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentaresbrasileiras. *Rev. Ciênc. Técnica Petróleo*, 15, *Petrobras, Rio de Janeiro, Brazil*.

- COLLIN, P. Y., LOREAU, J. P & COURVILLE. P., 2005. Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian–Oxfordian, south-eastern Paris basin, France). *Sedimentology* 52, 969–985
- CURTIS, C.D., 1985. Clay mineral precipitation and transformation during burial diagenesis. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A315, 91-105.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., & ZUSSMAN J. 1996. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Paperback , 2ª Ed.
- DE CÉSERO, P., MAURO, L.M., DE ROSS, L.F. 1989. Técnicas de preparação de lâminas petrográficas e de moldes de poros na Petrobrás. *Boletim de Geociências*, Petrobrás, **3(1/2)**: 105- 106.
- DE ROS, L.F., MORAD, S. & PAIM, P.S.G., 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambrio-Ordovician Guaritas sequence, southern Brazil. *Sed. Geol.*, 92, 197-228.
- DE ROS, L. F. 1998. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Silurian-Devonian Fumas Formation of the Parana Basin, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 116, 99 – 128.
- DE ROS, L. F., 2009. Informação oral.
- DELLA FÁVERA, J. C., 2001. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. EdUERj, Rio de Janeiro, 264 p. DUMBAR, R.B. & BERGHER, W.H. 1981. Fecal pellets flux to modern bottom sediments of Santa Barbara Basin (California) based on sediment trapping. *Geological Society American Bulletin*, **92**:212-218.
- EVAMY B. D., 1963. The application of chemical staining technique to a study of dedolomitization. *Sedimentology*, 2: 164-170.
- FOLK, R.L. 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company. Austin, Texas, EUA. 184p.
- FORMOSO, M. L. L., RAMOS, A. N. & ALVES, D. B., 1993. Clay mineralogy of the Gondwanic sedimentary rocks of the Paraná Basin, South América. *In*: International Clays Conference, 10, Clays Controlling the Environment, Adelaide, Australia, p. 421-427.
- FREITAS-BRAZIL, F. A., 2004. Estratigrafia de seqüências e processo diagenético: exemplo do arenitos marinho-rasos da Formação Ponta Grossa, noroeste da Bacia do Paraná. Dissertação de mestrado, Faculdade de Geologia – UERJ, Brasil, 135 p.
- FÚLFARO, V. J., SAAD, A. R., SANTOS, M. V., VIANNA, R. B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*,12:590-611
- FÚLFARO, V.J., GAMA Jr., E., SOARES, P.C., 1980. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. São Paulo, Paulipetro. 155p.
- GAUGRIS, K.A. & GRAHN, Y. 2006. New chitinozoan species from the Devonian of the Paraná Basin, south Brazil, and their biostratigraphic significance. *Ameghiniana*, Buenos Aires, v.43, n.2.
- GOODWIN, P. W. & ANDERSON, E. J., 1985. Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journal of Geology*, vol. 93 p. 515-533.
- HAQ, B., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustasy cycles. In: C. K. Wilgus *et al.*, orgs.: Sea level changes: an integrated approach. SEPM, Spec. Paper 42, pp. 71-108.

- HART, B. S., LONGSTAFFE, F. J., PLINT, A. G., 1992. Evidence for relative sea level changes from isotopic and elemental composition of siderite in the Cardium Formation Rocky Mountain Foothills. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 40, p. 52-59.
- HLAL, O., MORAD, S., BRAZIL, F., PEREIRA, E, 2007. Diagenetic and reservoir-quality evolution of shoreface sandstones in sequence stratigraphic context: the Ponta Grossa Formation (Devonian) PARANÁ BASIN, BRAZIL. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 03295, 2007. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-03295.
- HORNIBROOK ERC, LONGSTAFFE FJ. 1996. Berthierine from the Lower Cretaceous Clearwater Formation, Alberta, Canada. *Clays Clay Miner* 44:1-21.
- KEARSLEY, A.T. 1989. Iron-rich ooids, their mineralogy and microfabric: clues to their origin and evolution, *In: YOUNG, T.P. & TAYLOR, W.E.G. (eds.). Phanerozoic Ironstones*, Geological Society, London, Special Publication 46, 141-164.
- KETZER, J. M. 2002. Diagenesis and sequence stratigraphy: an integrated approach to constrain evolution of reservoir quality in sandstone. Tese de doutorado, Universidade de Uppsala, Suécia, Faculdade de Ciência e Tecnologia.
- KETZER, J. M., MORAD, S. & AMOROSI, A., 2003. Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphy framework. *In: WORDEN, R.H. & MORAD, S. (eds.) Clay Mineral Cements in Sandstones*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 34, p. 43-61.
- KIMBERLEY, M.M. 1974. Origin of oolitic iron ore by diagenetic replacement of calcareous oolite. *Nature*, 250, 319-320.
- LANGE, F.W. e PETRI, S. 1967. The Devonian of the Paraná Basin. *Boi.Paranaense Geociências*, 21/22: 5-55.
- LEEDER, M.R. 1982. *Sedimentology: process and product*. Ed. Harper Collins. London. 344p
- LINDHOLM, R. C., 1972. Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 239-242.
- MARQUES, A.; ZANOTTO, O.A.; FRANÇA, A.B.; ASTOLFI, M.A.M.; PAULA, O.B. 1993. Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. Curitiba: PETROBRÁS/ NEXPAR, 87 p. (relatório interno).
- MCBRIDE, E.F., 1989. Quartz cement in sandstones: a review. *Earth Science Reviews*, 26, 69-112.
- MCKAY, J. L., LONGSTAFFE, F. J., PLINT, A. G., 1995. Early diagenesis and its relationship to depositional environments and relative sea level fluctuations (Upper Cretaceous of Marshybank Formation, Alberta and British Columbia). *Sedimentology*, 42: 161-190.
- MELO, J.H.G. 1988. The malvinokaffric realm in the Devonian of Brazil. *In: McMillan, N. J. et al. (eds.) Devonian of the World*. Can. Soc. Petrol. Geol., 669-703 (Memoir 14).
- MENDLOWICS MAULLER, P. 2008. Bioestratigrafia do Devoniano da Bacia do Paraná - Brasil, com ênfase na Sub-bacia de Alto Garças. Tese de doutorado. Faculdade de Geologia – UERJ, Brasil.
- MIALL A. D., 1986. Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: A critique of the methodology with particular reference to the north sea jurassic record. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 70, nº 2, p. 131-137.
- MIALL, A. D., 1991. Stratigraphy sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61, nº 4, p. 497-505.

