

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Ríó Claro

**ANÁLISE TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DAS SEQÜÊNCIAS
PERMOTRIASSICA E JUROCRETÁCEA DA BACIA
CHACOPARANENSE URUGUAIA
("CUENCA NORTE")**

Héctor Barrett de Santa Ana Alvarez

Orientador: Prof. Dr. Vicente José Fulfaro

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Curso de Pós-Graduação em
Geociências - Area de Concentração
em Geología Regional, para obtenção
do Título de Doutor en Geociências.

**Ríó Claro (SP)
2004**

De Santa Ana Alvarez, Héctor Barrett

Análise Tectono-estratigráfica das Seqüências Permotriassica e Jurocretácea da Bacia Chacoparanense Uruguaia (“Cuenca Norte”).

De Santa Ana Alvarez, Héctor Barrett, Río Claro SP, 2004

Tese de Doutorado. Instituto de Geociencias e Ciencias Exatas
Universidade Estadual Paulista (Unesp), 274 p.

1. Geología regional, Bacia Chacoparanense, Estratigrafía, Tectónica, Uruguai

HÉCTOR BARRETT DE SANTA ANA ALVAREZ

ANÁLISE TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DAS SEQÜÊNCIAS
PERMOTRIÁSSICA

E JUROCRETÁCEA DA BACIA CHACOPARANENSE URUGUAIA
("CUENCA NORTE")

COMISSÃO EXAMINADORA
TESIS PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTORADO

Presidente e Orientador : Dr. Vicente José Fulfaro

Examinador : Dr. Edison José Milani

Examinador : Dr. Roberto Antonio Saad

Examinador : Dr. José Alexandre Perinotto

Examinador : Dr. Eduardo Rossello

Aluno: Héctor Barrett de Santa Ana Alvarez

Río Claro, 4 de Junio de 2004

Resultado: APROVADO con distinção e louvor

DEDICATÓRIA

A mi familia y mis amigos de siempre

AGRADECIMIENTOS

Me resulta muy difícil rendir un justo agradecimiento ya que en este emprendimiento han participado y me ayudado un conjunto de personas que admiro por su gran capacidad académica y profesional pero mucho mas por su invalorable condición humana.

Mis mas sinceros agradecimientos a los que más batallaron por esta idea y la concesión de la misma, a los que son parte de mi familia y mis amigos de siempre y del alma, a los que en todo momento orientaron mis esfuerzos, y a los que en parte dedico este trabajo: al Dr. Vicente José Fulfaro y al Dr. Gerardo Veroslavsky.

Al colega y amigo Dr. Antonio Saad, hombre de un gran corazón que sistemáticamente, contribuyó académica y humanamente en mis actividades de postgraduación y en la de los anteriores colegas uruguayos.

A los colegas Mario Lincoln de Carlos Etchebehere y Alexandre Perionotto por el análisis crítico del texto y sugerencias.

A un gran amigo y colega Dr. Eduardo Rossello por sus ricas contribuciones en discusiones y salidas de campo en comarcas Argentinas y Bolivianas.

Al colega Mario Assine por su gran colaboración en los trabajos de campo y fructíferas discusiones sobre diferentes aspectos del trabajo.

Al compañero y colega Almério Barros França por su apoyo y estímulo antes y durante mis trabajos.

A el Dr. Edison José Milani y al conjunto de amigos y colegas del Núcleo de Exploración de la Bacía do Paraná de Petrobrás, excelente grupo de trabajo del cual mucho aprendí en las diversas actividades científicas y fructíferas salidas de campo realizadas en Uruguay, Brasil, Argentina, Paraguay y Bolivia.

Al Instituto de Geociências y Ciências Exatas (Unesp) y a sus docentes.

A el colega Luciano Gutierrez, incansable compañero de trabajo que mucho me asistió en la elaboración de figuras de la tesis.

A todos los compañeros de trabajo de la Sección Geología de ANCAP, Ing. Nelson Ucha, Lic. Donald García, Lic. Sergio Gonzalez y Roberto Perez por el apoyo y el estímulo, cubriendo siempre todos los “flancos y vacíos” generados.

A ANCAP, por el apoyo brindado y la autorización del uso de los datos.

A la Facultad de Ciencias y a los docentes de Evolución de Cuencas.

A todos de los que no me olvido y que me apoyaron sin límites en este trabajo.

SUMÁRIO

Índice.....	ii
Índice de tabelas	xiii
Índice de figuras.....	xiii
Resumo.....	xvi
Abstract.....	xvii
I - Introdução.....	1
II - Geologia da Bacia.....	16
III -Litoestratigrafia das Unidades Permotriássicas e Jurocretáceas da Bacia.....	27
IV - Estratigrafia Genética Fácies, sistemas deposicionais, seqüências e ciclos sedimentares.....	149
V - Evolução Tectonossedimentar.....	229
VI –Principais resultados e conclusões.....	261
VII – Referências Bibliográficas.....	264

Índice

Capítulo I. Introdução	1
I.1. Considerações gerais	1
I.2. Objetivos	5
I.3. Metodologia e trabalhos realizados	6
I.3.1- Dados de superfície	7
I.3.2- Dados de subsuperfície	7
I.3.3- Análise de fácies e interpretação dos sistemas e seqüências deposicionais	13
Capítulo II. Geologia da Bacia	16
II.1- O escudo Uruguaio-Sul-riograndense	16
II.2- A Bacia Chacoparanaense uruguaia (BchPu)	19
II.2.1- Seqüência devoniana	20
II.2.2- Seqüência permiana-eotriássica	21
II.2.3- Seqüência juro-eocretácea	23
II.2.4- Seqüência eocretáceo pós-basáltica	25
II.2.5- Seqüência Neocretácea –Paleocénica	26
Capítulo III. Litoestratigrafia das unidades Permotriássicas e Jurocretáceas da Bacia	27
III.1- Formação San Gregorio	29

III.1.1- Antecedentes	29
III.1.2- Nome e área-tipo	32
III.1.3- Litologia e unidades	32
III.1.4- Distribuição e espessura	35
III.1.5- Relações de contato	37
III.1.6- Paleontologia e idade	37
III.1.7- Correlações	40
III.2- Formação Cerro Pelado	40
III.2.1- Antecedentes	40
III.2.2- Nome e área-tipo	41
III.2.3- Litologia	42
III.2.4- Distribuição e espessuras	45
III.2.5- Relações de contato	47
III.2.6- Paleontologia e idade	48
III.3- Formação Tres Islas	50
III.3.1- Antecedentes	51
III.3.2- Nome e área-tipo	53
III.3.3- Litologia e unidades litoestratigráficas	53
Membro Inferior	55
Membro Superior	59
III.3.4- Distribuição e espessura	61
III.3.5- Relações de contato	63
III.3.6- Paleontologia e idade	64

III.4.- Formação Fraile Muerto	65
III.4.1- Antecedentes	66
III.4.2- Nome e área-tipo	67
III.4.3- Litologia e unidades estratigráficas	68
III.4.4- Distribuição e espessura	73
III.4.5- Relações de contato	76
III.4.6- Paleontologia e idade	77
III.5.- Formação Mangrullo	79
III.5.1- Antecedentes	79
III.5.2- Nome e área-tipo	80
III.5.3- Litologia e divisões litoestratigráficas	81
Calclutitos, calcários dolomíticos e	
calcários arenosos (Camadas A1 e C1)	82
Folhelhos pirobetuminosos (Camadas A2 e C2)	83
Pelitos cinzentos e negros, micáceos	85
III.5.4- Distribuição e espessura	87
III.5.5- Paleontologia e idade	88
III.6.- Formação Paso Aguiar	91
III.6.1- Antecedentes	92
III.6.2- Nome e área-tipo	93
III.6.3 – Litologia e unidades estratigráficas	96
III.6.4 – Distribuição e espessura	98
III.6.5 – Relações de contato	100
III.6.6 – Paleontologia e idade	100

III.7.- Formação Yaguari	101
III.7.1 – Antecedentes	101
III.7.2 – Nome e área-tipo	102
III.7.3 - Litologia e unidades estratigráficas	103
Membro inferior	103
Membro Superior	106
III.7.4 - Distribuição e espessura	107
III.7.5 – Relações de contato	109
III.7.6 – Paleontologia e idade	110
 III.8.- Formação Buena Vista	 112
III.8.1 – Antecedentes	112
III.8.2 – Litologia e unidades estratigráficas	113
Membro Colonia Orozco	113
Membro Cerro Conventos	116
III.8.3 – Distribuição e espessura	117
III.8.4 – Relações de contato	119
III.8.5 – Paleontologia e idade	120
 III.9.- Formação Gaspar	 121
III.9.1 - Nome e seção-tipo	121
III.9.2 – Litologia	122
III.9.3 – Distribuição e espessura	122
III.9.4 – Relações de contato	122
III.9.5 – Idade	122
 III.10.- Formação Itacumbú	 124

III.10.1 – Antecedentes	124
III.10.2 – Nome e seção-tipo	125
III.10.3 – Litologia e caracteres eletrofaciológicos	125
III.10.4 – Distribuição e espessura	127
III.10.5 – Relações litoestratigráficas	129
III.10.6 – Idade	130
 III.11.- Formação Tacuarembó	 130
III.11.1 – Antecedentes	131
III.11.2 – Litologia e divisões estratigráficas	132
Membro Inferior	132
Membro Superior	133
III.11.3 – Distribuição e espessura	135
III.11.4 – Paleontologia e idade	137
III.11.5 – Controvérsias sobre a estratigrafia da Formação Tacuarembó	137
 III.12.- Formação Cuaró	 139
III.12.1 – Antecedentes	140
III.12.2 – Nome e área-tipo	140
III.12.3 – Litologia	140
III.12.4 – Distribuição e espessura	142
III.12.5 - Idade	144
 III.13.- Formação Arapey	 144
III.13.1 - Litologia	146

Capítulo IV - Estratigrafia genética

Fácies, sistemas deposicionais, seqüências e ciclos sedimentares	149
--	-----

IV.1- Introdução	149
------------------------	-----

IV.2.-Superciclo Permotriássico	152
---------------------------------------	-----

IV.2.1 - Ciclo Glaciogênico (Asseliano-Kunguriano):

fácies e sistemas deposicionais	152
---------------------------------------	-----

IV.2.1.1 – Subciclo flúvio-glacial a glácio-lacustre - Sistema Rio Negro	166
---	-----

Associação de fácies flúvio-glacial	167
---	-----

Fácies de diamictitos	169
-----------------------------	-----

Fácies de conglomerados	171
-------------------------------	-----

Fácies de arenitos gradados	171
-----------------------------------	-----

Fácies de arenitos muito fino maciços e com laminação convoluta	171
--	-----

Fácies de arenitos médios a grossos com estratificação cruzada e com <i>ripples</i>	172
--	-----

Associação de fácies glácio-lacustre com Retrabalhamento marinho.....	173
--	-----

Fácies de ritmitos e pelitos laminados com <i>dropstone</i>	173
--	-----

Fácies de arenitos com laminação ondulada	174
---	-----

Fácies de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo	174
--	-----

IV.2.1.2 – Subciclo Glácio-marinho:

Sistema Sierra de Guazunambí	175
------------------------------------	-----

Associação de fácies glácio-marinhas	175
--	-----

Fácies pelitos e folhelhos laminados e bioturbados	175
---	-----

Fácies de arenitos finos a grossos	177
Fácies de diamictitos	178
IV.2.1.3 – Aspectos paleogeográficos da sedimentação glaciogênica Asseliano-Kunguriano	179
IV.2.2 – Ciclo marinho-deltaico Kunguriano: Sistema Cuchilla de Melo Este	180
Associação de fácies alúvio-deltaico	181
Fácies de conglomerados polimíticos	183
Fácies de arenitos com estratificação cruzada	183
Fácies de arenitos com estratificação horizontal e <i>climbing ripples</i>	184
Fácies de arenitos com estratificação cruzada de grande porte	185
Associação de fácies deltaicas	185
Fácies de pelitos carbonosos e carvão	185
Fácies de arenitos gradados com Estratificação horizontal e megaondulações simétricas	188
Fácies de arenitos grossos	188
Associação de fácies de plataforma marinha	189
Fácies de arenitos finos com estratificação ondulada e <i>hummocky</i>	189
Fácies heterolíticas com acamamento lenticular, ondulado e <i>microhummocky</i>	190
Fácies de calcilutitos micríticos	191
Fácies de arenitos granocrescentes com estratificação cruzada	192
IV.2.2.1 – Aspectos paleogeográficos do ciclo marinho- deltaico do Sistema Cuchilla de Melo	193

IV.2.3 – Ciclo Transicional-Marinho (Kazaniano-Tatariano)	194
IV.2.3.1 – Subciclo Marinho restrito-<i>lagoon</i>: Sistema Cañada del Barón	195
Associação de fácies marinho restrito-<i>lagoon</i>	195
Fácies de pelitos maciços micáceos cinza	195
Fácies de <i>mudstone</i> dolomíticos e brechas calcárias	197
Fácies de folhelhos e margas betuminosos com répteis fosseis	197
IV.2.3.1.1- Aspectos paleogeográficos do subciclo marinho restrito- <i>lagoon</i> do Sistema Cañada del Barón	198
IV.2.3.2 – Subciclo plataformar a transicional sob domínio de maré (Kazaniano-Tatariano): Sistema Cuchilla de Matamoros-Mangrullo	200
Associação de fácies de plataforma	200
Fácies de pelitos cinza	200
Fácies heterolíticas bioturbadas com acamamento lenticular, ondulado e <i>flaser</i>	200
Associação de fácies de planícies transicionais sob domínio de maré	201
Fácies de arenitos finos cinza-esverdeados e violáceos com laminação ondulada e <i>climbing ripples</i>	204
Fácies de arenitos finos com laminação e estratificação horizontal a sub-horizontal com <i>ripples</i>	204
Fácies de arenitos finos e pelitos interdigitados	204
Fácies de arenitos com estratificação cruzada e geometria lenticular	205

	Fácies de calcários laminados e brechóides	206
IV.	2.3.2.1. - Aspectos paleogeográficos do subciclo plataformar- transicional de domínio de marés	207
IV.2.4 –	Ciclo flúvio-eólico Tatariano-Scythiano: Sistema Cuchilla Grande Norte	207
	Associação de fácies aluvial-fluvial	208
	Fácies de conglomerados e arenitos conglomeráticos	208
	Fácies de arenitos médios a grossos com estratificação cruzada	208
	Fácies de arenitos finos vermelhos com estratificação cruzada acanalada	210
	Fácies de arenitos esbranquiçados com estratificação cruzada planar e tabular	211
	Associação de fácies fluvial-eólica	212
	Fácies de arenitos finos com laminação cruzada cavalgante	212
	Fácies de pelitos vermelhos maciços a laminados	214
	Fácies de arenitos finos maduros com estratificação cruzada de grande porte	214
	Fácies de pelitos vermelhos	216
IV.2.4.1-	Aspectos paleogeográficos do ciclo flúvio-eólico Tatariano-Scythiano	216
IV.3.-	Superciclo Jurocretáceo	217
IV.3.1-	Ciclo Jurássico- Sistema flúvio-lacustre Itacumbú	218
	Associação de fácies flúvio-lacustre	218
	Fácies de pelitos e argilitos avermelhados e cinza	218

Fácies de arenitos finos micáceos	219
IV.3.1.1.- Aspectos paleogeográficos do Ciclo Jurássico	219
IV.3.2- Ciclo Jurássico Superior-Cretáceo Inferior- Sistema flúvio- lacustre e eólico Cuchilla Negra	220
Associação de fácies flúvio-eólicas	220
Facies de conglomerados e arenitos conglomeráticos	222
Fácies de arenitos finos com estratificação cruzada de alto ângulo e porte	222
Fácies de arenitos com estratificação horizontal a sub-horizontal	223
Fácies de arenitos muito finos pelíticos com laminação horizontal deformada	223
Fácies de arenitos finos esverdeados com estratificação cruzada acanalada	224
Associação de fácies flúvio-lacustres	226
Fácies de pelitos esverdeados e vermelhos maciços e laminados	226
Fácies de arenitos finos com estratificação cruzada	227
Fácies de arenitos com estratificação cruzada tangencial de baixo ângulo	227
Fácies eólicas	228
Fácies de arenitos finos e médios avermelhados com estratificação cruzada de grande porte e ângulo	228
Capítulo V – Evolução tectonossedimentar	229
V.1 – Objetivos e antecedentes	229

V.2 - Introdução	230
V.3 - Embasamento cristalino	231
V.4 – Arcabouço Estratigráfico das Sequências Permotriássica e Jurocretácea	232
V.5 – Arcabouço Estrutural na evolução permotriássica e Jurocretácea	244
V.6 – Tectônica e sedimentação	248
V.6.1- Deformação permiana I - Orogênese Tardiherciniana Discordância Kunguriana	249
V.6.2- Deformação permiana II - Orogênese Finiherciniana I Discordância Kazaniana	250
V.6.3- Deformação Eomesozóica- Orogênese Finiherciniana II Discordância Eotriássico -Mesojurássico	253
V.6.4- Sedimentação Jurocretácea- Fase Rift I y II Domínio de abertura atlântica	258
Capitulo VI Principais resultados e conclusões	261
Capitulo VII Referências Bibliográficas	264

Índice de tabelas

Tabela 1. Localização dos afloramentos descritos no setor oriental da bacia	8
---	---

Índice de figuras

Figura I.1- Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Milani & Ramos, 1998)	2
Figura I.2- Mapa de profundidade do embasamento	4
Figura I.3- Mapa de localização dos pontos descritos nos flancos sud e leste da bacia Norte	9
Figura I.4- Mapa de localização de dados de subsuperfície	11
Figura II.1- Coluna estratigráfica esquemática do Uruguai (modificado de Preciozzi <i>et al.</i> , 1985)	17
Figura II.2- Mapa geológico do Uruguai (Veroslavsky, 1994).....	18
Figura II.3- Coluna estratigráfica da Bacia Norte (de Santa Ana & Ucha, 1994).....	20
Figura II.4- Estratigrafia tempo-espço das unidades litoestratigráficas e seqüências deposicionais.....	28
Figura III.2- Área-tipo da Formação San Gregorio sobre o Río Negro, Cerro Guazunambí - Cerro Largo Sul e Cerro de las Cuentas.....	33
Figura III.3- Mapa de isópacas da Formação San Gregorio	36
Figura III.4- Litologias e relações de contato da Formação Cerro Pelado.....	43
Figura III.5- Perfil litológico da Formação Cerro Pelado no furo N° 4. Cuchilla de Guazunambí-Cerro Largo Sul (de Santa Ana <i>et al.</i> , 1993)	44
Figura III.6- Mapa de isópacas da Formação Cerro Pelado	46
Figura III.7- Formação Tres Islas, Membro Inferior e Superior.	57
Figura III.8- Mapa de isópacas da Formação Tres Islas	62
Figura III.9- Seção aflorante da Formação Fraile no Arroio Seco	69
Figura III.10- Mapa de relação arenlitopelitos da Formação Fraile Muerto.....	70
Figura III.11- Mapa de isópacas da Formação Fraile Muerto	74
Figura III.12- Seção auxiliar da Formação Mangrullo.....	84
Figura III.13- Mapa de isópacas da Formação Mangrullo	89
Figura III.14- Unidades e litologías da Formação Paso Aguiar	94
Figura III.15- Seção superior da Formação Paso Aguiar	95
Figura III.16- Mapa de isópacas da Formação Paso Aguiar	99
Figura III.17- Litologías do Membro Inferior da Formação Yaguarí.....	104
Figura III.18- Mapa de isópacas da Formação Yaguarí.....	108
Figura III.19- Litologías do Membro Orosco da Formação Buena Vista	114
Figura III.20- Mapa de isópacas da Formação Buena Vista	118
Figura III.21- Litología da Formação Gaspar	123
Figura III.22- Litología da Formação Itacumbú	126
Figura III.23- Mapa de isópacas da Formação Itacumbú	128

Figura III.24- Litologías do Membro Inferior e Superior da Formação Tacuarembó -----	134
Figura III.25- Mapa de isópacas da Formação Tacuarembó -----	136
Figura III.26- Litología da Formação Cuaró -----	141
Figura III.27- Área de ocorrência da Formação Cuaró -----	143
Figura III.28- Línea sísmica NO-W7. Geometría de diabásios da Formação Cuaró -----	145
Figura III.29- Mapa de isópacas da Formação Arapey -----	147
Figura IV.1- Correlação entre as unidades sismoestratigráficas e os ciclos sedimentares -----	151
Figura IV.2- Perfil do poço Artigas -----	153
Figura IV.3- Perfil do poço Salto -----	154
Figura IV.4- Perfil do poço Pelado -----	155
Figura IV.5- Perfil do poço Belen -----	156
Figura IV.6- Perfil do poço Yacaré -----	157
Figura IV.7- Perfis dos poços Quebracho e Itacumbú -----	158
Figura IV.8- Perfil do poço Gaspar -----	159
Figura IV.9- Perfis dos poços Ullestes, Salsipuedes e Guichón -----	160
Figura IV.10- Perfis dos poços Tacuarembó, Cuchilla de Zamora e Paso Borracho -----	161
Figura IV.11- Perfis dos poços Yaguari, Las Toscas e Cerrillada -----	162
Figura IV.12- Perfis dos poços El Aguila e Bañado de Rocha -----	163
Figura IV.13- Seção A-A' da Bacia Chacoparanense Uruguia -----	164
Figura IV.14- Seção B-B' da Bacia Chacoparanense Uruguia -----	165
Figura IV.15- Associação de fácies fluvio-glacial do Sistema Río Negro -----	168
Figura IV.16- Associação de fácies glaciomarinhas do Sistema Cuchilla de Guazunambí -----	176
Figura IV.17- Associação de fácies aluvial-fluvial do Sistema Cuchilla de Melo Leste -----	182
Figura IV.18- Associação de fácies Marinho plataformal deltaico do Sistema Cuchilla de Melo Leste- -----	186
Figura IV.19- Associação de fácies marinho restrito com influência de maré Sistema Cañada del Barón -----	196
Figura IV.20- Associação de fácies plataforma sob dominio de maré Sistema Cuchilla de Matamoros-Mangrullo -----	202
Figura IV.21- Associação de fácies de maré. Sistema Cuchilla de Matamoros-Mangrullo--	203
Figura IV.22- Associação de fácies aluvial-fluvial. Sistema Cuchilla Grande Norte -----	209
Figura IV.23- Associação de fácies fluvio-eólico. Sistema Cuchilla Grande Norte -----	213
Figura IV.24- Associação de fácies fluvio lacustre-eólico. Sistema Cuchilla Negra -----	221
Figura V.1- Coluna lito-cronoestratigráfica temporal e espacial da BchPU -----	233
Figura V.2- Mapa de isópacas da Tectonosequência Permo-Triássica -----	234
Figura V.3- Mergulho regional da BchPU -----	236
Figura V.4- Seção sísmica mostrando discordancia entre as sequência Permotriássica e Jurocretácea -----	239
Figura V.5- Seções de superfície mostrando falhas de empurrão da tetónica compressiva da Orogenia Ventana -----	241

Figura V.6- Linha sísmica Nº6 caracterizando estruturas compressivas y a	
discordancia entre as seqüências Permo-Triássica e Juro-Cretácea -----	242
Figura V.7- Mapa de isópacas da Tectonoseqüência Jurocretácea -----	243
Figura V.8- Elementos e estilos estruturais da tetónica da BchPU -----	247
Figura V.9- Transecta A-A´ da Bacia Chacoparanense Uruguaia -----	255
Figura V.10- Transecta B-B´ da Bacia Chacoparanense Uruguaia -----	256
Figura V.11- Transecta C-C´ da Bacia Chacoparanense Uruguaia -----	257

RESUMO

A Bacia Norte ou Chacoparanense Uruguiaia situa-se na região norte do território uruguaio e abrange uma área de aproximadamente 90.000 km². A partir de uma análise estratigráfica e estrutural baseada em dados de superfície e subsuperfície, propõe-se uma coluna estratigráfica de acordo com as novas idades e definições litoestratigráficas, e um novo modelo de evolução tectonossedimentar dessa bacia. O registro Neopaleozóico e Eomesozóico da bacia é composto por duas seqüências estratigráficas limitadas por discordâncias regionais, que constituem dois superciclos de segunda ordem: a Tectonosseqüência Permo-Triássica (Asseliano-Scytiano) e a Tectonosseqüência Juro-Cretácea (Jurássico Médio-Neocomiano). Foi proposta uma nova litoestratigrafia para toda a bacia, redefinindo-se as formações San Gregorio, Tres Islas, Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí, Buena Vista e Tacuarembó; e definidas três novas unidades litoestratigráficas: as formações Cerro Pelado, Gaspar e Itacumbú. Para cada uma das tectonosseqüências foi definida a evolução do preenchimiento sedimentar, as associações de fácies e os sistemas deposicionais. No Permo-Triássico foram caracterizados quatro ciclos: o ciclo glaciogênico Asseliano-Kunguriano, materializado pelos sistemas Rio Negro e Cuchilla de Guazunambí; o ciclo marinho-deltaico Kunguriano, integrado pelo Sistema Cuchilla de Melo Este; o ciclo transicional-marinho Kazaniano, materializado pelos Sistemas Cañada del Barón e Cuchilla de Matamoros-Mangrullo; e o ciclo flúvio-eólico, do Tatariano-Scythiano, definido pelo Sistema Cuchilla Grande Norte. No superciclo Juro-Cretáceo foram caracterizados dois ciclos vulcanossedimentares de natureza continental: o ciclo flúvio-lacustre, materializado pelo Sistema Itacumbú (Jurássico Médio); e o ciclo lacustre-flúvio-éolico, do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior, definido pelo Sistema Cuchilla Negra. O tectonismo sinsedimentar permo-triássico vincula-se às Orogêneses Finiherciniana (Eopermiana) e Tardiherciniana Neopermiana-Eotriássica), materializadas em três fases de deformação de natureza compressiva, responsáveis pela individualização de arcos internos e marginais, e por subsidências localizadas, com a geração de depocentros e sub-bacias. Essas são definidas pelos alinhamentos Yacaré, Cuaró-Paguero-Corrales, Itacumbú-Tacuarembó, Itapebí, Palomas, Río Arapey, Tambores e Paysandú-CerroOmbú. Na evolução tectônica do Juro-Cretáceo individualiza-se um domínio distensivo, onde se definem duas fases de deformação e magmatismo, rift I e rift II, associadas ao processo de fragmentação do Gondwana e à abertura do oceano Atlântico Sul.

ABSTRACT

The Norte or Uruguayan Chacoparanense Basin is placed in the northern region of Uruguay and encloses an area of approximately 90,000 km². From stratigraphic and structural analyses, based in both surface and subsurface data, a new stratigraphic column according to new concepts and lithostratigraphic definitions is proposed. A new model of tectonic-sedimentary evolution for this basin is also proposed. The Late-Paleozoic and Early-Mesozoic records of the basin is composed by two stratigraphic sequences limited by regional unconformities that represent two supercycles of second order: the Permian - Triassic (Asselian-Scythian) and the Jurassic-Cretaceous (Middle Jurassic -Neocomian) tectosequences. A new lithostratigraphy is proposed for all the basin, where the San Gregorio, Tres Islas, Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí, Buena Vista and Tacuarembó formations were redefined. Three new lithostratigraphic units were defined as well: Cerro Pelado, Gaspar and Itacumbú formations. For each one of the tectosequences, the evolution of the sedimentary filling, the facies relationship and depositional systems were determined. In the Permian-Triassic one, four cycles had been characterized: the glaciogenic Asselian-Kungurian cycle, materialized by the Rio Negro and Cuchilla de Guazunambí systems; the marine-deltaic Kungurian cycle, integrated by the Cuchilla de Melo Este System; the transitional-marine Kazanian cycle represented by the Cañada del Barón and Cuchilla de Matamoros-Mangrullo systems; and the fluvio-eolian cycle of Tatarian-Scythian age defined by the Cuchilla Grande Norte System. In the supercycle Jurassic-Cretaceous supercycle, two continental volcanic-sedimentary cycles had been characterized: the fluvial-lacustrine Middle Jurassic cycle materialized by the Itacumbú System; and the fluvial-eolian-lacustrine Late Jurassic-Early Cretaceous cycle defined by the Cuchilla Negra System. The sedimentary Permian-Triassic tectonism is associated with the Finihercinian and Tardihercinian Orogeny, of Early Permian and of Late Permian - Early Triassic ages respectively. It is materialized in three phases of deformation of compressive nature responsible of the delimitation of internal and marginal arcs, and of the subsidence located with the depocenters generation and sub-basins, defined by the Yacaré, Cuaró-Paguero-Corrales, Itacumbú-Tacuarembó, Itapebí, Palomas, Río Arapey, Tambores and Paysandú-Cerro Ombú lineaments. In the Jurassic-Cretaceous tectonic evolution a distensive area is observed where two phases of deformation and magmatism are defined, rift I and rift II, associated to the fragmentation process of Gondwana and to the opening of the South Atlantic Ocean.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1- Considerações gerais

A Bacia Norte, ou Bacia Chacoparanense Uruguaia (BChPu), compreende uma área de aproximadamente 90.000 km², e faz parte da importante Bacia Chacoparaná, com uma extensão de 1.400.000 km², abrangendo diferentes regiões de centro sul do Brasil, leste do Paraguai e nordeste do Argentina (Figura I1).

A BChPu desenvolve-se na metade norte do território uruguaio, e compreende os departamentos de Tacuarembó, Salto, Artigas e Paysandú e parte dos departamentos de Cerro Largo, Durazno, Flores, Soriano, Río Negro e Rivera. O nome de Bacia Norte, definido por de Santa Ana (1989), deriva de sua localização nesta importante área do território uruguaio. O rio Negro, o maior curso fluvial que atravessa todo o país, é a região geográfica mais representativa, onde se localizam as melhores exposições dos diferentes registros sedimentares e vulcanossedimentares das seqüências Permotriássicas e Jurocretáceas da BChPu.

A BChPu, implantou-se no escudo Uruguaio - Sul-Riograndense, e trata-se de uma bacia interior cratônica de natureza policíclica, onde identificam-se eventos deposicionais evidenciados por subsidência e episódios tectônicos com soerguimentos materializados por discordâncias, e onde se preservam diversas seqüências e superfícies erosivas que caracterizam todo o registro geológico desde o Devoniano até o Cenozóico, inclusive.

A evolução tectonossedimentar do Neopaleozóico e Mesozóico da região sudeste da BChPu está inserida em diversos contextos tectônicos. Inicialmente relaciona-se com os diferentes eventos colisionais localizados na margem ativa da placa do Gondwana sul-ocidental, e posteriormente, em um contexto predominantemente extensional, ao tectonismo tafrogênico responsável pela abertura do Atlântico Sul.

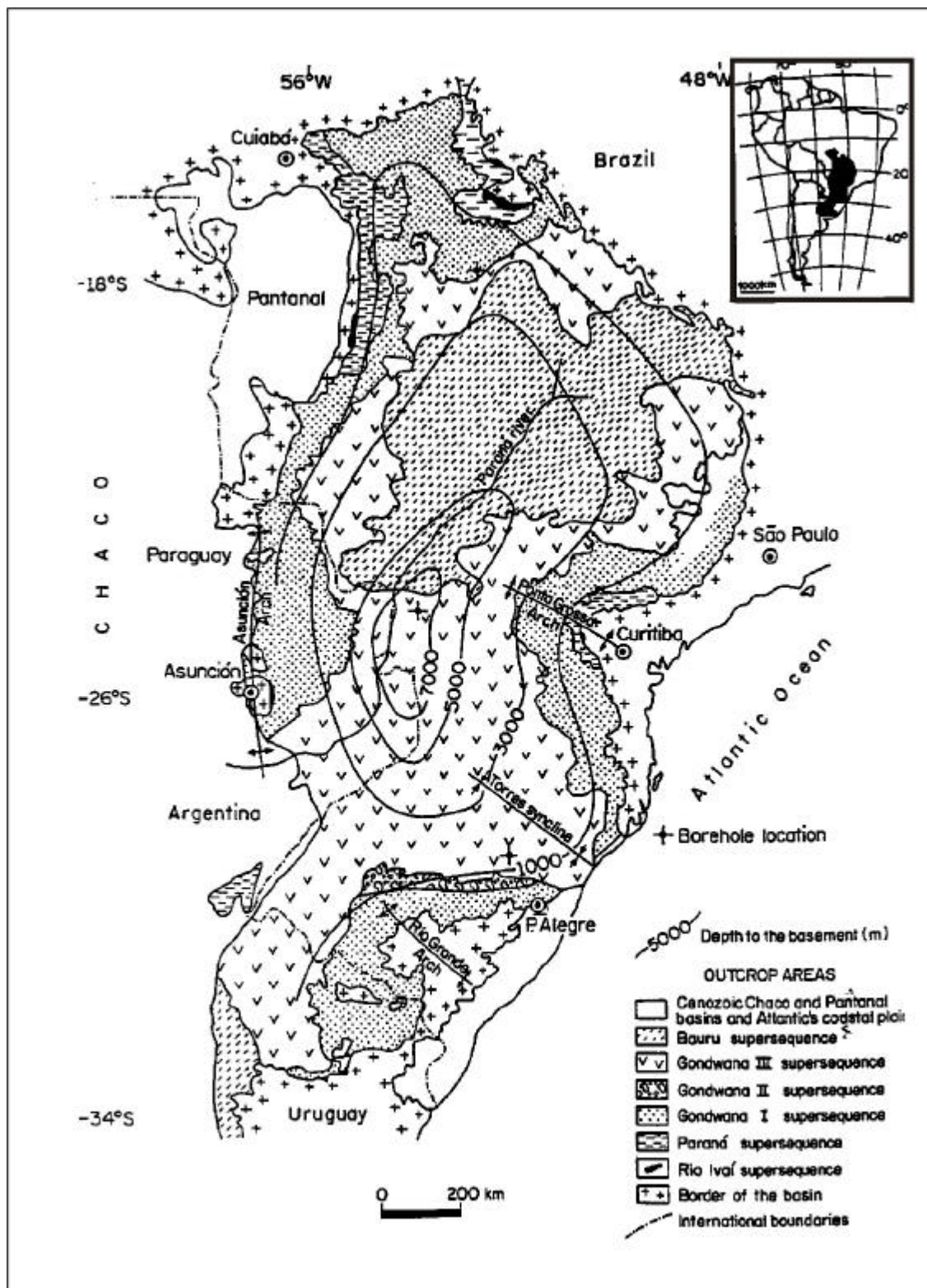


Figura I-1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Parana (fonte Milani & Ramos, 1998)

O empilhamento do conjunto de seqüências sedimentares e vulcanossedimentares preservadas na bacia atinge uma espessura máxima de 2.330 metros na perfuração N08Yx-1-Yacaré (Figura 1.2). A partir de informações de seções sísmicas é provável que o conjunto de rochas paleozóicas e mesozóicas pode alcançar espessuras de até 3.500 metros em pequenas fossas tectônicas localizadas no setor norte-ocidental da bacia.

Uma das características tectonossedimentares da Bacia é o caráter policíclico. É possível definir grandes unidades deposicionais genética e evolutivamente diferentes, com controles deposicionais e erosivos espacialmente definidos, implantadas em um embasamento cristalino onde se reconhecem diversas zonas de fraqueza crustal, que condicionaram o desenvolvimento das diferentes zonas de soerguimento e subsidência em forma recorrente. Esse conjunto de eventos deposicionais limitados por hiatos, discordâncias e concordâncias correlativas, que caracterizam a história tectônica, é reflexo da superposição de antigas bacias, geneticamente diferentes, implantadas numa mesma área deposicional. A complexa evolução dessas bacias esteve condicionada e controlada por recorrentes reativações de importantes zonas de fraqueza estrutural dos diferentes blocos do embasamento cristalino do Cráton do Rio da Prata.

Vários eventos tectônicos ocorridos desde o Devoniano até o atual conformam a história tectonossedimentar da BchPU. Quatro grandes seqüências materializam e identificam a história deste grande âmbito deposicional: Devoniana, Permotriássica, Jurocretácea e Neocretácea-Paleocênica. Uma pequena parte da bacia está recoberta por 3 seqüências cenozóicas de ordem menor e de desenvolvimento restrito, controladas por fatores tectono-eustáticos, e materializadas por: 1) Formação Fray Bentos; 2) formações Libertad, Dolores e Sopas; e 3) formações Salto, Las Arenas e os sedimentos atuais.

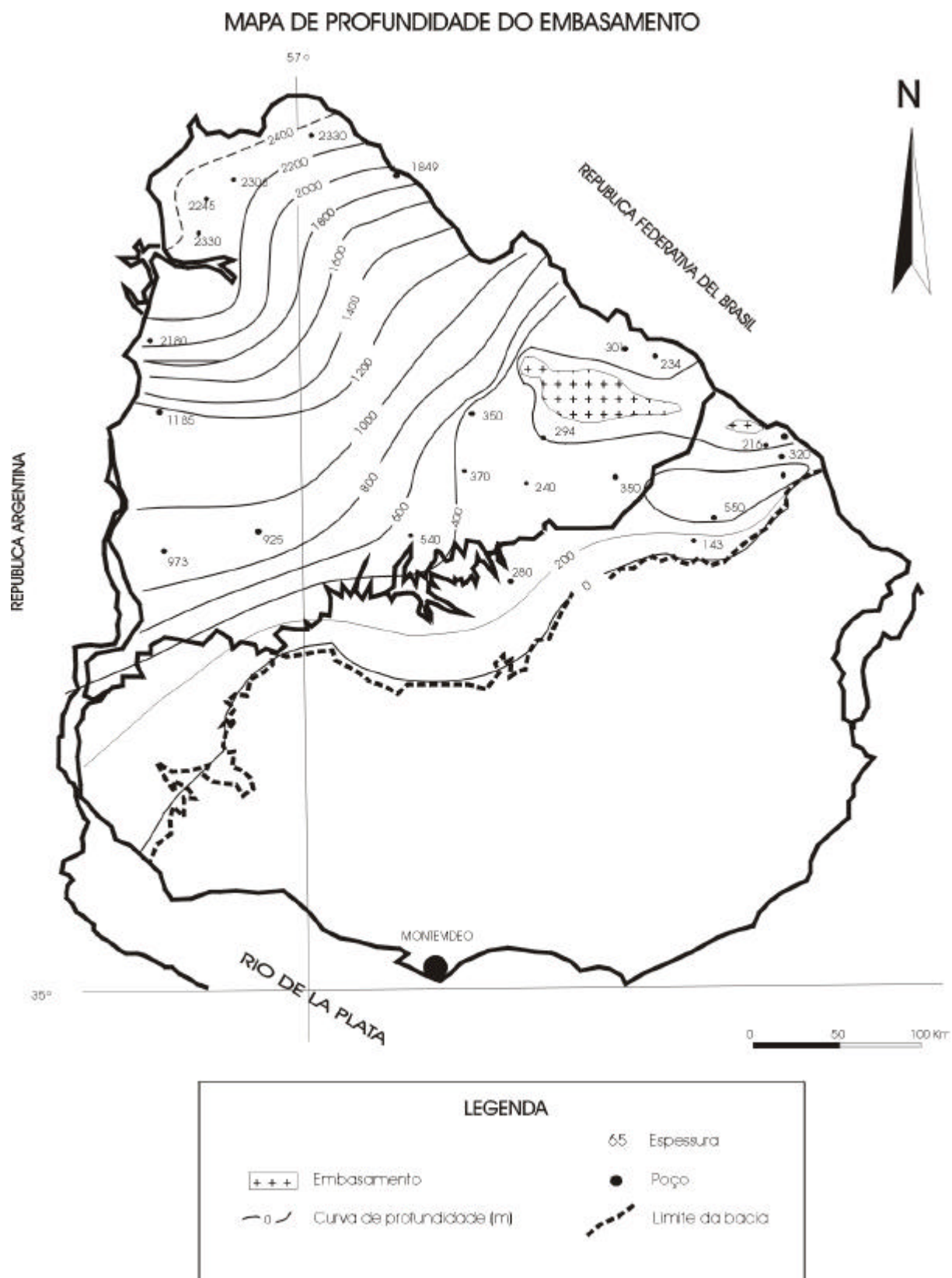


Figura I-2

Os limites principais da BChPu são, em grande parte, de natureza paleogeológica e respondem a controles erosionais decorrentes da tectônica que operou no Carbonífero Superior, na base do Eopermiano, no Triássico, e no início do Neocretáceo. Os limites paleogeográficos que conformaram os diferentes eventos deposicionais da BchPU foram muito mais amplos, desenvolvendo-se para além dos atuais limites do embasamento da bacia.

Os atuais limites da bacia são inteiramente erosivos, preservando-se somente em poucos setores, em subsuperfície, limites deposicionais relictos de alguns ciclos que materializam as diferentes seqüências. Na borda sul, o limite com o embasamento cristalino é inteiramente erosivo e está representado a oeste pelo Bloco Piedra Alta, no centro pelo bloco Nico Perez e a leste pelo Cinturão Dom Feliciano; no setor nordeste da bacia se localiza a “Ilha Cristalina de Rivera”, que controlou a sedimentação no Eopermiano (Figura I-2). A mesma área atuou como um depocentro no Neopermiano e evoluiu como um arco no Triássico e no Cenozóico, preservando atualmente a mesma configuração morfoestrutural.

I.2- Objetivos

Este trabalho tem por objeto reconstruir a história dos registros sedimentares neopaleozóicos e mesozóicos a partir de uma caracterização das grandes unidades estratigráficas do registro geológico de bacia, representados por seqüências tectonossedimentares. Estas grandes unidades marcam um estilo estrutural, um ordenamento de sistemas deposicionais e associações de fácies que permitem identificar a evolução da bacia.

O conhecimento da origem, dos mecanismos geradores e do desenvolvimento no tempo e espaço destas unidades estratigráficas, ajuda a compreender a gênese dos processos e sua relação com os modelos de prospecção. Uma investigação baseada no conhecimento temporal e espacial dos eventos deposicionais e episódios tectônicos é uma visão acertada para predizer e definir a prospectividade e potencialidade dos recursos minerais da bacia. Os dados e estudos apresentados neste trabalho (capítulo

III), propõem uma nova coluna estratigráfica que representa a distribuição no tempo e no espaço das unidades litoestratigráficas da bacia.

Com a finalidade de caracterizar a evolução tectonossedimentar do Neopaleozóico e Mesozóico da BChPu, foram realizados os seguintes trabalhos: 1) Levantamento dos dados sedimentológicos e faciológicos nas faixas de afloramento, de seções representativas das diferentes unidades estratigráficas analisadas; 2) Análises e revisão de dados de subsuperfície provenientes do registro litológico e diagrfias dos poços perfurados, informações geoquímica e palinológica ; 3) Caracterização dos traços estruturais da bacia a partir de dados gravimétricos e sísmicos resultantes dos diversos levantamentos geofísicos da bacia; 4) Correlações dos dados e informações estratigráficas de superfície e subsolo em todos os sectores da bacia; 5) Redefinição do conteúdo litológico e dos limites das unidades litoestratigráficas e caracterização de novas unidades litoestratigráficas na bacia; 6) Correlação de dados palinológicos, estruturais, estratigráficos e sismoestratigráficos e identificação de grandes ciclos e unidades tectono-estratigráficas; 7) Definição dos processos sedimentares operantes, fácies resultantes, associações e arranjo de fácies, e caracterização dos sistemas deposicionais e trato de sistemas deposicionais dos grandes ciclos permotriássicos e jurocretáceos da bacia; 8) Caracterização dos diferentes âmbitos deposicionais (sub-bacias), tectonossequências, assim como a natureza dos diversos episódios tectônicos que geraram as múltiplas compartimentações e diferentes configurações da bacia; 9) Correlação das tectonossequências e discordâncias definidas na bacia com eventos deposicionais e episódios tectônicos relacionados com as orogenias precenozóicas.

I.3- Metodologia e Trabalhos realizados

A análise de uma bacia sedimentar é um estudo que demanda muitas linhas de pesquisa. Entre as mais importantes, destacam-se os conhecimentos de Sedimentologia, Estratigrafia, Geologia Estrutural, Paleontologia, Geotectônica, Geoquímica e Geofísica entre outras disciplinas.

Um estudo estratigráfico orientado ao conhecimento e análise da evolução de uma bacia requer a integração de muitos dados de diversas naturezas. Para a análise das seqüências tectonossedimentares permotriássica e jurocretácea foi necessário realizar um importante levantamento de dados sedimentológicos e buscar informações faciológicas de superfície na faixa de afloramento de todo o setor oriental da bacia, além de dados sedimentológicos, geoquímicos, petrográficos, petrofísicos, palinológicos e estratigráficos resultantes da análise de testemunhos, calha e diagrfias das perfurações; soma-se a isto tudo a interpretação dos registros sísmicos e informações gravimétricas do setor ocidental da bacia.

I.3.1- Dados de Superfície

Os trabalhos de campo incluíram estudos litológicos, faciológicos, estratigráficos com levantamentos de perfis de superfície seguindo os critérios metodológicos de Reading (1986), Walker (1984) e Allen & Allen (1990).

Tomando como base de dados mapas cartográficos na escala 1:500.000, 1:100.000 e localmente alguns mapas inéditos 1:50.000 e 1:20.000 , das áreas de afloramento das unidades permotriássicas e jurocretáceas se efetuaram diversas campanhas de levantamento de seções de superfície em toda área aflorante da bacia (Figura I-3).

Os dados obtidos nos trabalhos de campo realizados foram analisados e descritos os diversos afloramentos (tabela 1) localizados no flanco oriental e sul da bacia.

Os critérios utilizados na descrição das seções foram essencialmente descritivos, definindo aspectos litológicos, estruturas sedimentares e geometria dos corpos de rochas. As fácies foram descritas seguindo os códigos e esquemas propostos por Miall (1978) , e Miall (1985).

I.3.2- Dados de Subsuperfície

Os dados de subsuperfície foram primordiais para a análise tectonossedimentar das seqüências permotriássica e jurocretácea, uma vez que boas seções de superfície na faixa de afloramentos são descontinuas e de pobre desenvolvimento, além de, no geral

Tabela 1- Localização dos afloramentos descritos no setor oriental e sul da bacia

PONTO	ENDEREÇO
1	Paso Romero sobre o Rio Negro, frente a la localidad de San Gregorio de Polanco
2	Cuchilla de Guazunambí a unos 30 km. al sur de la ciudad de Melo
3	Facenda las Moras sobre o kilometro 372 de Via Nº 7
4	Localidade ubicada a 2 km. al norte de la ciudad de Tres Islas
5	Cerro Pelado sobre a Via 26 a 5 kilometros da ciudad de Melo
6	Cerro la Pedrera a 10 kilometros al leste da ciudad de Melo
7	Escarpa da Formacao Tres Islas a 11 km al leste-sudleste da ciudad de Melo
8	Cerro la Valeriana sobre a margen izquierda da Cañada de los Burros
9	Arroio Seco al sur da Vía Nº 27 na falda norte dos Cerros Blancos
10	Localidade de Isla Zapata sobre a Vía Nº7 Villa Viñoles -Centurion
11	Córrego del Rodeo del Barón
12	Villa Viñoles sobre a Estrada Nº 7
13	Estrada Noblía- San Diego a 13 kilometros de la localidad de Noblía
14	Estrada Buena Vista- Mangrullo a 1km al leste de la localidad de Mangrullo
15	Estrada Nº 7 Km
16	Estrada de acceso de Vía Nº7 a Colonia Orosco
17	Estrada Fazenda el Aguila-Mangrullo a 7 km de la localidad de Mangrullo
18	Vía Nº 7 a 7 km da cidade de Melo
19	Estrada Mangrullo-Fazenda la Matrera
20	Estrada Villa Viñoles-Mangrullo
21	Estrada Melo-Los Molles, setor norte da Cuchilla Grande
22	Pedreira perto de la localidad de San Jorge-Departamento de Durazno
23	Ruta 8 a 30 km al Norte de la ciudad de Melo perto da localidad de Buena Vista
24	Ruta 7 sobre ponte de Arroio Chuy
25	Cerro Convento 30 kilómetros al Norte de la ciudad de Melo
26	Vía Nº 30 kilómetro 242 localidad de Bajada de Pena-Dto de Artigas
27	Vía Nº 26 kilómetro 211 al oeste de la ciudad de Tacuarembó
28	Localidade de Paguero- Departamento de Artigas
29	Localidade de Cuchilla de Ombú al sur de la ciudad de Tacuarembó
30	Pedreira para lixo al Norte de la ciudad de Tacuarembó perto da Vía Nº5
31	Vía Nº 8 Km.377
32	Localidade de Paso del Puerto- no Rio Negro sobre a Vía Nº 3
33	4 km. al norte de Vía Nº 26 a 25 km al este de la ciudad de Melo
34	Vía Nº 27 al norte da ciudad de Vichadero, sobre el ponte de Arroio Seco
35	Lecho do córrego del Rodeo del Barón-Dto de Cerro Largo al norte de Melo
36	Vía Nº 26 sobre el ponte del Arroio Yaguarí-Departamento de Tacuarembó
37	Corrego sin nome al Norte de los Cerros Blancos -Departamento de Rivera
38	Corrego sin nome localizada al sudoeste de la localidad de Mangrullo
39	Vía Nº 7 a 5 kilómetros al noreste de la ciudad de Melo
40	Vía Nº 26 perto de la localidad de Bañado Medina-Departamento de Cerro Largo
41	Vía Nº 8 a 20 kilometros al Norte de la ciudad de Melo
42	Pedreira de areia localizada a 3 kilometros al sur de la localidad de Mangrullo
43	Estrada al paso da Tía Lucia no Arroio Fraile Muerto-Cuchilla Grande
44	Localidade de Martimotte, 20 km al sud de Tacuarembó

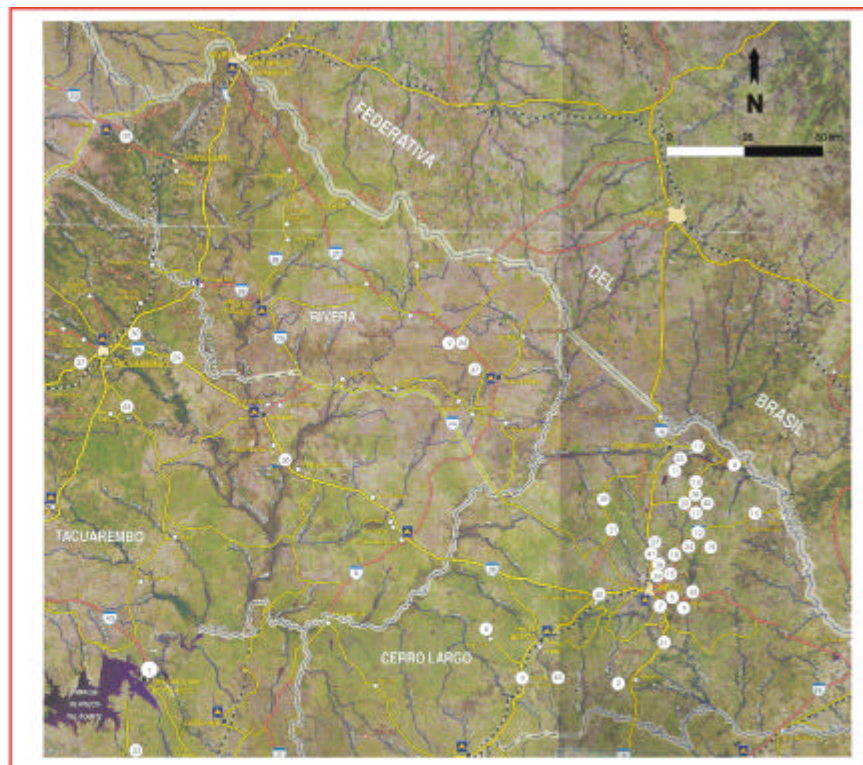
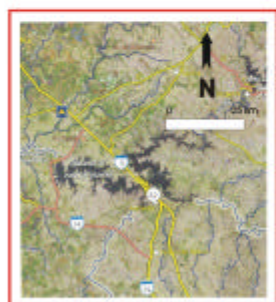
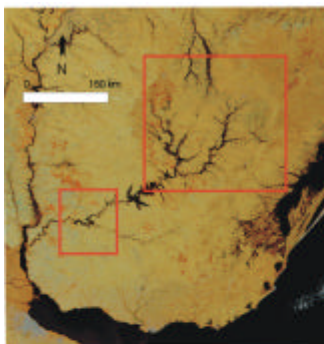


Figura I -3. Mapa de localização dos pontos descritos nos flancos sul e leste da bacia Norte.

apresentarem extensa cobertura edáfica. Por outro lado, todos os controles dos processos sedimentares, associações faciológicas e sistemas deposicionais das seqüências e dos episódios tectônicos da bacia são em geral do quadrante oeste para o leste e do leste para o oeste, fazendo com que os dados de subsuperfície no setor ocidental da bacia sejam determinantes para estabelecer a tectônica que gerou as grandes estruturas que condicionaram o desenvolvimento de novas áreas de aporte sedimentar e de mudanças do nível do mar, que modificaram o nível de base de erosão, originando as variações faciológicas e sistemas deposicionais da bacia.