- MIALL, A. D. & MIALL, C. E., 2001. Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms. *Earth-Science Reviews* 54, p. 321-348.
- MILANI, E. J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. Tese de Doutorado, UFRGS, volumes I e II.
- MILANI, E.J. & RAMOS, V.A, 1998. Orogenias paleozóicas do domínio sul-oriental do Gondwana e oscilos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 28, n. 4, p.473 – 484.
- MILANI, E.J. & ZALAN, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*. v. 22(3). p. 199-205.
- MILANI, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSONETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, S. D. R.; BRITO, B. B. N. (Ed.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 265-279.
- MORAD, S. 1991. *Diagenesis of clastic sedimentary rocks*. Universidade de Uppsala, Departamento de Mineralogia e Petrologia. Uppsala, Suécia. 290p.
- MORAD, S., KETZER, J. M. & DE ROS, L. F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47, p. 95-120.
- OELKERS, E.H., BJØRKUM, P.A., and Murphy, W.M., 1996. A petrographic and computational investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones. *American Journal of Science*, 296, 420-452.
- ODIN, G. S. & MATTER, A., 1981. De glauconiarium origine. *Sedimentology*, 28: 611-641
- ODIN, G.S., 1985. Significance of green particles (glaucony, berthierine, chlorite) in arenites. In: G.G. Zuffa (Editor). *Provenance of Arenites*. D. Riedel Publ., Dordrecht. pp. 279-307.
- ODIN G.S. 1988. *Green Marine Clays. Developments in Sedimentology* 45, Elsevier, Amsterdam & New York
- ODIN, G. S. & FULLAGAR, P. D. 1988. Geological significance of the glaucony facies. *In*: G. S. Odin (ed.) *Green Marine Clays*, Elsevier, Amsterdam, pp. 295–332.
- OLIVEIRA, A.S., PEREIRA, E. 2008. Carbono orgânico total, gamaespectometria e bioturbação como ferramentas na identificação de possíveis horizontes geradores de hidrocarbonetos. Rio de Janeiro, 8p. *Rio Oil and Gas* 2008.
- OLIVEIRA, L. C. & PEREIRA, E. 2008. Aplicação das relações entre a estratigrafia de seqüências e as alterações diagenéticas observadas na região do Arco de Ponta Grossa (PR). 44º Congresso Brasileiro de Geologia, anais do congresso p. 915.
- PEREIRA, E. 2000. Evolução tectono-sedimentar do intervalo ordoviciano-devoniano da Bacia do Paraná com ênfase na Sub-Bacia de Alto Garças e no Paraguai oriental. 2000. 276 p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- PESSÔA DE SOUZA, M. S., 2006. A Aplicação da Geoquímica Orgânica no Devoniano Médio/Superior da Borda Norte da Bacia do Paraná. Tese de doutorado, Faculdade de Geologia – UERJ, Brasil, 153 p.
- POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P. R. 1988. Eustatic control on clastic deposition II - Sequences and systems tracts models. *In*: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.;

- Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-level changes - an integrated approach*. Tulsa, SEPM, p. 125-154.
- POSAMENTIER, H. W. & WEIMER, P., 1993. Siliciclastic sequence stratigraphy and petroleumgeology: where to from here? AAPG Bull. V. 77, nº 5p. 731-742.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G. P. 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications*. SEPM Special Publication, 7, Tulsa, OK, EUA, 210p.
- RAMOS, A.N. 1970. Aspectos páleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua influência na sedimentação. Rio de Janeiro. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 13:85-93.
- REZENDE, M.F. 2007. Análise estratigráfica de alta resolução do intervalo Praguiano-Neoemiano (Formação Ponta Grossa), na borda leste da Bacia do Paraná, com base em dados geoquímicos e sedimentológicos. Dissertação de mestrado, Faculdade de Geologia – UERJ, Brasil, 85 p.
- ROSTIROLLA, S.P., MANCINI, F., RIGOTI, A., KRAFT, R.P. 2003. Structural styles of the intracratonic reactivation of the Perimó fault zone, Paraná basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 16:287-300
- SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F. & NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais...*, v.1, p. 41-65.
- SIEHL A. & THEIN J. 1989. Minette-type ironstones. Pp. 175-193 *In: Phanerozoic Ironstones* (T.P. Young & W.E.G. Taylor, editors). Geol. Soc. Spec. Publ. No. 46.
- SINGER, A. & MÜLLER, G., 1983. Diagenesis in argillaceous sediments, *in* Larson, G. & Chilingarian, G. V. (eds.), *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*. Elsevier Science Publishers, New York, v. 2, Fig. 3.28, p. 176.
- SLOSS, L. L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 74, pp. 1-6.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *GSA Bulletin*, Boulder, v. 89, p. 181-191.
- STURESSON, U. 1995: Llanvirnian (Ord.) iron ooids in Baltoscandia: element mobility, REE distribution patterns, and origin of the REE. - *Chem. Geol.*, **125**: 45–60, Amsterdam.
- STURESSON, U., HEIKOOP, J.M. & RISK, M.J. 2000: Modern and Palaeozoic iron ooids - a similar volcanic origin. - *Sedim. Geol.*, **136**: 137–146, Amsterdam.
- TAYLOR, K.G. & CURTIS, C.D. 1995. Stability and facies association of early diagenetic mineral assemblages: an example from a Jurassic ironstone–mudstone succession, U.K.: *Journal of Sedimentary Research*, v. A65, p. 358–368.
- TAYLOR, K. G., SIMO, J.A., YOCUM D., & LECKIE, D.A. 2002. Stratigraphic significance of ooidal ironstones from the Cretaceous Western Interior Seaway: the Peace River Formation, Alberta, Canada, and the Castlegate Sandstone, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 72, Nº.2, p. 316–327.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.; THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: C. E. Payton (cd.) *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 63-81. Veevers, J.J.; Cole, D.I.; Cowan, E.J. 1994. Southern

- VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M. jr., CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. AAPG, Methods in Exploration series, nº 7, 55 p.
- VELDE, B., 2003. Green Clay Minerals. Treatise on Geochemistry, Elsevier, volume 7. pp. 407. p.309-324
- WENTWORTH, C.K. 1922. A Scale of grade and class terms for clastic sediments, *J. Geol.*, 30, 377– 392.
- WORDEN, R.H. & MORAD, S. 2003. Clay minerals in sandstone: controls on formation, distribution and evolution. *In*: R.H. Worden & S. Morad (eds) *Clay Mineral Cements in Sandstones*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 34, Editora Blackwell. pp. 3-41.
- YOUNG, T.P. 1989a. Phanerozoic ironstones: an introduction and review. *In: Phanerozoic Ironstones* (T.P. Young & W.E.G. Taylor, editors). Geol. Soc. Spec. Publ. No. 46, 9-25.
- YOUNG, T.P. 1989b. Eustatically controlled ooidal ironstone deposition: facies relationships of the Ordovician open-shelf ironstones of western Europe. *In: Phanerozoic Ironstones* (T.P. Young & W.E.G. Taylor, editors). Geol. Soc. Spec. Publ. No. 46, 51-64.
- ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J.C.J., ASTOLLI M.A.M., VIEIRA, IS., APPI, VT., ZANOTTO, O.A., 1987a. Tectonica e sedimentação da Bacia do Parana. III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, PR. Sociedade Brasileira de Geologia, Atas 1, pp. 441-477.
- ZALÁN P.V., WOLFF S., CONCEIÇÃO J.C.J., MARQUES A., ASTOLFI M.A.M., VIEIRA I.S., APPI V.T. & ZANOTTO O.A., 1990. Bacia do Paraná. *In*: Raja Gabaglia G.P. & Milani E.J. (eds.), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro. Petrobras/SEREC/CEM-SUD: 135-168.

## **Anexo I**

**Perfil sedimentológico e estratigráfico dos poços PPGs**

## **Anexo II**

### **Perfil sedimentológico e estratigráfico do poço Paleosul**

## **Anexo III**

### **Tabelas da Análise Quantitativa dos Poços PPGs e Paleosul**

## **Anexo IV**

**Divisão do Arcabouço Estratigráfico com base nos Dados Diagenéticos dos furos PPGs.**

## **Anexo V**

**Divisão do Arcabouço Estratigráfico com base nos Dados Diagenéticos do furo Paleosul.**

## **Anexo VI**

**Correlação dos constituintes eodiagnéticos com os poços PPGs**

## **Anexo VII**

**Correlação dos constituintes diagenéticos com o poço Paleosul**

## **Anexo**

**Correlação do Poço Paleosul 01-DA-MT com o Poço RSP-1 (Freitas-Brazil, 2004).**