Um conjunto de dados provenientes de perfurações mineiras e exploratórias, levantamentos gravimétricos e sísmicos desenvolvidos em diferentes setores da bacia constituiu a informação básica para os estudos de subsuperfície (Figura I.4).

Os estudos de subsuperfície se basearam fundamentalmente na análise dos perfis litológicos e geofísicos dos poços perfurados pela ANCAP (Administración Nacional de Alcohol y Portland), nos programas de exploração de hidrocarbonetos da bacia, e na informação dos poços mineiros das campanhas de exploração de folhelhos betuminosos e urânio em diferentes unidades permianas do setor oriental da bacia. Todos os poços do programa de exploração petrolífera da bacia foram consultados, algumas destas perfurações se realizaram desde o princípio do século 20 até a década de 60. Somente as 4 últimas perfurações exploratórias de hidrocarbonetos realizadas nos anos 1985-1986 têm dados e informações geológicas e geofísicas de maior importância para a análise da bacia.

Perfis geofísicos de poços, foram ferramentas de grande utilidade nos trabalhos estratigráficos e estruturais. As diagrfias mais consultadas foram os perfis de Raios Gama e SP, para trabalhos de correlação e diferentes aspectos sedimentológicos, uma vez que refletem muito bem os aspectos texturais e estruturais resultantes da granulometria dos arenitos. Os perfis de resistividade e sônico também foram ferramentas complementares nos trabalhos de caracterização litológica e correlações.



Figura I - 3

Os perfis computados, particularmente os de mergulho SHDT, para os trabalhos de resolução estratigráfica e estrutural, relativos à caracterização de padrões de paleocorrentes nas eletrofácies e associações de eletrofácies, são úteis para a caracterização das discordâncias angulares e dos mergulhos da bacia.

Os dados gravimétricos consultados estavam apresentados em mapas de anomalias Bouger e anomalias residuais. A partir da correlação dos dados gravimétricos com a informação sísmica e de poços foi possível estabelecer as grandes estruturas (altos e baixos) e os grandes alinhamentos e compartimentações da bacia.

As informações sísmicas, cuja consula foi autorizadas pela ANCAP, basearam-se na malha de 33 linhas sísmicas de reflexão por *vibroseis* (W61-01-NO a W61-33-NO) localizadas no setor norte-ocidental da bacia. Alguns dos poços de exploração apresentam sísmica de poço VSP, e muitos deles se localizam nos cruzamentos de linhas ou próximos, fato este que facilitou os trabalhos de correlação e sismoestratigráficos. Neste trabalho foram reinterpretados os 1650 km de linhas sísmicas de um levantamento que cobre cerca de 15.000 km², dos 90.000 km² do total da superfície da Bacia.

A qualidade da sísmica é regular, porém ruim em alguns setores, característica muito comum na Bacia do Paraná, quando se tem muita atividade magmática. Os maiores inconvenientes e em alguns casos limitações para definir o caráter, continuidade e coerência dos diferentes refletores mapeados foram a ocorrência de importantes corpos intrusivos (soleiras de diabásio), que mascaram os refletores de maior significação sismoestratigráfica.

Os horizontes e unidades sísmicos foram definidos inicialmente no início da linha N 6, no seu cruzamento com o poço N03 Sx 1, onde não existem corpos diabásicos na seção sedimentar. A partir desse ponto se estabeleceu a correspondência com as unidades litoestratigráficas e as discordâncias maiores definidas em subsuperfície nos perfis litológicos e geofísicos, e então se correlacionou parcialmente com o restante dos poços e linhas do setor norte-ocidental da bacia.

Neste estudo também foram realizados e reinterpretados estudos e análises de laboratório de diversas naturezas. Os mais significativos e que reapresentam uma valiosa ferramenta em análise de bacia foram os mais de 200 estudos palinológicos, palinoestratigráficos, organopalinológicos e da quantidade, tipo e maturidade da

matéria orgânica das unidades permianas da Bacia. Análises químicas e petrofísicas também foram consideradas e reinterpretadas com a finalidade de contribuir para o conhecimento faciológico das diversas unidades. Novos estudos radiométricos nos corpos diabásicos e lavas precretáceas também contribuíram para o esclarecimento da evolução da sequência vulcanossedimentar mesozóica.

Os estudos palinológicos e palinoestratigráficos foram majoritariamente realizados pelo Dr. Rodolfo Dino, no Laboratório do Centro de Pesquisas (Cenpes) da Petrobras, pelo antigo Laboratório de Florencio Varela da YPF, e pela Licenciada Gloria Danners, no laboratório de palinologia da Facultad de Ciencias da Universidad de la Republica Oriental del Uruguay. A amostragem (mais de 200 amostras de superfície e subsuperfície) foi realizada nas unidades litoestratigráficas dos eventos deposicionais atribuídos às formações San Gregorio, Tres Islas, Fraile Muerto e Mangrullo. Todos os resultados obtidos geraram a base do marco cronoestratigráfico das unidades permianas da bacia. As análises sedimentológicas - petrofísicas de caracterização faciológica, e as de geoquímica orgânica referidas à análise da quantidade e tipo de matéria orgânica foram realizadas no laboratório de Cenpes/ Petrobras e no laboratório de investigações tecnológicas da ANCAP. Estes estudos contribuíram nas caracterizações faciológicas das unidades e permitiram inferir algumas condições paleoambientais e paleoecológicas da sedimentação permotriássica.

Os estudos petrográficos, radiométricos e as datações dos basaltos e diabásios jurássicos e cretáceos foram realizados no *Core Laboratories Inc.*, Texas, USA; e no Laboratório do Cenpes/Petrobras, Rio de Janeiro, Brasil.

I.3.3- Análise de fácies e interpretação dos sistemas e seqüências deposicionais

Como foi assinalado, a análise de bacias sedimentares é um estudo integrado e interativo de várias disciplinas geológicas.

Deve ser levado em consideração o critério definido e proposto por Allen & Allen (1990) e Miall (1984), Miall (1985), que a interpretação estratigráfica da análise de bacia

está baseada em três fases hierárquicas: a análise estratinômica, a análise de fácies e a análise de bacia.

A BChPu pode ser definida como uma bacia do tipo interior cratônica composta (Klemme, 1980). O registro sedimentar é governado, basicamente pelo tectonismo e pelas flutuações climáticas, portanto, cada episódio ou fase tectônica gera um novo marco tectonossedimentar, onde se integra um conjunto de depósitos formados contemporaneamente denominado tectonossequência.

Com os dados levantados procurou-se apresentar novas informações relativas aos conteúdos e limites lito-cronoestratigráficos, características faciológicas e associações de fácies, sistemas deposicionais, paleogeografia e episódios tectônicos da BChPu.

As etapas iniciais da análise consistiram na pesquisa bibliográfica, relatórios e mapas atinentes a diversos aspectos cartográficos e geológico-industriais vinculados com a prospecção de diferentes minerais da área de estudo como também em âmbito regional. Também foram pesquisados trabalhos e conhecimentos específicos sobre diversos aspectos de análise de bacia (geoquímica orgânica, geofísica, estratigrafia, sedimentologia, análise estrutural e geotectônica, geocronologia, palinologia e paleontologia geral, entre outros).

Foram seguidos os critérios e propostas metodológicas de Reading (1986) e Walker (1984) para os estudos litológicos e faciológicos. Nos perfis detalhados de superfície além da análise de dados de subsuperfície tais como perfis de poço (raios gama, resistividade, sônico, sísmico e de mergulho) se identificaram diferentes atributos das rochas sedimentares, permitindo a definição das fácies, associações de fácies e os diferentes processos sedimentares geradores, com a finalidade de interpretar os sistemas deposicionais.

As reconstruções paleogeográficas foram obtidas através da análise de paleocorrentes das fácies, da distribuição e arranjo das associações de fácies, dos mapas de razão, dos mergulhos deposicionais definidos a partir de perfis de poços, o que forneceu informação para a localização das áreas-fonte, das direções de fluxo do transporte sedimentar, assim como das paleo-linhas da costa.

A análise da bacia (incluindo a evolução tectonossedimentar) se inicia com a identificação e caracterização dos diferentes eventos deposicionais e episódios tectônicos associados aos processos formadores e deformadores da bacia. Para isto

foram analisados os arcabouços estratigráficos das seqüências com base nos dados sísmicos e bioestratigráficos, de modo de definir a idade das estruturas, descontinuidades e deformações que condicionaram os diferentes registros sedimentares.

CAPITULO II

GEOLOGIA DA BACIA

Esta síntese sobre a geologia do embasamento pré-cambriano e das seqüências paleozóicas e mesozóicas da Bacia Chacoparanense não inclui uma revisão bibliográfica exaustiva do tema, nem pretende abarcar a totalidade de aspectos particulares, ou mesmo questões polêmicas que possam estar relacionadas a esta região do continente sul-americano. O assunto ainda presta-se para discussões posteriores sobre a evolução tectonossedimentar do território, e tenta, quando possível, correlacionar as unidades uruguaias com as equivalentes brasileiras.

A geologia do Uruguai, apesar de seus escassos 187.000 km², apresenta características complexas devido, principalmente, ao rico registro de sua coluna estratigráfica (figura II-1).

Para seu tratamento, subdividiu-se o tema em duas grandes unidades: o escudo Uruguaio - Sul-riograndense e a Bacia Chacoparanense, excluindo até o momento a análise do Cenozóico.

II.1- O escudo Uruguaio-Sul-riograndense

No sul do Brasil e no Uruguai, o escudo Atlântico, denominado localmente escudo Uruguaio - Sul-riograndense, é composto por terrenos arqueanos e eoproterozóicos afetados por vários ciclos tectono-magmáticos (Bossi et al. 1967; Cordani *et al.*, 1984; Cordani & Soliani 1990; Preciozzi et al, 1991; Preciozzi et al 1995; Bossi & Campal. 1992; Bossi et al, 1998; Fragoso,1991), e também, por unidades do Proterozóico Superior. Durante o Ciclo Brasileiro, parte desses terrenos foram parcialmente retrabalhados, enquanto outra extensa região comportou-se como uma área estável. Ao encerramento deste ciclo, segue o resfriamento regional e a intrusão dos corpos magmáticos, de caráter anorogênico, já no período Cambriano.

CRETÁCEO SUPERIOR	FORMAÇÃO MERCEDES	arenitos e conglomerados. calcritização, silicificação e ferruginização
CRETÁCEO INFERIOR JURÁSSICO	FORMAÇÃO GUICHÓN	arenitos e conglomerados
	FORMAÇÃO MIGUES	arenitos e pelitos vermelhos
	FORMAÇÃO AREQUITA	riolitos e riolacitos
	FORMAÇÃO CANADA SOLIS	Conglomerados
	FORMAÇÃO PUERTO GOMEZ	lavas básicas
	FORMAÇÃO ARAPEY	lavas básicas
	FORMAÇÃO TACUAREMBÓ	arenitos vermelhos com estrat. cruzada arenitos esverdeados e pelitos vermelhos
TRIÁSSICO INFERIOR PERMIANO	FORMAÇÃO BUENA VISTA	arenitos brancos e vermelhos
	FORMAÇÃO YAGUARI	arenitos e pelitos vermelhos
	FORMAÇÃO PASO AGUIAR	siltitos e pelitos
	FORMAÇÃO MANGRULLO	folhelhos e calcários cinzas e pretos
	FORMAÇÃO FRAILE MUERTO	siltitos e arenitos finos
	FORMAÇÃO TRES ISLAS	arenitos e pelitos brancos
	FORMAÇÃO SAN GREGORIO	diamictitos, pelitos e arenitos
DEVONIANO	FORMAÇÃO LA PALOMA	siltitos e arenitos finos a grossos
	FORMAÇÃO CORDOBES	folhelhos e siltitos cinzas
	FORMAÇÃO CERREZUELO	arenitos grossos a finos e pelitos
CAMBRIANO PROTEROZOICO SUPERIOR	FORMAÇÃO SIERRA DE ANIMAS - DE RIOS	sienitos, traquitos, ignimbritos, riolitos
	GRANITOS LA PAZ-ILLESCAS	granitos intrusivos
	FORMAÇÃO SIERRA BALLENA	cataclastos e milonitos
	FORMAÇÃO BARRIGA NEGRA	diamictitos / arenitos ("molassas")
	GRANITOS TARDIPOSTECTONICOS	granitos/leucogranitos/granodioritos
	FORMAÇÃO PIEDRAS DE AFILAR	quartzitos, pelitos e calcários
	GRUPO LAVALLEJA	metaarenitos, metasiltitos, mármorese metalavas
	GRUPO ROCHA	metaarenitos e metapelitos
	GRANITOS-MICROGRANITOS-GRANODIORITOS	granitos, leucogranitos e granodioritos
PROTEROZOICO MÉDIO	ENXAME DE DIQUES MÁFICOS	diques máficos toleíticos (microgabros)
PROTEROZOICO INFERIOR ARQUEANO ?	PLUTON DE ISLA MALA	granodioritos, dioritos, leucogranito
	PLUTON DE ARROYO DE LA VIRGEN	granodioritos biotíticos
	FORMAÇÃO SAN JOSE	gnaisses, granulitos e migmatitos
	FORMAÇÃO MONTEVIDEO	gnaisses, anfibólitos, micaxistos
	FORMAÇÃO ARROYO GRANDE	metasedimentos e metalavas
	FORMAÇÃO PASO SEVERINO	metasedimentos e metalavas
	FORMAÇÃO VALENTINES	anfibólitos alto/medio grau
	COMPLEXO BASAL	metamorfismo gnaisses, migmatitos, granulitos

Figura Nº II-1. Coluna estratigráfica esquemática do Uruguai (Fonte: Preciozzi *et al.* 1985, modificado).

Os principais elementos estruturais e litológicos que compartimentam o escudo Uruguaio - Sul-riograndense encontram-se sintetizados no mapa da figura Nº II-2.

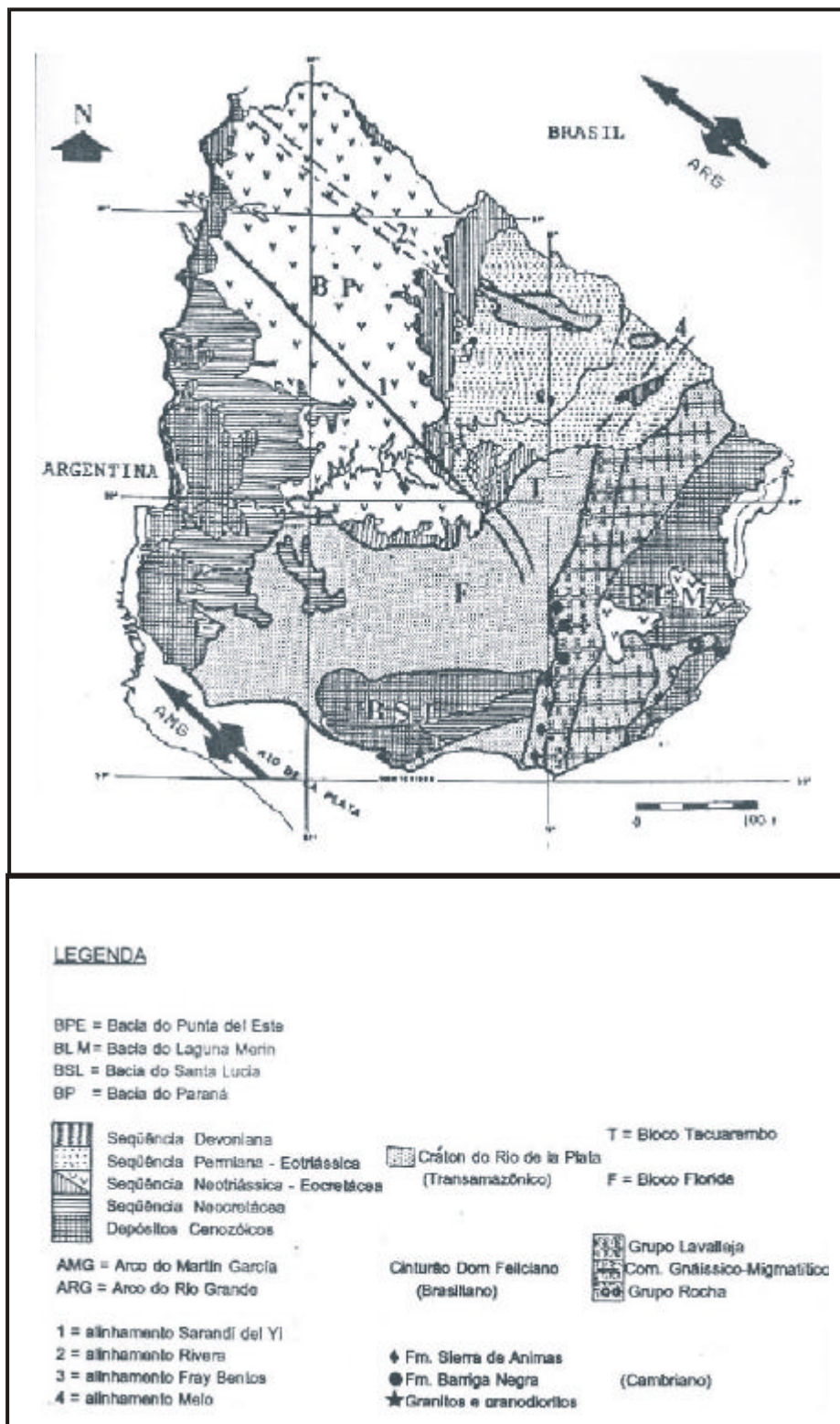


Figura Nº II-2. Mapa geológico do Uruguai (fonte Veroslavski, 1994)

É adotado aqui um esquema simples de subdivisão do embasamento em três unidades geotectônicas básicas seguindo a proposta adotada por autores que, com variantes, origina-se no trabalho de Bossi & Campal (1992). Nestes três grandes blocos são separados cada um deles por duas descontinuidades crustais de primeira ordem, de direção geral Norte - Sul. A saber, de Oeste a Leste, a Falha de Sarandí del Yi e a Falha Sierra Ballena. Ficam assim definidos, de Oeste a Leste, o *Terrane* Piedra Alta (ou Cráton do Rio de la Plata), o *Terrane* Nico Pérez e o *Terrane* Punta del Este. Encontram-se também representados neste mapa os principais eventos magmáticos e sedimentares que ocorreram no escudo durante o Proterozóico Superior e Paleozóico Inferior.

A gênese e evolução do escudo Uruguaio-Sul-riograndense tem sido tema de estudo de vários pesquisadores ao longo dos últimos anos, embora grande parte do entendimento da sua evolução seja ainda uma questão em aberto. Como exemplo temos, por um lado, o modelo proposto por Fernádes *et al.* (1992) que abarca duas grandes massas continentais (Rio de la Plata e Kalahari) separadas pelo oceano Adamastor, com desenvolvimento de arcos magmáticos (Capivarita, Piratini e Complexo Gnáissico-Granítico), bacias extensionais de retro-arco ou marginais (Santa Ana de Boa Vista e Grupo Lavalleja) e uma bacia de ante-arco ou frontal (Grupo Rocha), envolvendo, no final do ciclo Brasileiro, colisões múltiplas (figura N°II-2).

II.2- A Bacia Chacoparanense uruguaia (BchPu)

A Bacia do Chacoparaná uruguaia situa-se na região norte do Uruguai. Suas características gerais, em nível regional e unidades litoestratigráficas, serão abordadas no próximo capítulo. No entanto, no Uruguai, seu registro sedimentar é caracterizado por quatro seqüências limitadas, na base e no topo, por discordâncias regionais (no sentido de Chang, 1975). As principais características dos pacotes rochosos que compõem cada uma delas se expõem a seguir, segundo a visão clássica (Figura II.3).

II.2.2- Sequência permiana-eotriássica

O segundo evento deposicional registrado na bacia é representado pela sequência permiana-eotriássica. De Santa Ana & Veroslavsky (1993) assinalaram três grandes episódios naturais que compõem esta sequência:

O primeiro corresponde à implantação do mar permiano sobre o escudo Uruguaio - Sul-riograndense, associada à glaciação gondwânica, e que teria se processado através de sucessivos avanços e recuos do nível do mar Eyles, C.H. et al., 1993; Castro, J.C., 1991. A porção basal deste evento deposicional, representado pela Formação San Gregorio (diamictitos, arenitos, ritmitos, e argilitos), corresponde à seção acumulada sob uma grande influência de um regime glacial. O desenvolvimento de lóbulos glaciais, na direção oeste (coincidente com as principais direções assinaladas pelos pavimentos estriados), contribuiu com uma importante massa detrítica. É possível que as áreas fontes se situassem em regiões distantes localizadas a leste e sudeste (África do Sul?). Tal situação favoreceu, nesta parte da bacia, a atuação de processos de transporte com forte componente gravitacional (escorregamentos e turbiditos). A presença destes tipos de depósitos é verificada nos poços da região de Cerro Largo Sul (Andreis *et al.* 1993; De Santa Ana *et al.*, 1993), e no noroeste do Uruguai, também em subsuperfície.

Contudo, fácies continentais e transicionais são reconhecidas em várias áreas, por exemplo: na localidade de San Gregorio (área-tipo) e, também, na região de Paso del Puerto (Departamento de Rio Negro) onde aparecem diamictitos associados a arenitos com estratificação cruzada acanalada e planar, às vezes cruzada de baixo ângulo, termos que interdigitam-se lateralmente com argilitos e ritmitos (varvitos?).

De Santa Ana & Veroslavsky (1993) e Daners et al. (2003), afirmam que a associação de palinomorfos presentes nos poços de Cerro Largo Sul, quando comparada com os quadros bioestratigráfico e cronoestratigráfico proposto por Daemon & Quadros (1970) para a Bacia do Paraná, permite posicionar esses sedimentos no intervalo I, Artinskiano/Kunguriano (Permiano inferior).

O segundo episódio deposicional representa a fase de “engolfamento”, onde se sucedem arenitos finos a grossos, pelitos e intercalações de níveis conglomeráticos, que se agrupam sob a denominação de Formação Tres Islas.

Estes termos são interpretados como sistemas deltaicos dominados por rios que progradam nas direções oeste e noroeste (Ferrando & Andreis, 1986). A Formação Tres Islas é correlacionável à Formação Rio Bonito nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, e Paraná no Brasil (Delaney & Goni, 1963). Uma questão em aberto é o tipo de controle que tiveram esses sistemas deltaicos, desenvolvidos num contexto transgressivo generalizado do mar permiano, sendo possível sua relação ao soerguimento das áreas fontes como resposta à reativação tectônica durante a orogenia tardiherciniana (Fúlfaro, 1971, Schneider et al 1974, Fúlfaro et al. 1980, Fulfaro et al. 1982, Zalan et al., 1986, Zalán et al., 1990, França et al. 1995), reconhecida em território brasileiro.

Em seqüência, e retomando o contexto transgressivo, depositou-se a Formação Fraile Muerto, litocorrelata à Formação Palermo, constituída por arenitos finos, siltitos e siltitos arenosos e argilosos, com laminação horizontal, estratificação lenticular e “flaser”, interpretada por De Santa Ana (1989) como ambientes marinhos transicionais sem influência de ondas.

Mais acima, em uma situação de restrição da bacia, depositou-se a Formação Mangrullo, representando dois ciclos rítmicos de siltitos, calcários-calcopelitos, e folhelhos betuminosos com abundante conteúdo de micro e macro fósseis. Esta camada é considerada como um excelente marco cronoestratigráfico em nível regional para a bacia, sendo tradicionalmente correlacionável com a Formação Irati, no Brasil.

O terceiro episódio deposicional corresponde à fase de colmatção da bacia, que começa com a retirada progressiva do mar e seu total assoreamento já no Eotriássico.

A porção basal é representada pela deposição dos siltitos e arenitos finos que compõem a Formação Paso Aguiar, correlacionável à Formação Serra Alta e parte de Teresinha no Brasil, dando início à retirada paulatina do mar permiano. Em direção ao topo, marcando a fase de continentalização da bacia, depositaram-se as formações Yaguarí e Buena Vista correlacionáveis às formações brasileiras Rio do Rasto e Sanga do Cabral, respectivamente, (Acevedo, 1985). Essas unidades caracterizam a passagem gradual de ambientes litorâneos e costeiros para continentais fluviais e de dunas eólicas no topo.

Na Formação Sanga do Cabral, Azevedo *et al.* (1985) assinalam a presença de anfíbios lidekkerinídeos e *Procolophon*, constituindo uma típica ocorrência na paleofauna da Zona de *Lystrosaurus*, da Série Beaufort superior (Triássico Inferior - Scitiano) do Sistema Karoo na África do Sul. Esses autores relatam também a descoberta de alguns restos fósseis nos sedimentos da Formação Buena Vista (em território uruguaio), comparáveis a essa associação fossilífera, o que permitiria posicionar essa unidade e, conseqüentemente, o topo da seqüência no Eotriássico.

No Triássico Inferior é registrada uma importante reativação tectônica que teria provocado a elevação de blocos limitados por falhas de direção NE (Andreis *et al.*, 1991), e NW (de Santa Ana *et al.* 2001), responsável ainda pela discordância que marca o topo da seqüência. Essa tectônica teve componentes compressivos e transcorrentes, deformando levemente as camadas pré-triássicas (verificado através de algumas linhas sísmicas da bacia levantadas pela *Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland - ANCAP*) e que não afetaram as camadas mesozóicas sobrepostas. Outras feições no interior da bacia, em superfície, permitem supor também movimentações transcorrentes (preferencialmente através das falhas NE), como as sugeridas pelas estrias de falhas observadas nas pedreiras próximas à estrada N° 8, ao sul da localidade de Melo (pedreira "Infrinsa"). Essas feições e ainda outras prováveis, como as denominadas "ilhas cristalinas de Rivera e Acegua", são interpretadas aqui como sendo geradas pela transmissão dos esforços compressivos continente adentro, em resposta ao evento colisional ocorrido na margem sul do Gondwana, representado pela orogenia Cabo-Ventana (Eotriássico). É importante ressaltar que Cobbold *et al* (1986), Cobbold *et al* (1991), Cobbold *et al* (1992), Milani E.J. (1997), Ramos V. (1988), já havia atribuído, para o setor brasileiro da bacia, feições compressivas associadas a essa orogenia.

II.2.3- Seqüência juro-eocretácea

A porção basal da seqüência neotriássica-eocretácea é representada pela Formação Tacuarembó, que pode ser subdividida em dois membros: inferior e superior (Bossi, 1966).

O membro inferior é constituído por arenitos avermelhados e brancos, finos a muito finos, com intercalações de lentes de arenitos médios a grossos, e de

delgadas camadas (entre 10 a 15 centímetros de espessura) de pelitos argilosos e siltitos. Os termos conglomeráticos são raros. A estrutura sedimentar predominante é a estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, subordinadamente planar.

Do ponto de vista paleo-ambiental esta unidade é considerada como acumulada principalmente por sistemas fluviais, não se descartando, contudo, uma origem eólica para alguns dos termos arenosos finos, principalmente na porção basal. Este membro é correlacionável, segundo vários autores, com a Formação Pirambóia do Estado de São Paulo, Brasil. Nos últimos anos, alguns autores têm identificado uma nova unidade estratigráfica na base desta formação, de duvidoso sentido litoestratigráfico, que é denominada Formação Cuchilla de Ombú (Ferrando & Andreis, 1986) e corresponde a um pacote de origem eólica, de pouca espessura (não atinge 10 metros), que interdigita-se com os sedimentos flúvio-lacustres mais conspícuos.

Recentemente, os termos lacustres têm fornecido fósseis que segundo Perea, D & Martinez, S (2003) possibilitam seu posicionamento no Jurássico Superior – Cretáceo Inferior, assunto que será considerado mais em detalhe nos capítulos seguintes.

No membro superior predominam os arenitos finos e médios, de boa seleção, com estratificação cruzada acanalada, planar e planar-tangencial, em geral de grande porte, às vezes, com estruturas de fluxos de grãos nas lâminas frontais dos "sets" cruzados. Em superfície, é rara a presença de camadas de pelitos ou argilas, estando presentes alguns níveis delgados de argilas e arenitos médios a grossos nos poços perfurados pela ANCAP (Administración Nacional de Combustible Alcohol y Portland) na região noroeste, como também é comum a presença de intercalações de camadas de arenitos finos a médios com estratificação horizontal e sub-horizontal.

Todos esses termos formaram parte de um extenso deserto que cobriu grande parte do Gondwana, abrangendo, pelo menos, o sul do Brasil, o sudoeste do Paraguai, o nordeste da Argentina e o norte do Uruguai (Norhfleet, 1969, Fulfaro, 1971, Milani, 1997, Clerici et al. 1986, Fernandes G., 1990, Pezzi et al. 1989, Zambrano, 1974. O membro superior da Formação Tacuarembó é correlacionável à Formação Botucatu no Estado de São Paulo, Brasil.

Para alguns autores, o membro superior da Formação possui expressão litoestratigráfica superior, propondo uma nova unidade, a Formação Rivera. Na localidade de Rivera, suposta seção-tipo da unidade, só afloram sedimentos eólicos ao oeste.

Seguiram-se, no Jurássico Superior - Cretáceo Inferior, cobrindo os arenitos Tacuarembó, extensos derrames basálticos correlatos em toda a Bacia do Paraná, que foram gerados por um intenso vulcanismo fissural, associado à separação continental da América e África. Este evento magmático é representado, no Uruguai, pela Formação Arapey, com seu equivalente na Formação Serra Geral no Brasil. Esses derrames desenvolveram-se como uma cunha, com espessamento para o oeste (Bossi, 1966). Segundo Bossi *et al.* (1974), são litologicamente diferenciáveis em três grandes áreas: i) basaltos olivínicos, a sudeste; ii) basaltos equigranulares quase sem olivina, a nordeste e centroleste; e iii) basaltos olivínicos equigranulares, com vesículas e intercalações de arenitos. A espessura máxima dos derrames é de 1051 metros (González, com. pess.) em poço na localidade de Salto.

A Formação Cuaró (Preciozzi *et al.*, 1985), reúne os diques e soleiras de idade Juro-cretáceo associado ao evento magmático “Arapey”.

II.2.4- Seqüência eocretácea pós-basáltica

A seqüência eocretácea pós-basáltica corresponde litoestratigraficamente à Formação Guichón. É de ocorrência restrita ao setor oeste da bacia e pode ser interpretada como parte de uma sub-bacia, com uma evolução complexa, já que, por um lado contém elementos próprios da reativação mesozóica, e por outro, preserva uma forte herança da sedimentação gondwânica (Fúlfaro *et al.* 1994; Goso C. 1999).

A Formação Guichón é constituída por arenitos finos, conglomerados e arenitos grossos, e ocasionais níveis de pelitos. Essa unidade é interpretada como acumulada por sistemas de leques aluviais desenvolvidos do NE para W, que distalmente interdigitaram-se com episódios eólicos. As relações de contato com as unidades suprajacentes (unidades sedimentares neocretáceas e cenozóicas) é discordante (de Santa Ana *et al.*, 1993; Goso C. 1999). Paleontologicamente, o fóssil mais particular da unidade é o réptil *Uruguaysuchus aznarezi* (Rusconi, 1933; Francis, 1975).

II.2.5- Seqüência Neocretácea-Paleocénica

A seqüência neocretácea é representada pela Formação Mercedes. Predominantemente arenosa, apresenta uma marcada granodecrescência em direção ao topo. É interpretada como de origem fluvial (rios entrelaçados). Para o topo passam a predominar os arenitos finos que antigamente foram integrados na Formação Asencio e atualmente, devem ser incluídos na Formação Mercedes. Todos esses pacotes arenosos e areno-conglomeráticos apresentam-se interdigitados com grandes lentes de calcários, às vezes algo arenosas, que se denominam *Calizas del Queguay*, representando acumulações calcárias e silicosas, de origem continental, geradas por intensos processos de calcretização e silcretização subterrâneas e superficial ocorridos no Terciário Inferior (Veroslavsky & de Santa Ana, 2004). Previamente à calcretização, fortes processos de ferruginização afetaram esta unidade (Goso C. 1999). Em termos paleontológicos, ocorrem restos de dinossauros nos arenitos finos avermelhados, agrupados dentro da família *Atlantosauridae*.

CAPÍTULO III

LITOESTRATIGRAFIA DAS UNIDADES PERMOTRIÁSSICAS E JUROCRETÁCEAS DA BACIA

Os critérios aqui adotados para a caracterização das unidades litoestratigráficas levam em consideração, de forma geral, a primeira proposta de classificação definida por Bossi (1966) e a coluna estratigráfica integrada, elaborada sob a forma de diagrama tempo-espço, proposta por de Santa Ana (1989), posteriormente modificada por de Santa Ana & Ucha (1994). Nesse esquema lito-bio-cronoestratigráfico acha-se sintetizada a distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas de acordo com as últimas informações geológicas de superfície e subsuperfície de toda a bacia disponíveis até a presente data.

Dessa forma, a litoestratigrafia aqui proposta, mantendo a integração tempo-espço anteriormente definida, permite visualizar, de forma sinóptica, a distribuição e as relações estratigráficas das diversas unidades líticas, contribuindo para um melhor entendimento da evolução tectônica e sedimentar da bacia. Graças à integração dos poços profundos perfurados pela ANCAP e de um vasto acervo de informações sedimentológicas, estratigráficas, petrográficas, palinológicas, geofísicas e geocronológicas, fruto de numerosas campanhas exploratórias de hidrocarbonetos, pôde-se oferecer uma visão estratigráfica integrada, calcada na coerência e homogeneidade litológica, seguindo critérios primordialmente operacionais.

Esta nova proposta estratigráfica para as unidades permotriássica e jurocretácea da BChPU o Bacia Norte é apresentada na FIGURA III.1. Este esquema inclui a criação de três novas unidades litoestratigráficas: a Formação Cerro Pelado, de idade kunguriana, representando o registro sedimentar de maior desenvolvimento e preservação bacinal, e duas unidades de idade Jurássica, respectivamente a Formação Gaspar, de natureza vulcânica, e a Formação Itacumbú, de características sedimentares que consubstanciam a primeira fase extensional mesozóica da bacia. Adicionalmente, e com base na caracterização e

COLUNA CRONOESTRATIGRÁFICA DA BChPU

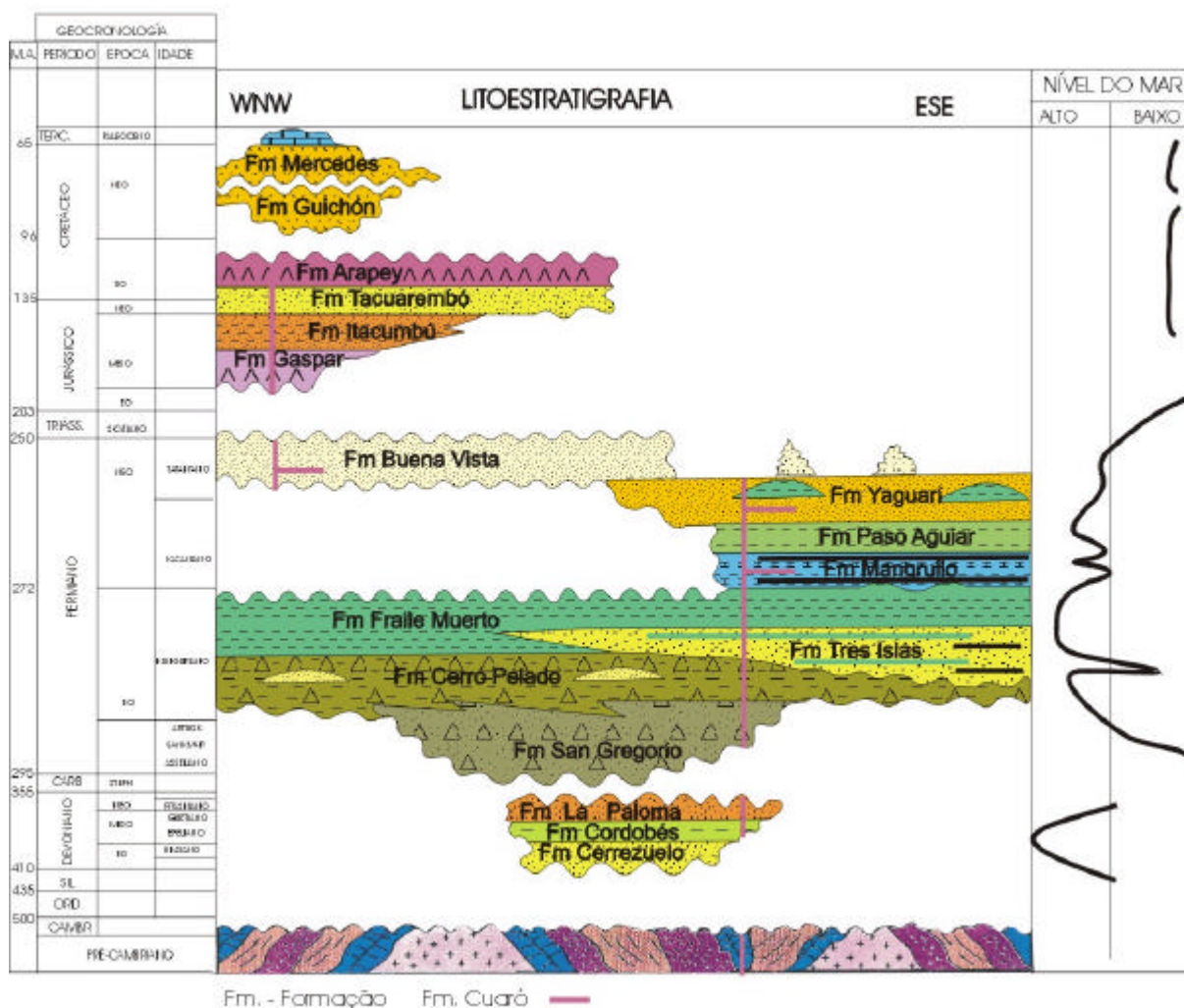


Figura III - 1. Representação das relações e distribuição temporal e espacial das unidades litoestratigráficas das seqüências deposicionais, e da curva de variação do nível do mar.

divisão de novas subunidades, se redefine conteúdo lítico, relações de contato, espessuras, idades, limites e controles deposicionais e erosivos, em toda a bacia, das

seguintes formações: San Gregorio, Tres Islas, Fraile Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí e Buena Vista, que totalizam o registro sedimentar permotriássico. Ademais, rediscute-se a extensão litoestratigráfica da Unidade Tacuarembó.

Os itens seguintes tratam do registro litoestratigráfico das unidades permotriássicas e jurocretáceas da Bacia Chacoparanaense Uruguaia.

FORMAÇÃO SAN GREGORIO

A Formação San Gregorio, como aqui redefinida, constitui um conjunto de sedimentos eopermianos representados por diamictitos, arenitos e ritmitos, vinculados a condições glaciogênicas, e localizados exclusivamente na borda sul da bacia.

Antecedentes

No âmbito da Bacia Sedimentar do Paraná, rochas equivalentes à Formação San Gregorio foram reconhecidas originalmente por White (1908), que as definiu como “Conglomerados de Orleans”. Guillemain (1911) reconheceu rochas sedimentares psefíticas em afloramentos e em testemunhos de sondagem da primeira perfuração realizada na região leste da bacia, por ele definidas como “bancos de transportados (‘rodados’) glaciais”, correlacionáveis com os mesmos depósitos definidos por White nos trabalhos publicados no Brasil.

Posteriormente, diversos autores, tais como Walther (1919), Walther (1928), Terra (1926), Du Toit (1927), Fálconer (1931a, 1937), designaram, para tais depósitos, as terminologias estratigráficas adotadas no Brasil, como “Estratos de Tubarão”, “Estratos ou Camadas de Itararé”, ou ainda “Série Itararé”.

A primeira citação estratigráfica referente a um afloramento de bacia paleozóica uruguaia foi feita por Caorsi & Goñi (1958), que propuseram, para as camadas psamopsefíticas, a denominação de “Conglomerados de San Gregorio”, em referência à localidade de San Gregorio de Polanco, na margem esquerda do Rio Negro, Departamento de Durazno.

Bossi (1966) tendo em conta que existiam dificuldades para a separação e o mapeamento das litologias psamíticas das formações San Gregorio e Tres Islas; esta sobrejacente; propôs, então, a junção de ambas, que passariam a ser definidas como Formação San Gregorio - Tres Islas.

Bossi *et al.* (1975) mantiveram o mesmo critério litoestratigráfico nas cartas geológicas ao milionésimo, tendo integrado a Formação San Gregorio com os sedimentos psamíticos da Formação Tres Islas.

Preciozzi *et al.* (1985), na memória da carta geológica do Uruguai em escala 1:500.000, separaram esta unidade, com *status* de formação, enfeixando os diamictitos de matrizes pelíticas e arenosas, bem como arenitos, ritmitos carbonosos e varvitos com seixos caídos (*dropstones*), com tonalidades vermelhas, negras e cinzentas.

Goso & de Santa Ana (1986) identificaram, a partir de integração de dados de superfície e de subsuperfície, a Formação San Gregorio, separando-a em dois ciclos: o inferior, predominantemente psamopsefítico, integrado por conglomerados, arenitos finos a grossos, diamictitos arenosos maciços ou estratificados, e, secundariamente, por siltitos, argilitos, ritmitos de cores cinzentas e tonalidades avermelhadas ou amareladas, e o superior, de natureza lamítica ou pelítica.

Ferrando & Andreis (1986), Ferrando & Montaña (1987), e Andreis *et al.* (1993) definiram processos sedimentares, fácies e ambientes relativos à Formação San Gregorio a partir de trabalhos e dados de superfície na faixa de afloramentos da bacia.

De Santa Ana (1989), baseado em novos dados e informações provenientes de poços exploratórios para hidrocarbonetos da região noroeste da bacia, posicionou a Formação San Gregorio no Permiano Inferior, tendo separado, nesta unidade, uma fácies proximal, de natureza predominantemente diamictítica arenosa, constituída por depósitos de natureza continental fluvial e fluvioglacial, e uma fácies distal, que se interdigita e transgride a anterior, sendo formada por diamictitos pelíticos, siltitos, argilitos cinzas a negros e, secundariamente, por arenitos essencialmente marinhos.

Ferrando & Andreis (1986) propuseram para a Formação San Gregorio um holoestratótipo próximo à cidade de San Gregorio de Polanco, em Paso Romero, junto

ao Rio Negro (segundo a definição de Bossi 1966) e um paraestratótipo que se localiza no quilômetro 377 da rodovia Nacional nº 8, a sudoeste da cidade de Melo.

Andreis *et al.* (1991), tendo em conta a pequena ocorrência do afloramento de Paso Romero e as importantes variações faciológicas laterais e verticais desta unidade, consideraram que o estratótipo da Formação San Gregorio ainda restaria por ser melhor definido.

De Santa Ana & Veroslavsky (1993) formularam uma nova proposta lito-cronoestratigráfica da bacia, tendo incluído a Formação San Gregorio no que chamaram de Seqüência A, relacionando os depósitos pelíticos, psamíticos e diamictíticos a ambientes glaciais, conforme já havia sido anteriormente sugerido por outros autores.

De Santa Ana & Ucha (1994), em uma revisão tectonoestratigráfica da Bacia Norte, caracterizaram dois eventos deposicionais na Formação San Gregorio, o primeiro, parcialmente preservado, de características continentais e fluvioglaciais, litologicamente representado por tilitos, diamictitos arenosos, arenitos e, secundariamente, por siltitos e varvitos, e o segundo evento, de natureza glaciomarinha, constituído por diamictitos pelíticos e arenitos turbidíticos, relacionados com depósitos de ressedimentação, bem como por folhelhos e pelitos, com abundante matéria orgânica, associados com processos de decantação.

Goso C. (1995), em sua dissertação de mestrado, apresentou novo aporte estratigráfico ao conhecimento da Formação San Gregorio, tendo como base o estudo de dezenas de afloramentos e de mais de 1.300 m de testemunhos de sondagem de perfurações exploratórias na porção meridional do distrito de Cerro Largo, os quais embasaram a proposta de uma nova unidade litoestratigráfica, denominada Formação Cerro Pelado.

Nome e área-tipo

A seção-tipo, ou estratotipo, desta unidade, tal como proposta por vários autores, se localiza na margem esquerda do Rio Negro, no Departamento de Durazno, em frente à localidade de San Gregorio de Polanco (FIGURA III.2). Nesta localidade, observa-se uma sucessão de arenitos finos a médios, com ciclos decimétricos de gradação normal, estratificações cruzadas e plano-paralelas, e diamictitos polimícticos, com diques clásticos que cortam pacotes pelítico-arenosos de tonalidades violáceas a avermelhadas; deformações sinssedimentares (estratificações convolutas, *slumps*) também podem ser observadas.

Outras seções auxiliares e afloramentos relevantes desta unidade localizam-se no morro Guazunambi, ao sul do Departamento de Cerro Largo (*vide* Goso Aguilar, 1995); na rodovia Nacional Nº 7, km. 3, ao sul da localidade de Cerro de las Cuentas (FIGURA III.2); na rodovia Nacional Nº 8, km. 377, onde Ferrando & Andreis (1986) definiram o paraestrotipo da unidade; em Paso del Gordo sobre o arroio Cordobes (Departamento de Durazno); no Paso del Puerto na margem esquerda do Rio Negro, no cruzamento da estrada Nacional Nº 3, no Departamento de Flores. Outro conjunto de bons afloramentos desta unidade pode ser encontrado em ambas as margens do Rio Negro, desde a desembocadura do rio Tacuarembó até um pouco a oeste da localidade de San Gregorio de Polanco.

Litologia e unidades

O critério litológico mais importante para a definição estratigráfica da Formação San Gregorio é a sua marcante heterogeneidade lítica e faciológica, onde se destacam os arranjos gerais de natureza granodecrescente, o predomínio de litologias psamíticas, psefíticas e diamictíticas grossas, com matriz silto-arenosa, e as tonalidades vivas, com predomínio das cores vermelho, púrpura, marrom amarelado, ocre e, secundariamente cinza (FIGURA III.2B). A estas fácies somam-se, em caráter subordinado, arenitos conglomeráticos, arenitos subarcosianos a quartzosos, pelitos e ritmitos com *dropstones*.

FORMAÇÃO SAN GREGORIO

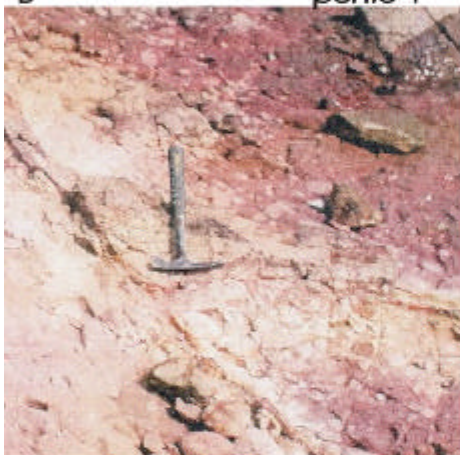
A -

ponto 1



B -

ponto 1



C -

ponto 2



D -

ponto 3



E -

ponto 3

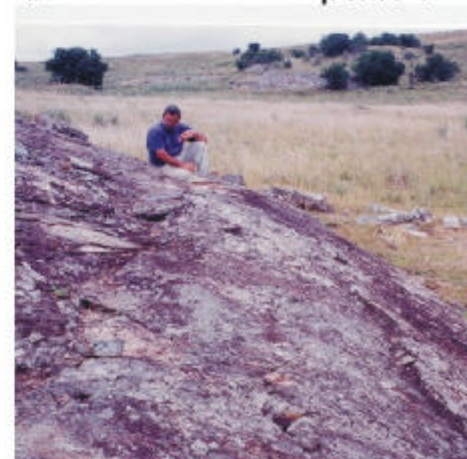


Figura III- 2 . A - Área tipo da Formação San Gregorio sobre o Rio Negro . B - Diamictitos arenosos na localidade de Paso Romero - San Gregorio. C - diamictitos com matriz milonítica e boulders, Cerro Guazunambi - Cerro Largo Sur. D, E - Estruturas erosivas glaciogênicas (valés e sulcos) fazenda Las Moras - Cerro de las Cuentas.

De uma forma geral, os diamictitos apresentam-se como grandes pacotes tabulares, com geometria interna canaliforme, com tendência a gerar ciclos métricos granodecrescentes; a matriz é, em geral, de natureza arenosa, muito mal selecionada, arcossiana a sublítica, com moderada participação de material síltico. Em algumas situações, os diamictitos exibem uma gradação para psefitos clastossuportados. A fração seixosa é de natureza polimítica, com clastos de até 50 cm., angulosos a subarredondados, de granito, gnaiss, calcários, xistos, quartzitos, rochas sedimentares devonianas e rochas ígneas graníticas protomilonitizadas, de textura porfíroide. Por vezes, os clastos de natureza calcária ou granítica se mostram facetados, inclusive com superfícies polidas onde se registram manchas de diversas tonalidades.

Em determinadas porções da borda sul da bacia, onde os mecanismos de transporte glaciogênico foram mais importantes e encontram-se testemunhos melhor preservados, os grandes blocos erráticos (FIGURA II.2C) alcançam dimensões que chegam a suplantar os 3 metros de diâmetro (como a sul dos departamentos de Cerro Largo e Tacuarembó, e no setor setentrional do Departamento de Durazno).

As direções de fluxo do gelo, caracterizadas pelas estruturas erosivas remanescentes da ação glacial (estrias, superfícies polidas, sulcos e costelas), preservadas em tilitos basais e no embasamento cristalino, podem ser observadas em afloramentos na Fazenda Las Moras, ao sul da cidade de Cerro de las Cuentas, indicando transporte de direção N330-340 (FIGURA III.2.D-E).

Medidas de paleocorrentes, tomadas a partir de seixos imbricados de fácies ortopsefíticas e de estratificações cruzadas grosseiras, de natureza fluvioglacial na seção-tipo desta unidade, sugerem direções nordeste (N40-45). Outras medidas de paleocorrentes tomadas em afloramentos de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas nas fazendas Las Moras, Paso del Puerto, bem como nos arredores de Paso Romero, fornecem direções N290, N320, N330 e N340.

Na localidade de Paso del Puerto, no setor sul da bacia, associações faciológicas similares permitem tomadas de medidas direcionais em estratificações cruzadas tangenciais de grande porte, de origem fluvioglacial (*out wash*) e em *climbing ripples*, as quais indicam, em geral, sentido de fluxo no rumo leste.

Com base em dados litológicos e perfis dos poços Salsipuedes e Ullestes, localizados no depocentro da borda sul da bacia, pode-se reconhecer diversos ciclos de tendência granodecrescente (*finning upward*), integrados por espessas seções de diamictitos arenosos e arenitos grossos a muito finos, com siltitos e lamitos cinza-escuros e argilitos margosos avermelhados no topo de alguns ciclos.

Distribuição e espessura

A distribuição da Formação San Gregorio, tal como aqui definida, está restrita à borda sul da bacia, onde se evidencia um forte controle de direção EW, sendo que na porção leste, nota-se um predomínio de direções NW-SE (FIGURA III.3). Os limites desta unidade a sul estão definidos pelo alto que conforma os blocos de Piedra Alta e Nico Perez; a borda norte desta depressão encontra-se marcada por um alto que se projeta com direção EW, desde as cidades de Colón (Argentina) e Paysandú (Uruguai), até a localidade de Tacuarembó, onde se localiza o poço homônimo. A nordeste e leste a extensão do San Gregorio está controlada por outra zona elevada muito mais ampla que a atual “ilha” cristalina de Rivera - Aceguá, onde não se preservaram registros sedimentares desta unidade.

O mapa de isópacas da Formação San Gregorio (FIGURA III.3) mostra que a espessura máxima da unidade, em toda a bacia, é de 330 metros, registrada no poço Salsipuedes. Em subsuperfície também são registrados as seguintes espessuras: Poço Guichón (290 m), Ullestes (255 m), Paso Borracho (33 m), Cuchilla Zamora (142 m), Tacuarembó (20 m), Las Toscas (9 m), estando ausente, ou com espessuras muito delgadas, nos demais poços da bacia.

Esta unidade litoestratigráfica corresponde aproximadamente com a distribuição dos depósitos denominados “fácies proximais continentais” (de Santa Ana, 1989), integrando o episódio deposicional de natureza fluvioglacial da base da seqüência permiana (de Santa Ana & Ucha, 1994).

MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO SAN GREGORIO

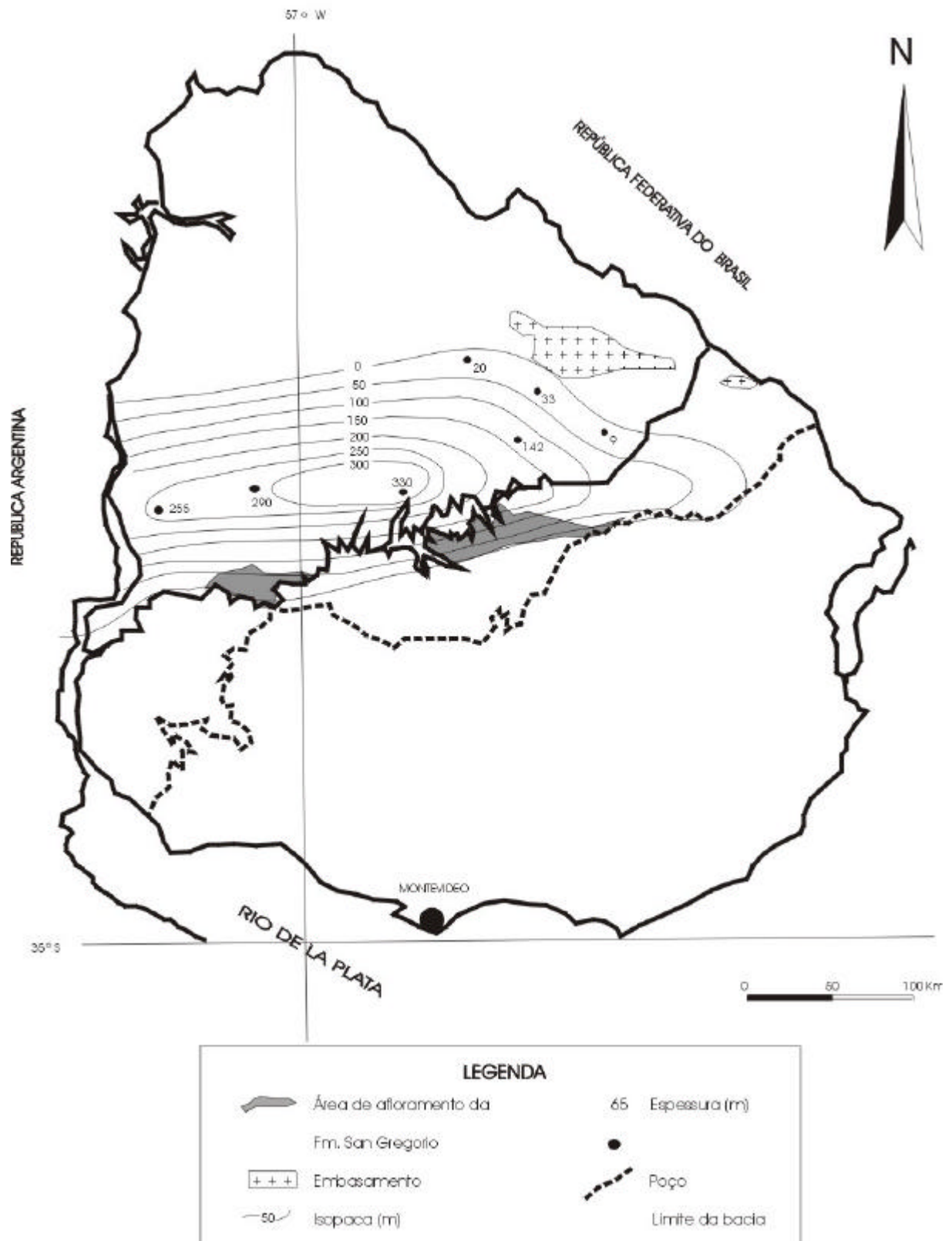


Figura III-3

Relações de contato

As relações estratigráficas basais desta unidade, em toda a bacia, apresentam-se como de natureza discordante com o substrato erodido da seqüência devoniana e do embasamento cristalino, como pode ser visto nos departamentos de Cerro Largo, Durazno e Rio Negro. Um exemplo de contato discordante desta unidade com o embasamento cristalino ocorre ao sul do Cerro de las Cuentas, onde depósitos diamictíticos grossos e relictos de tilitos basais evidenciam superfícies polidas e estriadas por ação glaciogênica.

Em relação ao contato superior, os dados de subsuperfície registrados nas perfurações Tacuarembó, Cuchilla de Zamora, Las Toscas e no poço mineiro N° 4 de Guazunambí indicam, em geral, uma natureza concordante com siltitos e lamitos carbonosos marinhos e prodeltaicos da unidade sobrejacente, que corresponde à Formação Cerro Pelado, constatando-se relações transicionais laterais nos setores central e sudeste da bacia. Contudo, observa-se também contatos superiores discordantes com a Formação Fraile Muerto, no poço Clara, bem como relações de igual natureza com a Formação Buena Vista, nos poços Salsipuedes, Guichón, e Ullestes, e com as lavas da Formação Arapey, no poço Rincon del Bonete.

Em afloramentos localizados na parte sul da bacia, podem ser observadas relações discordantes da Formação San Gregorio com a Unidade Buena Vista, na região de San Jorge, ao norte do Departamento de Durazno, e nos arredores de San Gregorio, ao sul do Departamento de Tacuarembó.

Paleontologia e idade

A Formação San Gregorio apresenta um registro fóssil relativamente pobre, restrito a poucas ocorrências documentadas. Uma destas refere-se a dados de afloramento na região de Paso de las Bochas, próximo à ponte sobre o Rio Negro, no quilômetro 329 da via férrea. Neste local, a unidade é constituída por seqüências psamíticas, localmente rítmicas, e diamictitos com clastos formados por concreções de

natureza carbonática e fosfática, com inclusões de madeiras fósseis e cefalópodes, que foram originalmente reportados por Closs (1967); a matriz destas concreções foi estudada posteriormente, tendo sido identificados palinómorfs atribuídos ao Eopermiano.

Os cefalópodes foram identificados por Closs (*op.cit.*) como o nautilóide *Dolorthoceras chubutense* e o goniatito *Eoasianites (Glaphyrites) rionegrensis*, inclusos nas concreções onde também se constatou uma associação de esporómorfs de origem continental, restos de espículas, radiolários e coprólitos, bem como restos de madeira, peixes e braquiópodes de origem marinha, evidenciando um caráter bioclástico, com redeposição de remanescentes fósseis bem preservados.

Ybert & Marques-Toigo (1970) e Marques-Toigo (1970, 1972) descreveram numerosas espécies novas de esporómorfs para o Permiano Inferior da Formação San Gregorio, e Marques-Toigo (1974) apontou uma discrepância quanto às idades inferidas a partir dos restos de cefalópodes estudados por Closs & Gordon (1967) e Closs (1967) e do material esporopólinico, que indicariam idades Neocarbonífero e Eopermiano respectivamente.

Sprechmann *et al.* (2001), com base em alguns achados fossilíferos em seções de afloramentos do Rio Negro, onde concreções foram consideradas supostamente “in situ”, atribuíram uma natureza autóctone destes restos marinhos, atribuindo-lhes uma idade no intervalo Neocarbonífero Eopermiano.

No presente trabalho são apresentados os resultados de um estudo palinoestratigráfico realizado pela ANCAP, no Laboratório do CENPES-Petrobras, acerca de testemunhos de sondagem N^o 11 do poço N06 Sp x-1 Salsipedes (profundidade de 462 m), nos quais se constatou uma associação esporopólinica cujas formas diagnósticas mais representativas são: *Punctatisporites gretenensis*, *Granulatisporites granulosus*, *Cannanoropollis korbaensis*, e *Plicatipollenites malabarensis*. Do ponto de vista cronoestratigráfico, a associação palinológica identificada sugere que as rochas sedimentar que a hospedam posicionam-se no Eopermiano - Artiskiano-Kunguriano, provavelmente no intervalo bioestratigráfico I.

Outros estudos palinológicos também foram efetuados pela ANCAP em sedimentos finos da Formação San Gregorio no poço Guichón, nos laboratórios

CENPES-Petrobras e em Florencio Varela-YPF. Em 7 amostras localizadas nas profundidades de 640 e de 880 m (testemunhos Nºs 5 e 11), foram reconhecidas as seguintes espécies: *Apiculatisporis irregularis*, *Complexisporites polymorphus*, *Granulatisporites granulosus*, *Limitisporites delasaucei*, *Marsupipollenites striatus*, *Plicatipollenites* sp., *Protohaploxypinus* cf. *P. sewardi*, *Punctatisporites gretensis*, *Vittatina vittifera*, *Vittatina costabilis*, e *Vittatina wodehousei*. Tal assembléia sugere que os sedimentos que a contem podem, também, ser posicionados no Artiskiano-Kunguriano, provavelmente no intervalo bioestratigráfico I, seguindo os critérios definidos no Quadro Bioestratigráfico da Bacia do Paraná (modificado de Daemon & Quadros, 1970).

Daners & Santa Ana (2003) realizaram estudos nas seções basais da Formação San Gregorio, constituídas por folhelhos e ritmitos cinzentos a negros, laminados, que se sobrepõem diretamente a um pavimento estriado constituído por rochas cristalinas e tilitos, localizados na Fazenda Las Moras, ao sul da localidade de Cerro de Las Cuentas, Departamento de Cerro Largo. Nesta sucessão pelítica, que se caracterizaria como o primeiro episódio de natureza glaciomarinho da bacia, foram encontrados gêneros de esporomorfos típicos do Neopaleozóico gondwânico, a saber: *Punctatisporites*, *Leiotriletes*, *Retusotriletes*, *Murospora*, *Psomorspora*, *Apiculatisporis*, *Brevitriletes*, *Granulatisporites*, *Converrucosisporites*, *Verrucosisporites*, ?*Raistrickia*, *Horriditriletes*, *Convolutispora*, *Lundbladispota*, *Vallatisporites*, *Cristatisporites*, *Laevigatosporites*, *Leschikisporis*, *Cannanoropollis*, *Plicatipollenites*, *Caheniasaccites*, *Potonieisporites*, *Striomonosaccites*, *Colpisaccites*, *Illinites*, *Lueckisporites*, *Protohaploxypinus*, *Hamiapollenites*, *Striatoabieites*, *Vittatina*, *Marsupipollenites*, *Latusipollenites*, *Polarisaccites*, *Pakhapites*, e *Cycadopites*, acompanhados de *Botryococcus braunii*, *Deusilites tenuistriatus*, *Leiosphaeridia* sp., *Tetraporina punctata*, e *Brazilea scissus*. A composição específica desta associação de palinomorfos preservados nestes sedimentos glaciomarinhos, vinculados a corpos aquosos de baixa salinidade, poderia indicar uma idade provavelmente do Eopermiano (Aseliano-Sakmario) ou mais antiga. Este episódio de sedimentação, de uns 4 metros de espessura, representaria,

então, o primeiro evento transgressivo registrado na bacia no âmbito do ciclo da sedimentação permocarbonífera da BChPU.

Correlações

Os depósitos da Formação San Gregorio foram definidos e correlacionados originalmente com os psefitos e diamictitos integrados no Grupo Itararé, da Bacia Sedimentar do Paraná, cujas antigas denominações, “Estratos de Tubarão”, “Estratos e camadas de Itararé”, ou ainda “Série Itararé, couberam a White (1906). Esta correspondência tem sido feita de forma bastante clara desde estes primórdios da classificação estratigráfica das unidades que compõem a pilha sedimentar da Bacia do Paraná.

Tendo em conta as propostas litoestratigráficas para esta bacia formuladas por França & Potter (1989), França & Potter (1991) e Milani *et al.* (1994), a Formação San Gregorio se correlaciona, em parte, com os membros Chapéu do Sol e Rio Segredo, ambos da Formação Taciba.

FORMAÇÃO CERRO PELADO

Define-se, no presente trabalho, a Formação Cerro Pelado, tendo em conta o critério operacional que possibilita separar, em toda a bacia, um conjunto de litologias monótonas, de natureza essencialmente pelítica e pelítico-arenosa, de cores cinza, castanho e negro, rica em matéria orgânica.

Antecedentes

Esta unidade foi separada do conjunto que tradicionalmente se identificava como Formação San Gregorio, e, segundo alguns autores, também de parte dos sedimentos pelíticos cinzentos neopermianos da Formação Melo.

O conteúdo lítico e a identificação desta unidade em nível de toda a bacia foi definido originalmente sem o *status* de formação por Goso & de Santa Ana (1986), que separaram um pacote de diamictitos pelíticos e pelitos micáceos negros com matéria orgânica. Estabeleceram, estes autores, que tal conjunto litológico se desenvolvia desde o sudeste da bacia, representando uma transgressão marinha que havia formado um *onlap* sobre os sedimentos grossos da base da Formação San Gregorio e também sobre o embasamento cristalino da bacia.

De Santa Ana (1989) caracterizou a Formação Cerro Pelado como sendo a fácies distal, de natureza glaciomarinha, da Formação San Gregorio, definindo relações estratigráficas laterais e temporais com as fácies glaciofluviais proximais, basais, desta última unidade.

Ferrando & Andreis (1988) integraram, na carta geológica em escala 1:100.000 dos arredores da cidade de Melo, os depósitos desta unidade na Formação homônima, pelo que incluem também as rochas cinzentas que outros autores definiram como formações Fraile Muerto, Mangrullo e Paso Aguiar, com *status* estratigráfico independente (e.g., Bossi, 1966; Preciozzi *et al.*, 1985; Goso & de Santa Ana, 1986; de Santa Ana, 1989; Ucha & de Santa Ana, 1990; de Santa Ana & Veroslavsky, 1993; de Santa Ana & Ucha, 1994; Santa Ana & Gutierrez, 2000).

De Santa Ana & Ucha (1994) definiram dois eventos deposicionais, tendo colocado esta unidade de conotação glaciomarinha no segundo ciclo superior.

De Santa Ana *et al.* (1995), a partir de análises estratigráficas do poço N° 4, localizado na região de Cuchilla de Guazunambí - Cerro Largo Sur, perfurado pela DINAMIGE em campanha de exploração de urânio, definiram o ordenamento vertical, os conteúdos lítico e palinológico, os mecanismos de transporte, e algumas conotações paleoambientais e paleogeográficas associadas às subunidades que constituem esta formação. As seções aflorantes e os poços de referência da área de Guazunambí foram estudadas por Goso Aguilar (1995), a quem pode ser reputada como a análise estratigráfica mais completa dos sedimentos que integram esta unidade, com detalhada definição e caracterização das fácies sedimentares, dos mecanismos de transporte associados, culminando com uma interpretação paleoambiental e paleogeográfica desta região.

Nome e área-tipo

O nome desta unidade deriva de um acidente geográfico cruzado pela rodovia Nacional Nº 26, a 8 quilômetros da cidade de Melo. É neste local e nas circunvizinhanças que a Formação Cerro Pelado exhibe notável desenvolvimento, com uma espessura da ordem de 15 m, evidenciando claras relações estratigráficas com as unidades adjacentes (FIGURA III.4C-D). Na estrutura localizada na margem da rodovia Nacional Nº 8, no antigo Frigorífico Infrinsa, esta unidade apresenta contatos discordantes com o embasamento cristalino subjacente e com a sobrejacente Formação Tres Islas; contatos estruturais, associados a falhas, também são observados com margas pirobetuminosas da Formação Mangrullo e, em alguns blocos estruturados, também contatos de natureza concordante com a Formação San Gregorio.

A seção de referência da Formação Cerro Pelado foi definida em subsuperfície, na perfuração mineira Nº 4, localizada na região de Cuchilla de Guazunambí, onde foram caracterizados 3 conjuntos líticos (FIGURA III.5).

Litologia

A Formação Cerro Pelado é constituída por argilitos, folhelhos silto-argilosos, diamictitos e lamitos cinza escuro a negro. Para efeito de caracterização, esta formação pode ser definida em três unidades, quais sejam, a partir da base: unidade inferior, média e superior (FIGURA III.5).

A unidade inferior acha-se formada por argilitos e argilitos siltosos finamente laminados, de aspecto papiráceo, carbonosos (teores de matéria orgânica entre 0,5 e 1,2%); a pirita é abundante e aparece sob a forma de nódulos ou disseminações; o conteúdo palinológico é muito rico; indicando importante aporte continental para este setor da bacia. Associados com tais rochas podem ser encontrados, especialmente na base desta unidade, corpos centimétricos de diamictitos em contato com o

embasamento cristalino, e arenitos maciços a gradacionais, em contato nítido e concordante com a Formação San Gregorio.

A unidade média, por sua vez, é representada por lamitos e diamictitos pelíticos cinzentos, com clastos de areia imersos na matriz pelítica, com percentagens variáveis de biotita. De modo geral, estes diamictitos são maciços e gradam para pelitos arenosos micáceos, lamitos e grauvas cinza médio a cinza claro, com percentagens de matéria orgânica inferiores a 0,4%; corpos decimétricos

FORMAÇÃO CERRO PELADO

A- ponto 4



B- ponto 4



C- ponto 5

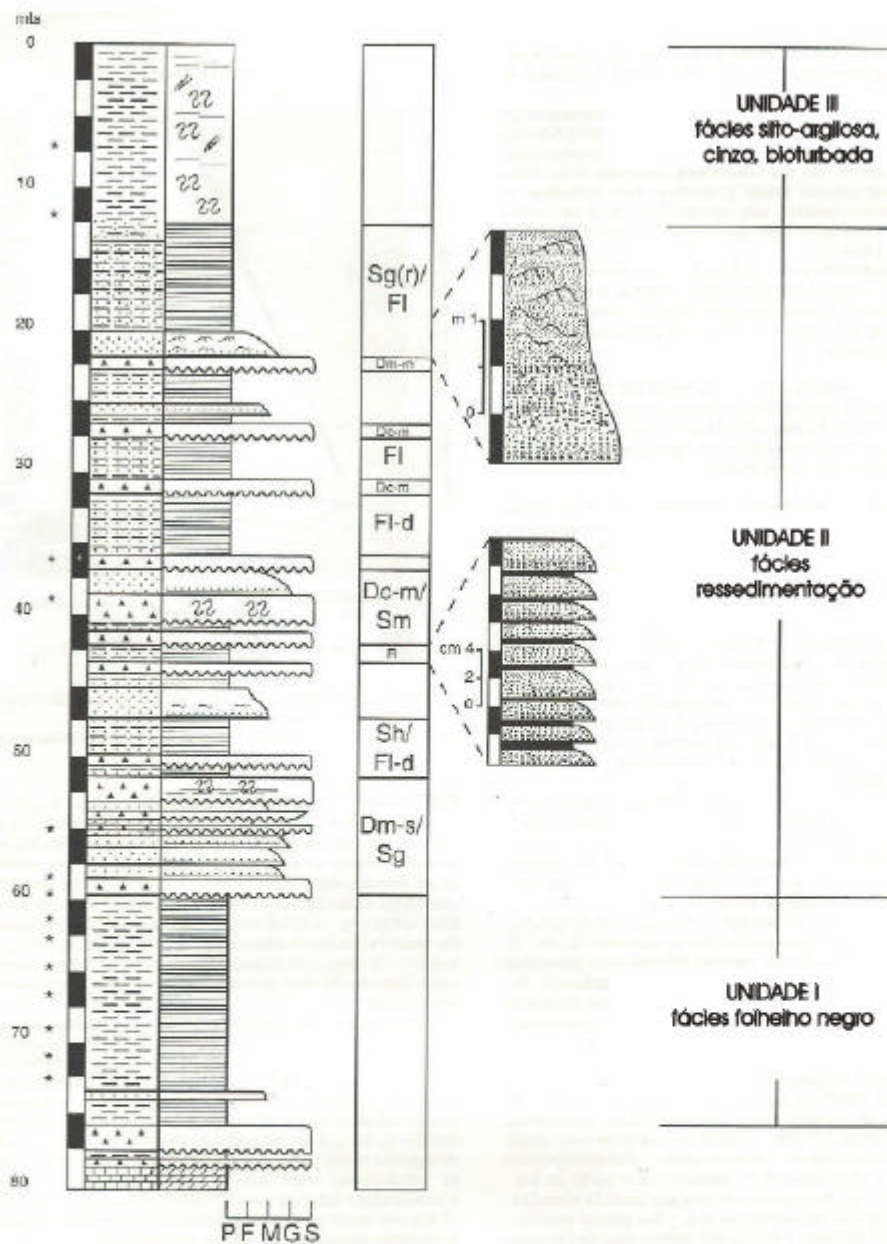


D - ponto 5



Figura III - 4. Litologias e relações de contato da Formação Cerro Pelado. A, B - Fácies silto-argilosas bioturbadas em contato discordante com a Formação Tres Islas. C, D - Fácies de ressedimentação na área-tipo do Cerro Pelado.

FORMAÇÃO CERRO PELADO



Legenda

Graduação normal	Bioturbação	Pedras
Ripples	Diamictitas	Calcários (embasamento)
Climbing ripples	Arenitos	* Nivel amassado
Estruturas convolutas	Argilto silto-arenoso	

Fig. III - 5. Perfil litológico da Formação Cerro Pelado no furo N 4-Cerro Largo Sur (Cuchilla de Guazunambi). Modificado De Santa Ana et al. (1995)

a métricos de arenitos branco-amarelados e alaranjados, com gradações e marcas de corrente podem ocorrer intercalados.

Por fim, a unidade superior reúne pelitos bioturbados e ritmitos psamopelíticos, com intercalações psamíticas, com gradações, estratificações convolutas e dobras sinssedimentares; ocasionalmente, os ritmitos ostentam *dropstones*.

Os arenitos apresentam cores esbranquiçadas a cinza muito claro (N9-N8), localmente avermelhadas, sendo compostos por clastos médios a muito finos, quartzosos, com fragmentos líticos como acessórios, litificação mediana, granodecrescência normal e laminações plano-paralelas e clinoascendentes.

Distribuição e espessuras

A Formação Cerro Pelado apresenta uma ampla extensão tanto em superfície quanto em subsuperfície, sendo a unidade litoestratigráfica mais desenvolvida de toda a Bacia Chacoparanaense Uruguia durante o Permotriássico (FIGURA III.6).

A faixa de afloramentos desta unidade se estende desde sudoeste pelos vales e zonas topograficamente baixas até a localidade de “La Portera de Piedra” em Chuchillas de los Portones e Guazunambí, a leste da localidade de Arbolito, porção meridional de Cerro Largo.

Esta formação se estende ao sul da cidade de Melo, com direção nordeste-sudoeste, podendo ser reconhecida desde a área-tipo, a oeste da localidade de Arbolito, na região da Chuchilla de Los Portones, no flanco leste de Cerro Largo, alcançando um bom desenvolvimento nas proximidades da aldeia de Padre Alonso, junto ao caminho da Cuchilla Grande, até leste do arroio Fraile Muerto. Esta unidade volta a aflorar na parte sul da bacia, em uma extensa planície entre o Arroio Tapambae e Fraile Muerto, nos arredores da localidade de Tres Islas (FIGURA III.4 A-B).

No sul da bacia, a Formação Cerro Pelado também foi reconhecida em um poço exploratório de pesquisa para carvão realizado pela DINAMIGE, nas proximidades do povoado de Arévalo, tendo sido registrada a presença de folhelhos negros laminados, papiráceos, do terço inferior desta unidade, tal como se constata

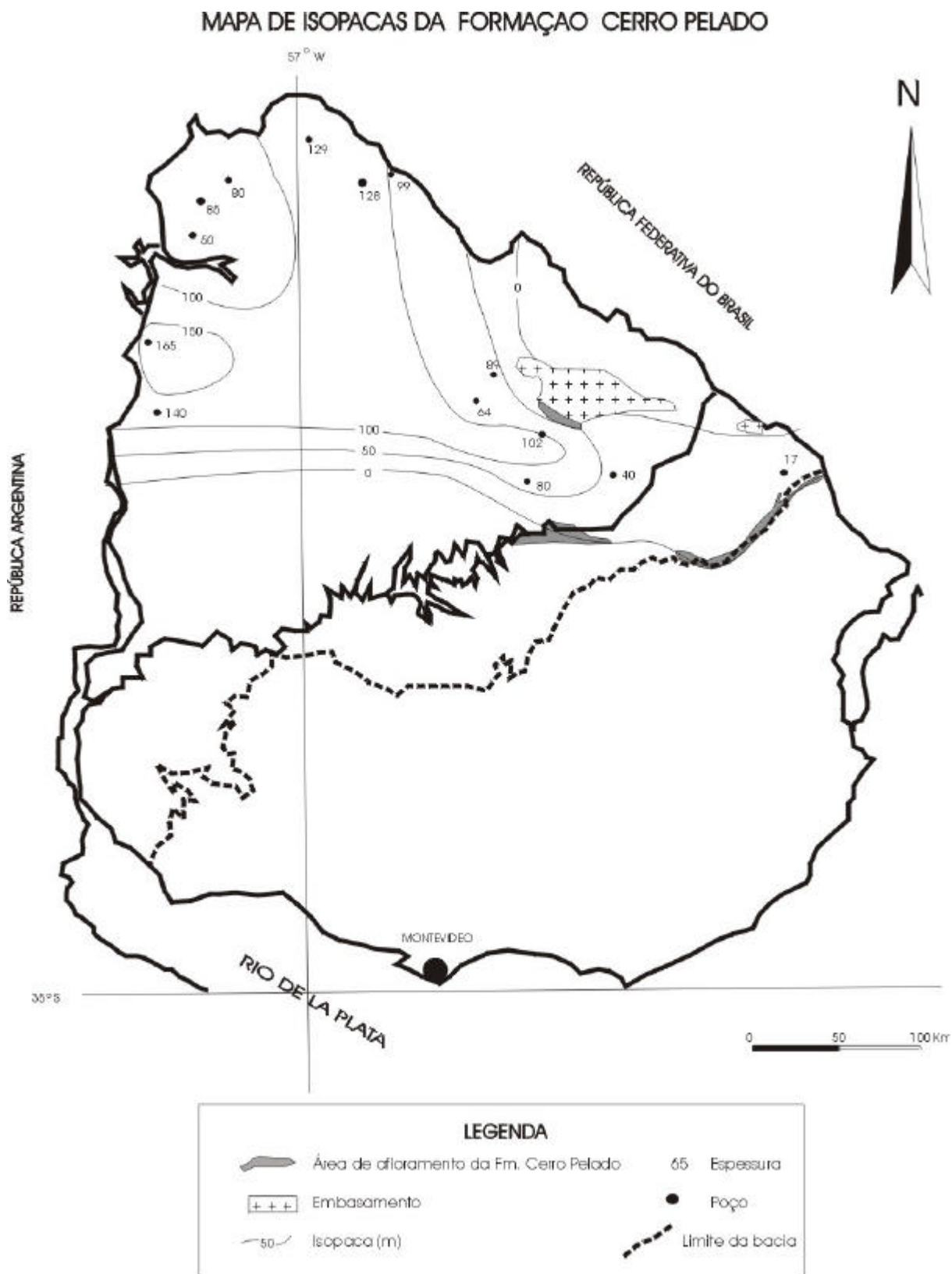


Figura III-6

na porção inferior do poço N° 4, que corresponde à seção de referência desta formação. Vale ressaltar que foi nesta perfuração que se realizaram os primeiros estudos e análises estratigráficas da unidade e onde se acham representados os seus conjuntos líticos.

O conjunto inferior, constituído por folhelhos negros e castanhos, foi reconhecido em perfurações e afloramentos de grande parte da Bacia Chacoparanaense Uruguiaia, apresentando potencial como rocha geradora devido aos teores de até 1,5% de COT, com matéria orgânica predominantemente amorfogenética (tipo I), com franca influência marinha Ucha & de Santa Ana, (1990).

Na região sudeste da bacia, este conjunto foi reconhecido tanto em superfície quanto em subsuperfície na área-tipo (Cuchilla de Guazunambí), assim como em testemunhos de sondagem de um poço mineiro nas proximidades do povoado Arévalo, na parte oeste do Departamento de Cerro Largo.

No domínio ocidental infrabasáltico da bacia, a Formação Cerro Pelado apresenta um bom desenvolvimento (FIGURA III.6), estando representada nos poços N03 Sx-1 Salto (165 m), N04 Qx-1 Quebracho (140 m), N08 Yx-1 Yacaré (129 m), N07 Pz-1 Pelado (128 m), N02 Ax-1 Artigas (99 m), N09 Bx-1 (50 m), N01 Gx-1 (85 m) e N010 lx – 1 (80 m). No domínio oriental, por seu turno, esta formação encontra-se presente nos poços Bañado de Rocha (89 m), Tacuarembó (64 m), Paso Borracho (102 m), Cuchilla Zamora (80 m), Clara (40 m) e El Aguila (17 m). Os limites da unidade, no setor sul da BChPU, são do tipo erosivo.

As espessuras máximas desta formação localizam-se nas áreas dos poços N03 – Salto e N04 Qx-1 Quebracho, onde o tipo de matéria orgânica e de fósseis associados indicam maior influência marinha para esta parte da bacia.

Relações de contato

A Formação Cerro Pelado apresenta contatos discordantes com o embasamento cristalino nas regiões leste, norte e noroeste da bacia. Esta relação pode ser constatada nos poços mineiros rasos da região de Cuchilla de Guazunambí, a sudeste da bacia, e nas perfurações petrolíferas profundas nos setores central e

noroeste da mesma. Relações análogas com o embasamento cristalino também podem ser vistas em pequenas depressões e fossas localizadas em antigas estruturas transcorrentes na “ilha cristalina” de Rivera (Amarillo – Moirones). Da mesma forma, contatos discordantes com o embasamento cristalino podem ser observados em poços perfurados no setor norte-ocidental da bacia, tais como Artigas, Salto, Quebracho, Itacumbú, Belen e Yacaré.

Esta formação guarda relações de contato concordantes com a Formação San Gregorio, tal como se observa nos dados de subsuperfície obtidos nos poços Las Toscas, Cuchilla de Zamora, Tacuarembó e Paso Borracho.

Contatos do tipo discordante com o embasamento cristalino e estruturais com a Formação San Gregorio também são observados sobre a falha transcorrente do antigo Frigorífico de Infrinsa, a leste da cidade de Melo, e em situação estrutural similar com o embasamento cristalino e com a Formação San Gregorio na borda sul da bacia, a oeste de Cuchilla Grande, na falha do arroio Fraile Muerto (Figura I –3).

As relações estratigráficas da Formação Cerro Pelado com os arenitos fluviais e aluviais da sobrejacente Unidade Tres Islas, no setor sudeste da bacia, são discordantes. No setor nordeste da bacia, por seu turno, observa-se que os contatos com as formações Tres Islas e Fraile Muerto são concordantes e transicionais.

Paleontologia e idade

Os dados palinológicos resultantes de análises em amostras de superfície e de subsuperfície em diversos pontos da bacia são bastante expressivos e de grande relevância para a determinação da idade, bem como dos intervalos palinoestratigráficos da Formação Cerro Pelado no setor uruguaio da bacia.

De Santa Ana *et al.* (1993) analisaram 13 amostras da perfuração N° 4 da região meridional de Cerro Largo e constataram um total de 64 espécies de esporomorfos nas três unidades litológicas que, no presente trabalho, integram a Formação Cerro Largo. Com base nestes estudos, se propôs um ambiente deposicional de água doce e idade Eopermiana para esta associação, caracterizada pela abundância e diversidade de esporos cingulados, seguido de esporos triletes

lisos e grãos de pólen monossacados, sendo escassos os triletes apiculados e os grãos bissacados e estriados.

Goso C. (1995) analisaram, sob as óticas palinológica e estratigráfica, as perfurações CLS3, CLS4, CLS 11, CLS13 e CLS24, e propuseram uma idade eopermiana, bem como um ambiente de sedimentação do tipo glaciomarinho. Tais autores mencionaram uma grande similitude entre as associações palinológicas estudadas nos diferentes poços com aquelas definidas em sedimentos de mesma idade da Bacia do Paraná. Em termos de zoneamento palinológico, estas associações podem ser correlacionadas com a Zona *Cristatisporites* da BchPU, de idade Asseliano (?) – Sakmariano a Kunguriano, e com as subzonas *Protohaploxypinus goraiensis* (Sakmariano – Artinskiano) e *Caheniasaccites ovatus* (Artinskiano – Kunguriano) da Zona *Cannanoropollis korbaensis* da Bacia do Paraná.

Estudos palinológicos e palinoestratigráficos realizados por Dino (1988) no laboratórios do CENPES-Petrobras em amostras de poços perfurados pela ANCAP no setor norte-ocidental da bacia (N01 Gaspar, N02 Artigas, N03 Salto, N07 Pelado, N08 Yacaré, N09 Belen e N010 Itacumbú), que abarcam todas as unidades da Formação Cerro Pelado, são apresentados nos parágrafos subseqüentes.

Foram reconhecidos os seguintes palinomorfos: *Alisporites nuthallensis*, *Apiculatisporis levis*, *Caheniasaccites ovatus*, *Calamospora* spp., *Cannanoropollis korbaensis*, *Cannanoropollis obscurus*, *Complexisporites polymorphus*, *Convolutispora* sp., *Cristatisporties* sp., *Cycadopites cymbatus*, *Cyclogranisporties flexuosus*, *Deltoidospora directa*, *Endosporites* sp., *Florinites* cf. *F. flaccidus*, *Granulatisporties granulosus*, *Knoxisporites* cf. *K. dissidus*, *Leiotriletes sphaerotriangularis*, *Leiotriletes turgidus*, *Limitisporites delasaucei*, *Limitisporitis rectus*, *Lophotriletes rectus*, *Lueckisporties* cf. *L. nyakapendensis*, *Lundbladispota playfordi*, *Marsupipllenites fasciolatus*, *Plicatipollenites malabarensis*, *Portalites gondwanensis*, *Potonieisporites brasiliensis*, *Potonieisporites gondwanensis*, *Potonieisporites neglectus*, *Potonieisporites simples*, *Protohaploxypinus amplus*, *Punctatisporites gretensis*, *Reticulatisporites* sp. *Retusotriletes baculiferus*, *Stenozonotriletes* sp., *Striomonosaccites cicatricosus*, *Striomonosaccites ovatus*,

Tasmanites spp., *Vallatisporites splendens*, *Vestigisporites* sp., *Vittatina costabilis*, *Vittatina subsaccata*, *Vittaina vittifera* e *Vittaina wodehousei*.

Os palinomorfos identificados da Formação Cerro Pelado englobam o Intervalo I e subintervalos I2, I3 e I4, com uma idade Eopermiana (Artiskiano – Kunguriano), definidos no zoneamento palinoestratigráfico da Bacia do Paraná segundo Daemon & Quadros (1970).

O resíduo orgânico e a assembléia palinológica exibem grande quantidade de esporos e fragmentos vegetais lenhosos de origem continental, por outro lado, a presença de *Tasmanites* spp., aliada à grande quantidade de matéria orgânica amorfa mostram uma clara influência marinha. Tais informações, aliadas a dados litofaciológicos, estão a indicar condições transicionais prodeltaicas, com forte influência marinha, sob vigência geral de condições climáticas quentes.

FORMAÇÃO TRES ISLAS

A Formação Tres Islas reúne, tradicionalmente, uma sucessão de arenitos acinzentados a variegados, com predomínio das frações finas a médias, aos quais se intercalam arenitos conglomeráticos, pelitos, e, de modo subordinado, ocasionais níveis de carvão e restos carbonosos.

No presente trabalho propõe-se a subdivisão desta unidade em dois membros: um inferior, constituído por arenitos médios a grossos, arcosianos a subarcosianos, com estratificações cruzadas acanaladas e tangenciais de grande porte, associados a sistemas fluviais e fluviodeltaicos.; e um superior, caracterizado pela presença de arenitos finos, quartzosos a micáceos, com estratificação ondulada (megaôndulas) e estruturas do tipo *hummocky*, aos quais se associam níveis pelíticos negros, carvões e calcários argilosos, conjunto este que configuraria uma passagem transicional entre o delta e a plataforma marinha.

O desenvolvimento desta formação está restrito aos setores sudeste, centro e, em parte, o setor noroeste da bacia, sendo seus limites inteiramente deposicionais. Os sedimentos são de natureza fluvial na base (borda sudeste da bacia) e deltaicos e

marinhos nos domínios central e nordeste. Esta unidade não se desenvolveu nas porções nordeste, oeste e sul da BChPU.

Antecedentes

A Formação Tres Islas foi inicialmente caracterizada na Bacia Norte por Falconer (1931) e Falconer (1937), que definiu suas rochas como arenitos e “xistos” do Rio Bonito, terminologia que caracteriza associação litológica similar na seção-tipo da Bacia do Paraná no Brasil. Este autor integrou um conjunto litológico formado por arenitos acinzentados e variegados, predominantemente de granulação fina, apresentando intercalações de folhelhos e por fácies grossas a conglomeráticas localizadas na base da unidade.

Falconer (1931) e Falconer (1937) descreveu, na borda sudeste da bacia, entre as localidades de Cerro de las Cuentas e Frayle Muerto, no Departamento de Cerro Largo, a presença de arenitos friáveis, brancos, localmente ferruginosos, em geral com estratificações cruzadas, com intercalações de folhelhos com restos carbonosos e níveis de carvão.

Caorsi & Goñi (1958) denominaram estas litologias como “Arenitos de Tres Islas”, tendo-os considerado como grupo sincrônico à base glacial do San Gregorio. Estes autores descreveram arenitos finos a grossos, subangulosos a arredondados, de cores cinzentas a amareladas e amarronzadas como as litologias predominantes. Na localidade de Tres Islas, descreveram também folhelhos cinzas a púrpuras, finamente bandados, que, conjuntamente com os arenitos, seriam os constituintes essenciais desta unidade.

Bossi (1966) propôs definir esta unidade como um membro da Formação San Gregorio, assinalando as dificuldades de se estabelecer um critério operacional para separar e cartografar este conjunto lítico dos termos arenosos presentes na Formação San Gregorio. Este autor sustentou que a ocorrência de fácies arenosas com estratificações cruzadas e laminações pelíticas, inclusive carbonosas, não seriam exclusivas de nenhuma das unidades.

Elizade G. *et al.* (1970), seguindo os critérios litoestratigráficos de Bossi (*op.cit.*), consideraram esta associação litológica como um membro da Formação San

Gregorio – Tres Islas quando dos trabalhos de cartografia geológica da área de Acegúa, Setor XXX.

Preciozzi *et al.* (1985), na cartografia geológica do Uruguai em escala 1:500.000, definiram esta unidade com a categoria litoestratigráfica de formação e descreveram uma associação lítica integrada por arenitos com intercalações pelíticas.

Goso & de Santa Ana (1986) integraram esta unidade litoestratigráfica no segundo evento deposicional, que corresponderia ao segundo episódio tectonossedimentar da bacia.

Ferrando & Andreis (1986) e Ferrando & Montaña (1987) também separaram esta unidade do conjunto anteriormente integrado ao Grupo San Gregorio – Tres Islas e introduziram novos dados sobre as principais características faciológicas e sobre as relações estratigráficas e estruturais com o restante das unidades para alguns setores da bacia.

De Santa Ana (1989), mantendo a mesma caracterização no tocante à evolução tectônica e estratigráfica proposta por Goso & Santa Ana (1986), introduziu critérios genéticos na análise da bacia, chegando a definir, integrar e mapear os sedimentos da Formação Tres Islas em unidades cronocorrelatas.

De Santa Ana *et al.* (1990) descreveram, em Cerro La Valeriana, localizado a nordeste da cidade de Melo, seções de superfície onde são reconhecidas, na Formação Tres Islas, fácies associadas com fluxos de areia em suspensão (turbiditos) em sistemas marinho-deltaicos de pequena profundidade.

De Santa Ana & Veroslavsky (1993) colocaram a Formação Tres Islas na base do que definiram como Sequência B. Em termos litológicos, integraram à esta unidade arenitos conglomeráticos, arenitos médios a finos, pelitos e pelitos carbonosos. Conquanto tais fácies estejam vinculadas a sistemas fluviodeltaicos, também foram reconhecidos fluxos turbidíticos arenosos associados.

De Santa Ana & Ucha (1994) identificaram a Formação Tres Islas como um evento progradante da bacia, com dois marcos transgressivos, o primeiro definindo um episódio de natureza fluviodeltaica e prodeltaica, materializado sob a forma de

arenitos e folhelhos carbonosos, e um segundo marco composto por arenitos marinhos, característicos do topo da unidade.

Nome e área-tipo

Conquanto a localidade de Tres Islas tenha sido originalmente proposta como área tipo para a unidade estratigráfica aqui tratada — e que, em respeito aos ditames do código de Nome formal, deve ser preservada — existe uma série de aspectos que indicam que o referido local não representa as melhores exposições desta formação na bacia. Alguns desses motivos são: (a) pequena extensão local; (b) os estratos da unidade não ocorrem na dita localidade, mas sim em seus arredores; (c) a seção aflorante não é representativa dos principais litotipos que compõem a Formação Tres Islas, estando, omitidos, aqueles referentes à porção superior da unidade; (d) esta seção está localizada muito próximo da área onde a Formação San Gregorio apresentam litologias arenosas muito semelhantes; (e) as litologias pelíticas que se mencionam como integrantes da unidade, nesta área, correspondem aos sedimentos glaciomarinheiros da Formação Cerro Pelado, com os quais guarda uma relação discordante.

A localidade de Rincón de Pi, localizada ao sul de Fraile Muerto, deve ser considerada uma seção auxiliar, ou de referência, para a Formação Tres Islas. Nesse local, encontra-se uma encosta onde se acha exposta uma seção completa da Formação Tres Islas, com mais de 40 metros de espessura e vários quilômetros de extensão, que possibilitam a observação das subunidades e litotipos que integram esta unidade litoestratigráfica, assim como as relações de contato com as formações Cerro Pelado, subjacente, e Fraile Muerto, sobrejacente.

Litologia e unidades litoestratigráficas

A presente unidade é constituída predominantemente por arenitos finos a médios, arenitos conglomeráticos, pelitos carbonosos, níveis de carvão e calcários. A

fração clástica apresenta composição subarcosiana, sublítica e quartzosa dependendo das áreas-fontes, dos sistemas deposicionais e da localização na bacia. A textura é clastossustentada, com fragmentos subarredondados a subangulosos, subordinadamente arredondados.

A Formação Tres Islas seria caracterizada por arenitos de granulometria variável e composição subarcosiana, associados a freqüentes níveis sílticos, de espessuras variáveis.

Os arenitos apresentam cores primárias dominantes que vão do cinza claro a esbranquiçado (N8-N9) e, mais restritamente, verde claro a oliva, tonalidades avermelhadas e rosadas, as quais podem também ser atribuídas a fatores hereditários e deposicionais. Em geral, os tons amarelados, avermelhados ou pardacentos são produtos de alteração e intemperismo, com presença de óxidos e hidróxidos associados com níveis freáticos.

A fração psamítica pode apresentar-se composicionalmente imatura a matura; os termos subarcosianos são, em geral, arenosos, mais grossos, com uma população feldspática predominantemente formada por ortoclásio e microclina, em geral caulinizados.

Os arenitos sublíticos estão associados a fácies de arenitos finos e apresentam detritos de composição granítica, minerais máficos e pesados, além de moscovita, que, em alguns casos, pode ser o componente dominante, com partículas que atingem vários milímetros de tamanho.

Por sua vez, a fração sublítica e conglomerática é polimítica, com clastos de quartzo, granito, milonito, feldspato potássico, e intraclastos pelíticos com índices de arredondamento que variam de moderado a bom.

As estruturas sedimentares incluem estratificações cruzadas tênues, planares, tangenciais e acanaladas; são comuns estratificações do tipo *hummocky* e marcas de ondas e de correntes simétricas e assimétricas. A estratificação ondulada e a plano-paralela são mais freqüentes quando incidentes em termos pelíticos e carbonosos. Outras estruturas deposicionais típicas de alto regime de fluxo são as marcas de corrente do tipo turboglifos e *parting lineation*, além de gradação normal em estratos centimétricos a métricos.

A forma dos corpos varia de cuneiforme a tabular ou lenticular, com espessuras centimétricas a decimétricas, sendo que os corpos lenticulares se associam, de modo geral, a geometrias canaliformes. As estruturas deformacionais incluem dobras sinssedimentares e estratificações convolutas, marcas de carga, estruturas de escape de fluidos e bioturbações de diversos tipos.

Os pelitos constituem o segundo mais importante constituinte lítico da unidade e se mostram intercalados com níveis arenosos com espessuras decimétricas a métricas. As cores variam de cinza claro a cinza escuro e preto, dependendo do teor de carbono orgânico; estas mesmas litologias tornam-se amarelas ou pardo-amarronzadas nas porções intemperizadas. As estruturas presentes incluem estratificação e laminação plano-paralelas e maciças, por vezes bioturbadas, com restos carbonosos e plantas carbonizadas. Elizalde G. et al. (1970) definiu e quantificou, com base em análises de ATD, as espécies minerais argilosas características desta unidade, constatando uma percentagem dominante de caolinitas, e uma quantidade relativamente menor de argilas dos grupos da illita, da esmectita e da clorita.

Calcários, como já mencionado, também estão presentes nesta unidade, em diferentes partes da bacia, configurando lentes com espessuras inferiores a 1 metro, textura cristalizada, composição magnesianas a dolomítica, e cores pardo-avermelhadas na região sudeste, ou sob a forma de camadas métricas, cores cinza claro, nos poços exploratórios perfurados no domínio nordeste da bacia.

Em alguns setores localizados, particularmente na região de Paso del Carbón, sudeste da bacia, também ocorrem camadas de carvão de pouco mais de 1 metro, associadas tanto com níveis muito pelíticos quanto por fácies psamíticas da formação.

Com base no reconhecimento litológico das diferentes fácies desta unidade, tanto de subsuperfície quanto de superfície, propõe-se a divisão da Formação Tres Islas em dois membros, quais sejam: Membro Inferior e Membro Superior, a seguir descritos.

Membro Inferior

A seção tipo desta unidade se localiza a cerca de 6 quilômetros a leste de Melo, em um local geologicamente conhecido como “Escarpa de Tres Islas”, próximo ao Cerro la Tuna, entre as rodovias Nº 8 e Nº 26, a 1 km a sudoeste da pedreira e do depósito de lixo municipais da localidade de Cerro la Pedrera (FIGURA III.7-B,C,D,E). Este acidente geográfico, produto de erosão, exhibe importantes afloramentos com cerca de 20 m de altura e quase 1 km de comprimento.

O acesso a esta seção pode ser efetuado a partir do km 7 da rodovia Nº 26, na entrada para a pedreira “La Pedrera” ou ainda pela rodovia Nacional Nº 8, na altura do quilômetro 384,5, nas proximidades do antigo Frigorífico Infrinsa.

Em termos litológicos, os termos basais estão constituídos por ciclos de 0,5 m de espessura de arenitos grossos a médios, localmente seixosos, de composição arcossiana a subarcossiana, vermelho claro a moderadamente ferruginosos; a fração feldspática é subangulosa e se mostra, de modo geral, caulinizada; os clastos quartzosos são dominantes (75 a 80%) e se apresentam subarredondados. Subordinadamente, ocorrem clastos frágeis de pelitos cinzentos da unidade subjacente e clastos finos a muito finos, líticos, de coloração negra, subarredondados a arredondados. Esta subunidade apresenta ciclos com um arranjo granodecrescente (*finning upward*), com geometrias em formato de canal, onde se verificam estratificações cruzadas mal definidas. As direções de paleocorrentes tomadas nestas fácies mostram orientações de N285 a N355; no topo desses pacotes são constatados níveis ferruginosos, com figuras de deformação em geral relacionadas com dobramentos sinssedimentares, estratificações convolutas, presumivelmente associadas a altas taxas de sedimentação.

Continuando mais acima na seqüência se observam arenitos predominantemente médios a grossos, subarcossianos, com estratificações cruzadas planares a tangenciais; medidas de paleocorrentes fornecem direções predominantes N200, N220 e N240; estratificações acanaladas de grande porte (raio superior a 10 m) e uma inclinação de até 25° também são verificadas.

A composição dos clastos é quartzosa a subarcossiana, apresentando-se alguns grãos líticos máficos de menor tamanho. As medidas de paleocorrentes indicam direções N240 a N195 e N40, associadas aos flancos dos canais, sendo que os eixos

destas estruturas deposicionais delineiam importantes progradações com fluxos de direções N200 a N210. A estas fácies se associam arenitos médios,

FORMAÇÃO TRES ISLAS

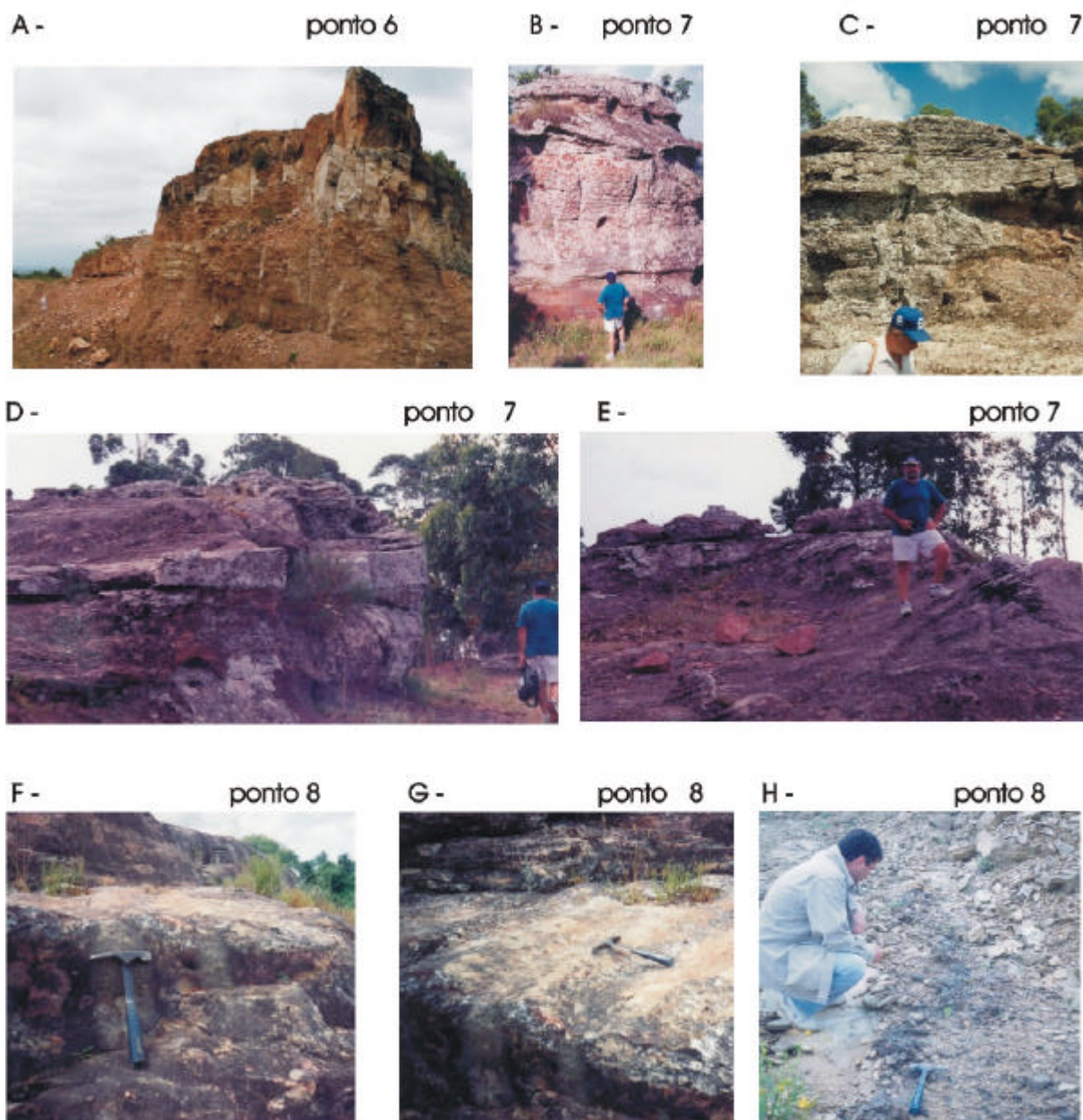


Figura III - 7. Membro Inferior A - Arenitos imaturos e conglomerados polimícticos. B, C - Arenitos subarcosianos com estratificação cruzada e figuras deformacionais. D - Arenitos subarcosianos com ripples. E - Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada de grande porte. Membro Superior. F - Arenitos gradados com estratificação horizontal e ripples G - Arenitos com megaôndulas simétricas. H - Arenitos finos com hummoky e restos carbonosos.

com *ripples* de cristas retilíneas, de cristas simétricas, com lâminas internas que indicam paleocorrentes de direções N240 e N250.

Os termos superior desta seção incluem arenitos médios subarcosianos, de tonalidades avermelhadas, com estratificações cruzadas de tendências planar a tangencial de baixo ângulo, com geometria de base plana e topo convexo, além de níveis centimétricos com laminação horizontal, culminando com *ripples* que evidenciam paleocorrentes multidirecionais, com variações de N330 a N240 (FIGURA III.7-C,D).

No topo desta seção, podem ser reconhecidos, novamente, arenitos predominantemente médios, com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, com ângulos de inclinação dos flancos de até 24° e direções N280 a N250 e N40 (o eixo dos canais evidencia direções de fluxos N200 e N310 a N340). Esta seção culmina com arenitos médios e finos, com *ripples* simétricos e assimétricos de corrente, onde persistem paleocorrentes direcionadas para o quadrante noroeste, como o do restante das fácies com estruturas de tração reconhecidas nesta unidade.

Na localidade de Tres Islas, o Membro Inferior alcança uma espessura máxima de 15 metros e se apóia discordantemente sobre os pelitos da Formação Cerro Pelado (FIGURA III.4). Encontra-se representado por fácies de arenitos grossos a médios, com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, mostrando direções de paleocorrentes N300, N320 e, subordinadamente, N60. No topo da seção começam a ocorrer arenitos médios, com *ripples* de corrente e figuras de deformação.

As fácies conglomeráticas proximais da base do Membro Inferior encontram-se associadas, localmente, com bordas falhadas de altos do embasamento cristalino, tal como se verifica nas porções sul e sudeste da bacia (FIGURA III.7-A). Estes conglomerados evidenciam um limite deposicional no quilômetro 342,2 da rodovia N° 7 no trecho Fraile Muerto - Tres Islas, e a cerca de 18 km a leste de Melo, ao norte da rodovia 26, na borda da Serra de Ríos. Nestas localidades, as fácies conglomeráticas aluviais associadas ao Membro Inferior acham-se em contato, ou muito próximas

disso, em estruturas resultantes de levantamentos pós-glaciais do embasamento cristalino, ao final da sedimentação glaciogênica, evidenciando, nesse ponto da bacia, relações de contato discordantes com as unidades siltíticas subjacentes da Formação Cerro Pelado e com os argilitos siltosos carbonáticos, marinhos, da Formação Fraile Muerto, sobrejacente.

O Membro Inferior, com já assinalado, também foi reconhecido na base da seção auxiliar da Formação Tres Islas nas grandes escarpas da localidade de Rincón de Pi, a 12 quilômetros a este-sudeste de Fraile Muerto.

Na região sudeste da bacia, este Membro apresenta um franco adelgaçamento, chegando a apenas 7 metros no poço de Aguila, inclusive chegando a se apresentar de forma residual ao norte do lineamento Bañado de Aceguá, ausentando-se a norte da “ilha cristalina” de Rivera (poços Cerrillada e Yaguarí). Tampouco foram encontradas ocorrências do Membro Inferior no setor nordeste da bacia (poços Yacare, Itacumbu, Belen, Pelado, Artigas, etc.).

O Membro Inferior da Formação Tres Islas pode ser correlacionado, presumivelmente, com o terço intermediário e basal da “primeira camada” da Formação San Gregorio - Tres Islas, conforme definida por Elizalde *et al.* (1970) no poço Paso Cachoeira (40 m), na porção nordeste do Departamento de Cerro Largo.

Membro Superior

Esta unidade é constituída predominantemente por arenitos finos, por vezes grossos, quartzosos a micáceos, brancos a cinza claro, com estratificações onduladas e estruturas do tipo *hummocky*, associando-se pelitos negros a cinzentos com níveis carbonosos e calcários (FIGURA III.7-F,G,H).

A área-tipo deste membro está localizada em Cerro La Valeriana, junto à margem esquerda do Brejo de los Burros, a nordeste da cidade de Melo. O acesso é feito por um trilho que sai, no rumo leste, da estrada departamental que une o povoado de Mangrullo com a localidade de San Diego. Nesta área foram reconhecidas diversas seções expondo sedimentos do Membro Superior, uma das quais está localizada junto ao sopé do morro, na margem do Brejo de los Burros, em uma antiga cava de pedreira

para fornecimento de material de manutenção de estradas secundárias. Esta seção foi descrita por de Santa Ana *et al.* (1993), tendo sido definida como um conjunto de fácies e pequenos ciclos associadas a mecanismos de transporte do tipo fluxo turbidítico, culminando com marcas de ondas simétricas de grande porte em sedimentos de granulometria muito grossa e granulosa (FIGURA III.7-G).

Os arenitos são de composição quartzosa, subordinadamente sublítica, de granulometria variável de granulosa a muito fina, subarredondados a subangulosos, com estruturas gradacionais normais formando ciclos de 20 a 40 cm de espessura, geometria tabular e planar. Internamente são observadas laminação horizontal e estratificação cruzada com *ripples* de corrente (medidas de paleocorrente apontam para a direção N260). No topo de cada ciclo observam-se *megaripples* simétricos, de cristas arredondadas, com 30 cm de comprimento de onda e 7 cm de altura, gerados provavelmente por retrabalhamento por ondas de tempestades. Estas estruturas são típicas do Membro Superior e chegam a atingir, na estrutura de Isla Zapata, a nordeste da cidade de Melo, 10 cm de altura e 50 cm de comprimento de onda. O eixo das cristas destas grandes marcas de ondas simétricas apresentam direções que variam de N100 a N160. Outras estruturas sedimentares associadas a esta fácies são os *slumps*, muito bem preservados, com estratificações convolutas que evidenciam um paleodeclive voltado para o rumo sul da bacia; no topo de cada ciclo também podem ser reconhecidas abundantes estruturas de escape de fluidos, em geral recobertas por delgadas lâminas pelíticas cinzentas a variegadas, com marcas de onda. Rumo ao topo, o arenito tende a ser fino e muito fino, de coloração cinza claro a esbranquiçado (N8-N9), com abundante presença de moscovita de maior tamanho, aos quais se intercalam corpos pelíticos micáceos, bioturbados, de espessuras decimétricas.

A segunda seção, que complementa as características litológicas do Membro Superior, constitui-se de uma exposição com cerca de 15 m de altura e 50 m de extensão, localizada no topo do Cerro La Valeriana. Este afloramento, da mesma forma que o anteriormente descrito, foi exposto graças à frente de lavra de uma exploração de agregados para manutenção de estradas.

No topo desta seção do Cerro La Valeriana, pode ser observada uma sucessão de corpos de arenitos finos a muito finos, espessuras métricas, com base plana e topo

convexo, onde se destacam laminação ondulada e laminação ondulada truncada por ondas (*hummocky*). A direção dessas cristas é N20, provavelmente subparalela à direção da antiga costa. Associadas a estes arenitos ocorrem corpos de pelitos laminados a maciços, de cores cinza escuro e negro, fortemente bioturbados, os quais podem adquirir colorações pardo-amareladas quando intemperizados. Nessas fácies foram encontrados restos de troncos carbonizados e *ripples* que evidenciam paleocorrentes de direção variando de N320 a N325 (FIGURA III.7-H).

Distribuição e espessura

A Formação Tres Islas apresenta uma distribuição nos setores leste e norte da bacia, evidenciando-se, em níveis de subsolo e superfície, omissões, limites erosivos e limites deposicionais nos setores sudoeste e noroeste da bacia.

O mapa de isópacas da Formação Tres Islas mostra a distribuição da unidade em todo o âmbito da BChPU (FIGURA III.8). A distribuição atual da unidade obedece a controles deposicionais e, localmente, erosivos. Os controles deposicionais no setor norte-ocidental da bacia indicam fortes acunhamentos da unidade. Por outro lado, os limites erosivos e parcialmente deposicionais, localizados no setor este e central, parecem indicar ligação com as áreas fontes da bacia. Presumivelmente, esta unidade teria um maior desenvolvimento na porção sul do cráton Rio de La Plata, onde foram encontradas ocorrências residuais de arenitos maduros, carbonosos, do Membro Superior da Formação Tres Islas, na porção pré-rift da Bacia de Punta del Este (Ucha *et al.*, 2003).

A espessura máxima da Formação Tres Islas é de 160 m (poço El Aguila) e está associada a uma área de importante subsidência, que pode ser reputada como o depocentro da unidade. Trata-se de uma estrutura ampla, possivelmente ligada à existência de um paleovale que controlou o desenvolvimento de canais fluviais a fluviodeltaicos. Esta situação pode ser observada na borde leste da bacia, nas proximidades da desembocadura do Brejo de los Burros e do arroio Berachi no rio Yaguarón (FIGURA III.8). Neste setor da bacia, os eixos deposicionais se alinham com

direções NE-SW no flanco sudeste do depocentro, obedecendo controles estruturais, tanto da Serra de Rios quanto do sistema de falhas transcorrentes

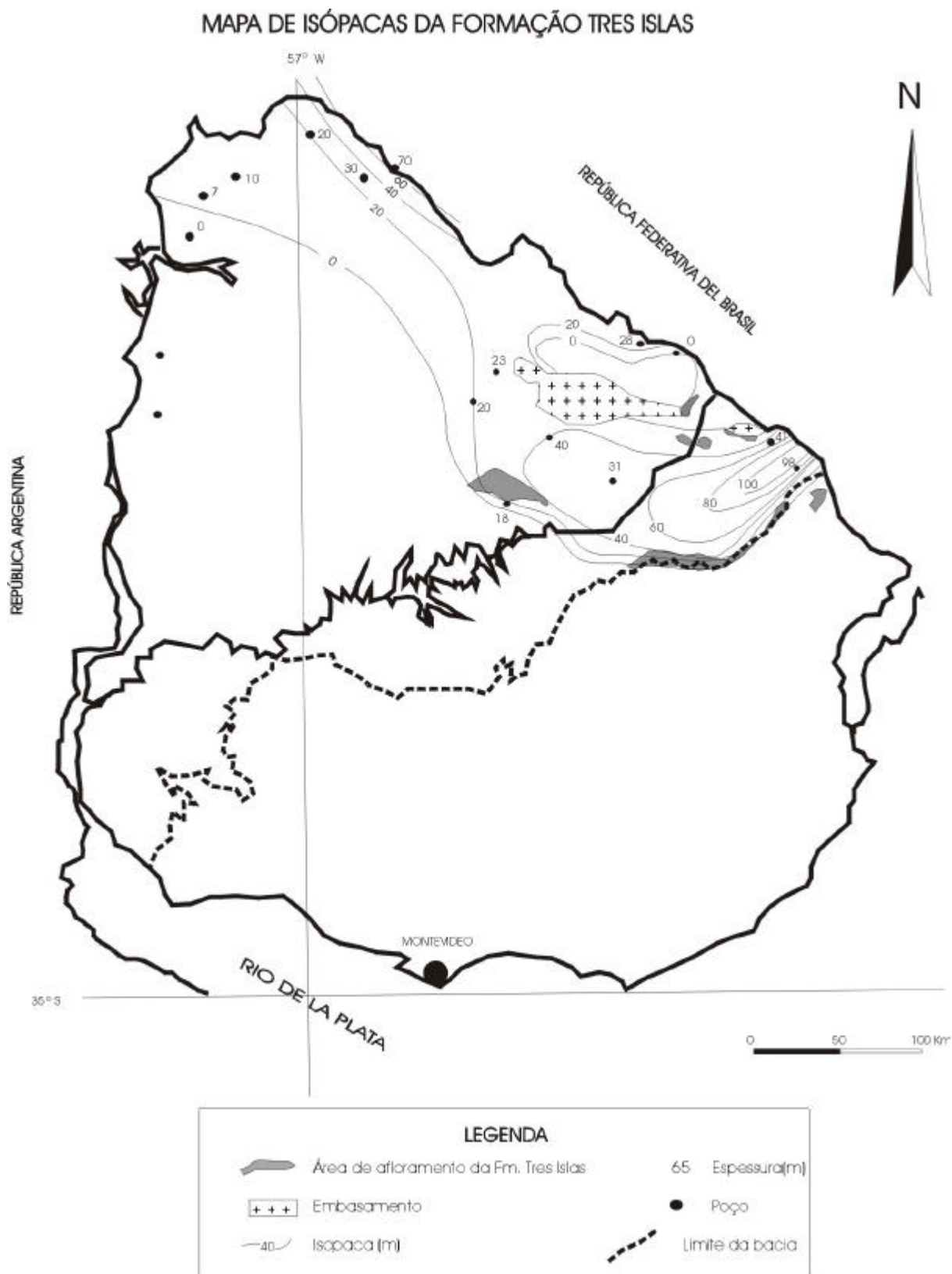


Figura III-8

associadas com a borda nordeste da bacia. No flanco norte desta depressão, os controles tendem a ser E-W, seguindo uma zona de fraqueza crustal que se estende do Brejo de los Burros e do Bañado Acegúa até Paso Mazangano, sobre o Rio Negro, presumivelmente associados a descontinuidades do embasamento cristalino.

No setor norte-ocidental da bacia, as espessuras são menores, sendo a maior potência encontrada no poço Artigas N02Ax-1, onde a Formação Tres Islas alcança 70 m de espessura. A oeste desta área, a borda da bacia é definida pelos limites deposicionais da unidade, registrando-se fortes acunhamentos (*pinch out*), com corpos de espessuras inferiores a 10 m (poços Gaspar e Itacumbú). Nestes poços, o Membro Superior da formação encontra-se representado por arenitos finos, quartzosos a sublíticos, com estruturas gradacionais e *climbing ripples* clinoascendentes, que evidenciam fluxos turbidíticos. Tais ciclos, que caracterizam os termos distais, culminam com estratificação ondulada, relacionada com ondas. No poço Salto, a Formação Tres Islas não se faz presente e os lamitos da Formação Cerro Pelado encontram-se em contato concordante e gradacional com os pelitos cinzas da Formação Fraile Muerto.

Relações de contato

Os arenitos conglomeráticos e conglomerados do Membro Inferior da Formação Tres Islas se apoiam de forma discordante sobre os pelitos cinzentos glaciomarinhos da Formação Cerro Pelado e sobre o embasamento cristalino no setor sudeste da bacia, como pode ser constatado nas localidades de Sierra de los Guazunambí, ao norte de Tres Islas, Rincón de Pi, na passagem de La Cruz de La Cuchilla Grande, e no bloque ocidental da Falha de Infrinsa, entre outros pontos. Neste mesmo domínio, os arenitos finos, com estruturas tipo *hummocky*, do Membro Superior apresentam contatos concordantes e transicionais com a Formação Fraile Muerto, tal como se observa em Cerro La Valeriana, no topo da escarpa de Rincón de Pí, e em poços mineiros e afloramentos da região de Arroyo Seco, no Departamento de Rivera (Figura I-3).

No domínio norte-ocidental, por sua vez, são encontradas relações de contato concordantes e transicionais dos arenitos finos marinhos do Membro Superior com a subjacente Formação Cerro Pelado e com a sobrejacente Formação Fraile Muerto, tal como se observa nos poços Yacaré, Artigas, Pelado, Itacumbú, Belen e Gaspar.

Paleontologia e idade

Podem ser atribuídos a esta unidade restos de vegetais carbonizados, representados por plantas e troncos da Flora *Glossopteris*.

Estudos palinológicos realizados pela Petrobrás para ANCAP, em diferentes laboratórios, tendo como objeto de estudo os pelitos do Membro Superior da unidade (poços N02 Ax-1 Artigas e N08Yx-1 Yacaré) no setor norte-ocidental da bacia, possibilitaram a identificação das seguintes assembléias palinológicas: *Caheniasaccites ovatus*, *Cannanoropollis obscurus*, *Complexisporites polymorphus*, *Cycadopites cymbatus*, *Florinites* sp, *Limitisporites monstrosus*, *Lundbladisporea playfordi*, *Marsupipollenites fasciolatus*, *Plicatipollentia densus*, *Potomieisporites gondwanensis*, *Potomieisporites neglectus*, *Protohaploxylinus amplus*, *Striomonosaccites ovatus*, *Tasmanites* spp., *Vittatina subsaccata*, *Vittatina vittifera* e *Vittatina wodehousei*. Esta assembléia de palinomorfos, somada à abundância de matéria orgânica amorfa e à presença de *Tasmanites* spp., indicam ambientes deltaicos (prodelta), com marcante influência marinha (Dino, 1988).

Os sedimentos estudados, ao longo de toda a seção, apresentam uma assembléia palinológica que sugere claramente afinidades com conjuntos equivalentes de idade Permiano Inferior (Artinskiano - Kunguriano). Em termos bioestratigráficos, esta associação define, no Brasil, o intervalo I (I2, I3, I4), conforme o zoneamento palinoestratigráfico da Bacia do Paraná.

Fasolo & Vergel (1994) analisaram sedimentos correspondentes à Formação Tres Islas na perfuração Fraile Muerto 2, tendo encontrando uma associação microflorística que assinalada idade Permiano Inferior (Sakmariiano - Artinskiano), correlacionável com as palinozonas *Cristatisporites* inferior e média da Argentina e

Vittatina do Brasil, e identificado um paleoambiente continental, com elementos algálicos que indicam águas tranqüilas.

Beri & Daners (1998) analisaram a perfuração 201, que inclui principalmente sedimentos da Formação Tres Islas, e encontraram uma associação dominada por esporos cingulados, triletes lisos, e grãos de pólen monossacados nos diferentes níveis, com baixa frequência de grãos de pólen bissacados e estriados nos sedimentos da parte superior (estão ausentes na porção inferior), os quais corresponderiam à porção basal da Formação Fraile Muerto. De acordo com os dados palinológicos e com as litologias, esta sedimentação estaria associada a condições deltaicas, vinculadas a ambientes palustres e de baía, com presença de água doce ou salobra, tanto pela presença de algas do tipo *Botryococcus* quanto pela ausência de material de origem seguramente marinha. Segundo Beri & Daners (*op.cit.*), estas associações podem ser comparadas com as subzonas *Cristatisporites* média e *Caheniasaccites ovatus* de Argentina e Brasil, respectivamente, e com as idades H2/H3 (Artinskiense) e IJ (Kunguriense) propostas por Daemon & Quadros (1970). Uma associação palinológica de características similares à da porção basal desta perfuração foi encontrada por Beri *et al.* (2000) ao analisarem a perfuração 313/1, com menor representação dos esporos cingulados. Estes últimos dados assinalam um ambiente de deposição continental e uma idade eopermiana, que vai desde o Asseliano - Sakmario ao Artinskiano, segundo comparação com as biozonas do Brasil e da Argentina, o que significa sedimentos mais antigos que aqueles assinalados pelas associações analisadas por Beri & Daners (*op.cit.*), e pelos trabalhos realizados pela ANCAP nos laboratórios do CENPES - Petrobras.

FORMAÇÃO FRAILE MUERTO

Redefine-se, no presente trabalho, o conteúdo lítico e os limites desta unidade, que passa a compor um conjunto de rochas de natureza marinha plataformar, integrado por pelitos cinzentos a negros, finamente laminados, fossilíferos, arenitos finos a muito finos, brancos a cinza claro, com estratificação plano-paralela, laminação ondulada e estruturas do tipo *micro-hummocky*, além de níveis associados de calcários. Esta

unidade apresenta uma grande extensão, ausentando-se apenas no setor sul da bacia, onde os limites e controles são de natureza erosiva.

Nesta nova proposta litoestratigráfica para a BChPU destaca-se uma divisão tripartite das litologias que formal ou informalmente têm sido reunidas sob o rótulo “Sedimentos Pelíticos Cinzas” (Elizalde *et al.*, 1970) ou Formação Melo (Ferrando & Andreis, 1986).

Antecedentes

Os sedimentos que compõem esta unidade foram originalmente definidos como “Palermo” por Falconer (1931a), correlacionando-se com a unidade estratigráfica superior da Série Tubarão, proposta por White (1908) para o Sistema de Santa Catarina da Bacia do Paraná no Brasil. Segundo aquele autor, a unidade apresenta-se constituída por “xistos” arenosos cinzentos e azulados, bem laminados, ocasionalmente endurecidos por cimento carbonático. Deste modo, são apontadas as áreas de afloramentos mais importantes no Departamento de Cerro Largo, tais como: arroio La Mina, Cerro Pelado (a cerca de 14 km de Melo, em direção a Rio Branco), nos arredores do povoado La Lata, e nos arredores da Picada Suarez, sobre o arroio Fraile Muerto, entre outras.

A denominação de Fraile Muerto foi cunhada, na literatura geológica do país, por Caorsi & Goñi (1958). Originalmente, denominavam-se “Folhelhos arenosos e Calcários de Fraile Muerto”, definidos na categoria de Grupo. Desta forma, integraram principalmente folhelhos arenosos laminados de cores cinza-azuladas, arenitos argilosos com cimento carbonático e lentes de calcário localizadas.

Bossi (1966) a definiu com o *status* de Formação, tendo descrito, em perfis de poços e em afloramentos, o conteúdo lítico e as relações de contato com as unidades circunjacentes.

Elizalde, G., *et al.* (1970) incluíram-na dentro da denominação informal de “Sedimentos Pelíticos Cinzentos”. Preciozzi *et al.* (1985) mapearam a Formação Fraile Muerto na escala 1:500.000.

Trabalhos posteriores, como os de Ferrando & Andreis (1986), Ferrando & Montaña (1987), Bossi & Navarro (1991), Andreis *et al.* (1991), e Bossi *et al.* (1998), integraram as litologias da Formação Fraile Muerto na congênere Melo.

De Santa Ana *et al.* (1982) e Goso & de Santa Ana (1986), partindo de uma base de dados de superfície e subsuperfície, individualizaram litoestratigraficamente tal unidade como Formação, em nível de toda a bacia. De Santa Ana (1989) manteve esta hierarquia após o aporte de informações geológicas advindas de perfurações mineiras no setor noroeste da bacia.

Com base em dados palinológicos e informações palinoestratigráficas, de Santa Ana (1989), de Santa Ana & Veroslavsky (1993), e de Santa Ana & Ucha (1994) integraram as rochas das formações Fraile Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar e Yaguarí no que foi definido do ponto de vista cronoestratigráfico como Série Permiano Superior.

O conjunto litoestratigráfico caracterizado por outros autores como Formação Melo estaria, neste trabalho, individualizado nas formações Paso Aguiar, Mangrullo, Fraile Muerto e também pelas fácies pelíticas cinzentas da Formação Cerro Pelado.

Ferrando & Andreis (1990) descreveram, no Departamento de Rivera, no Arroio Seco, a cerca de 25 km ao norte da localidade de Vichadero, uma seção de superfície, a qual consideraram como o paraestratótipo da Formação Melo. Esta seção aflora nas margens e no leito daquela drenagem, entre a rodovia Nº 27 e os chamados Cerros Blancos, sendo definida, na presente tese, como a seção-tipo da Formação Fraile Muerto. Este mesmo critério foi utilizado, na citada região, na campanha exploratória de folhelhos pirobetuminosos do jazimento Cerros Blancos (de Santa Ana *et al.*, 1982).

Nome e área-tipo

O nome Fraile Muerto provem da localidade de mesmo nome, onde, todavia, não são encontradas exposições completas e nem ao menos podem ser definidos os litotipos mais importantes da unidade. Os afloramentos existentes nessa área são de caráter residual, mostrando-se afetados por uma tectônica de natureza distensiva, que imprimiu modificações epigenéticas nas litologias originais. Ainda assim não se

considera oportuno uma modificação do nome da unidade, dado ser este um termo consagrado na literatura geológica desde o ano de 1958.

Os afloramentos mais importantes para a definição da unidade são os seguintes: Arroio Seco, onde se definiu uma seção de referência auxiliar (FIGURA III.9), na localidade Rincón de Pi, nos arredores de Clara, no baixo curso da drenagem de Los Burros, no flanco sul da estrutura de Isla Zapata, no arroio Mina, nos arredores da localidade de Fraile Muerto, no baixo curso do arroio Fraile Muerto, ao sul do arroio Caraguatá, e a oeste da localidade de Ansina.

Outras seções auxiliares, com maior informação geológico-geofísica, podem ser definidas nos poços localizados no setor norte-ocidental da bacia, tais como Artigas, Pelado, Yacaré, e Salto, nos quais a unidade alcança maiores espessuras e apresenta todos os litotipos associados a ambientes marinhos e prodeltaicos.

Litologia e unidades estratigráficas

A Formação Fraile Muerto é constituída por um espesso pacote de natureza siliciclástica em sua essência, com predomínio de siltitos e folhelhos, secundados por arenitos finos, associando-se também bancos e lentes de calcários.

Os constituintes litológicos da Formação Fraile Muerto apresentam um padrão retrogradacional, que implica em um empilhamento estratigráfico dos corpos arenosos com adelgaçamento dos corpos arenosos no sentido do topo (estratodecrescente ou *thinning upward*). Este arranjo apresenta-se bem definido nos poços NO2 Ax-1 Artigas, NO7 Px-1 Pelado (Departamento de Artigas), na sondagem de Aguila (Departamento de Cerro Largo), e em poços mineiros localizados ao norte da “ilha cristalina” de Cuñapiru - Vichadero (Departamento de Rivera), onde se localizam os jazimentos de folhelhos pirobetuminosos de Cerros Blancos (de Santa Ana et al. 1982).

Os mapas de razão areia-folhelho da Formação Fraile Muerto indicam forte predomínio da fácies arenitos da seção basal no setor oriental, onde se localizava a estrutura de Rivera - Aceguá - Sierra de Rios. No setor norte-ocidental, os litotipos heterolíticos e siltoargilosos da unidade alcançam seu máximo desenvolvimento (FIGURA III.10).

FORMAÇÃO FRAILE MUERTO

A -

ponto 9



B -

ponto 9



C -

ponto 9



D -

ponto 10



E -

ponto 10



Figura III - 9. A, B, C - Seção aflorante no Arroio Seco. Pelitos laminados bioturbados e corpos de arenitos muito finos. D, C - Arenitos muito finos com laminações tipo hummoky, na região de Isla Zapata.

MAPA DE RELAÇÃO ARENITO/ PELITOS DA FORMAÇÃO FRAILE MUERTO

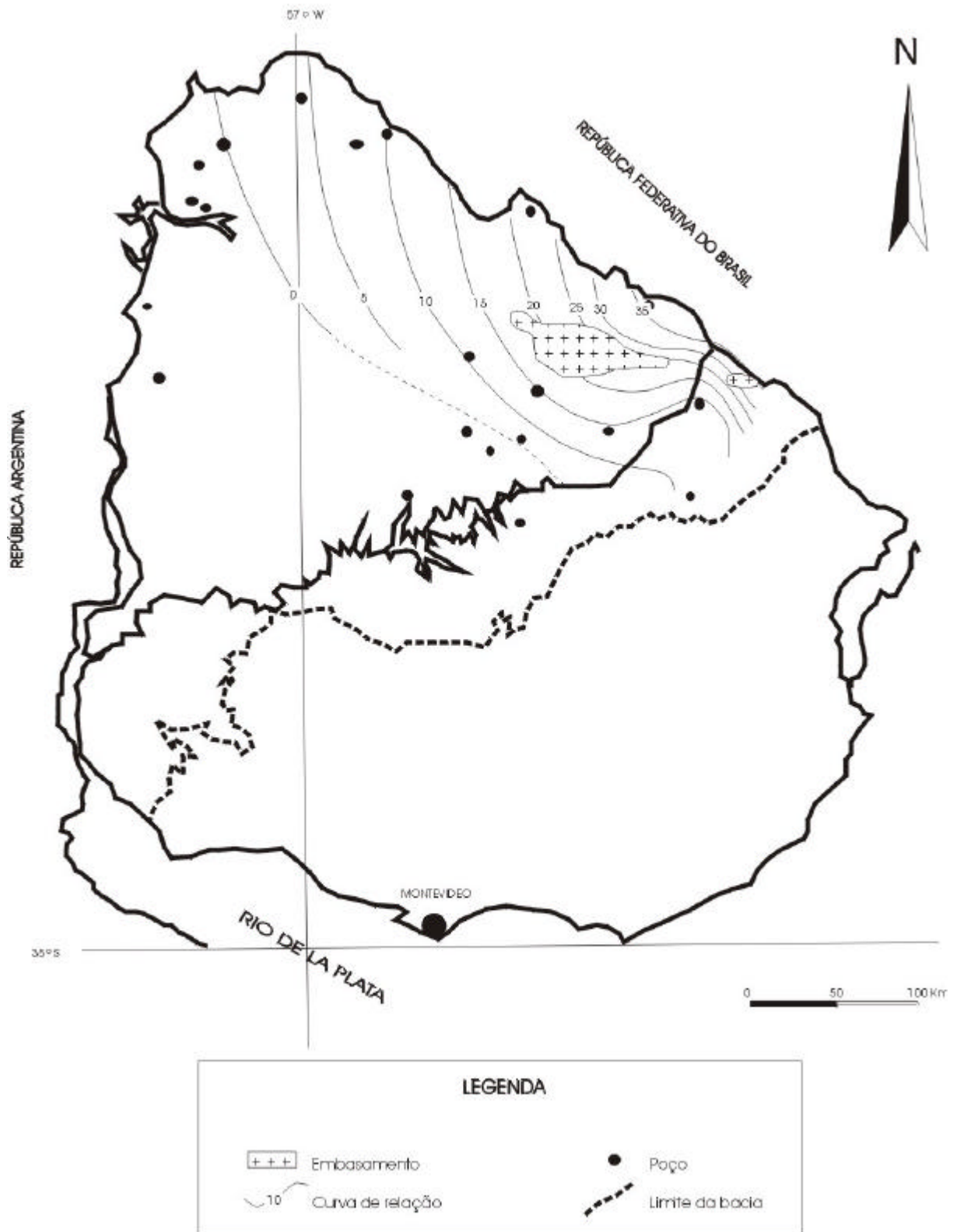


Figura III-10

Do ponto de vista operacional, a unidade pode ser caracterizada por dois grandes conjuntos litológicos: uma seção basal, onde se intercalam bancos métricos de arenitos muito finos, com *hummocky* e pelitos cinzas, e uma seção superior, constituída por unidades heterolíticas e pelitos negros laminados e bioturbados.

Os arenitos da seção basal se apresentam como corpos tabulares de grande extensão, espessuras que variam de 3 a 50 cm na região oriental (Departamentos de Cerro Largo, Tacuarembó e Rivera), alcançando espessuras métricas nas imediações do poço Artigas N02 Ax-1, já no domínio ocidental, onde a relação faciológica areia-argila alcança altos percentuais (FIGURA III.10).

As estruturas sedimentares deposicionais dos termos silticos e corpos de arenitos finos intercalados da unidade inferior são predominantemente estratificações do tipo *hummocky* e *micro-hummocky*, e laminação ondulada; estratificação cruzada truncada, de baixo ângulo e pequeno porte, é mais comum nas camadas arenosas da seção basal da unidade e na transição com o Membro Superior (Cerro La Valeriana) da Formação Tres Islas.

A geometria desses corpos apresenta contornos curvos, definindo formas e estruturas de ordenamento interno associadas a processos trativos, relacionados com ambientes marinhos plataformais.

As camadas pelíticas e carbonosas interdigitadas apresentam tons amarelados em superfície e cinza escuro a negro em subsuperfície, tendo como estruturas as laminações plano-paralela e ondulada, associadas a processos de decantação.

A geometria dos corpos arenosos mostra topo de conformação convexa, simétrica, definindo formas e estruturas de ordenamento interno associadas a processos trativos característicos de ambientes marinhos de plataforma.

As laminações dos pelitos e arenitos interdigitados podem apresentar bioturbações geradas por organismos escavadores, sendo estas estruturas predominantes no terço mediano do conjunto litológico basal.

Nas zonas oeste e noroeste da bacia próximas aos poços N03 Sx-1 Salto e N09 Bx-1 Belen, os arenitos que constituem esta unidade não se encontram representados ou ocorrem em cunhas decimétricas, sendo esta região onde se

registra a maior subsidência e influência marinha, resultando em espessas seções pelíticas, que superam os 350 m de espessura.

O terço superior está representado por uma interlaminação de siltitos arenosos e folhelhos carbonáticos de colorações cinza claro a médio, com tonalidades esverdeadas, típicas desse horizonte; lentes métricas de calcita recristalizada, tons amarronzados ou avermelhados são associações comuns.

As características litológicas distintivas da seção superior da Formação Fraile Muerto são as seguintes: caráter rítmico dos termos psamo-pelíticos de 0,5 a 2 cm de espessura; as cores e tonalidades cinza claro e verde oliva; a abundância de restos vegetais carbonizados e de escamas de peixes; a presença de estruturas deposicionais dos tipos flaser, ondulante e lenticular, afetadas por forte bioturbação; e a presença de lentes e concreções carbonáticas, assim como de pirita disseminada ou nodular. A cor mais freqüente é o cinza, variando de claro a muito escuro, a cor negra é predominante nas seções siltoargilosas do terço superior da unidade, particularmente dos setores que caracterizam as regiões mais profundas da bacia. As tonalidades verde oliva são associadas com as litologias mais finas na seção intermediária da unidade, e os tons amarelados são mais comuns quando estas associações litológicas se encontram intemperizadas nas áreas aflorantes. O material argiloso que integra as porções superiores da unidade apresenta uma composição sericítica e clorítica; o material clástico constitui-se de lâminas de biotita e moscovita com clara orientação planar, com dimensões menores que 0,5 mm, chegando a ocorrer grãos muito finos de quartzo e feldspato de aproximadamente 0,2 a 0,5 mm de tamanho.

As litologias heterolíticas e os folhelhos e pelitos cinza escuros a negros, micáceos, piritosos, do terço superior, caracterizam-se por um importante desenvolvimento regional, ostentando relações verticais e laterais concordantes e transicionais com as demais litologias da unidade.

Esta unidade ocorre em toda a bacia, se bem que em alguns setores, como na borda norte da “ilha cristalina” de Rivera, ocorram seções condensadas e hiatos em ciclos de menor ordem (parasseqüências).

Distribuição e espessura

A Formação Fraile Muerto apresenta espessuras muito variadas na BchPU, no mapa de isópacas (FIGURA III.11) pode-se visualizar a distribuição em superfície e em subsuperfície, além de se perceber os principais traços de natureza estrutural da unidade.

A extensão e os valores de espessura desta unidade foram definidos a partir da análise das perfurações realizadas em diversas campanhas exploratórias, incluindo alguns dados muito fragmentados de antigos poços pioneiros e estratigráficos e outros com boa qualidade de informação, lastreada em perfis geofísicos e descrição litológica das mais recentes campanhas de exploração petrolífera.

Na região norte-ocidental da bacia, no domínio infrabasáltico, as espessuras encontradas desta unidade foram as seguintes: 355 m no poço Salto, 335 m no poço Belen, 333 no poço Artigas, e 320 m no poço Yacaré; os menores registros são encontrados nos poços Itacumbú (130 m) e Gaspar (165 m) e o maior no poço Pelado, onde se constata uma espessura de 358 m.

Na região oriental, por sua vez, as espessuras evidenciam fortes adelgaçamentos, com espessuras de 93 m no poço Cerrillada, 118 m no poço Tacuarembó, 116 m no poço Paso Borracho, 122 m na perfuração las Toscas, e 100 m no poço de Aguila; as maiores espessuras são da ordem de 190 m, tal como verificado no poço Bañado de Rocha.

Dentro do domínio leste, nos arredores da “ilha cristalina” de Rivera, onde se localiza a seção-tipo de Arroio Seco, da mesma forma que nas regiões de Hospital e sul de Vichadero, esta formação apresenta espessuras da ordem de 50 m, sendo marcada pela maior espessura de fácies com caráter transicional em relação aos sedimentos marinhos litorâneos da Formação Tres Islas, com o ordenamento estratigráfico delineando um padrão retrogradacional.

A Formação Fraile Muerto também tem sido reconhecida em superfície no flanco oeste da estrutura positiva de Isla Zapata, em cortes da rodovia Nº 7, nas proximidades de Sierra de Ríos, no noroeste do Departamento de Cerro Largo.

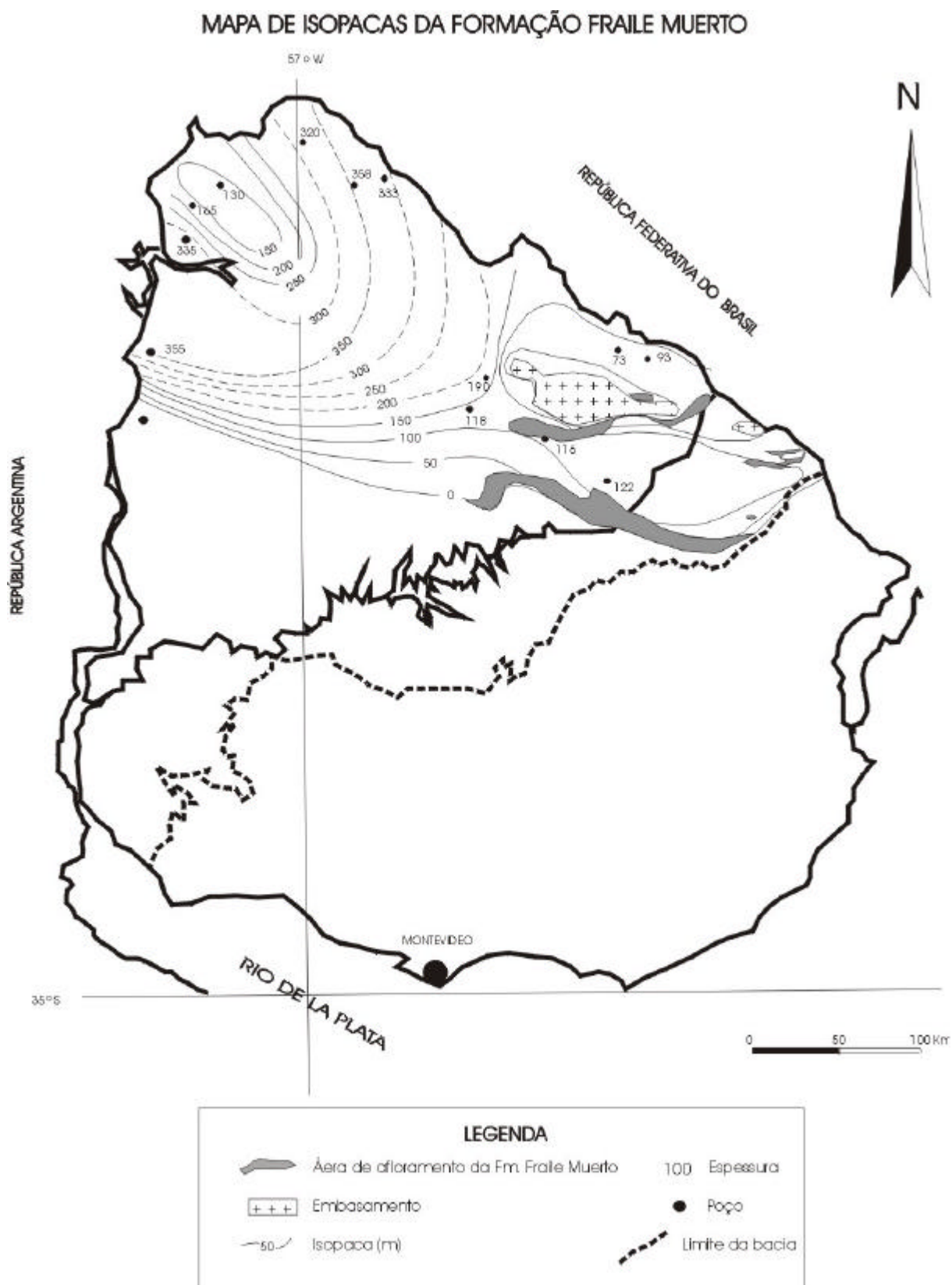


Figura III-11

Nesta área, observa-se uma sucessão centimétrica de pelitos cinzentos finamente laminados e arenitos finos a muito finos, brancos a cinza claro, com laminações ondulada e truncada do tipo *micro-hummocky*, com corpos arenosos mais potentes no contato com as fácies marinhas costeiras da Formação Tres Islas, no topo da estrutura (FIGURA III.9).

Sobre a base do flanco sul do Cerro La Valeriana, região norte do Departamento de Cerro Largo, estão localizados bons afloramentos da unidade aqui tratada, em uma pequena frente de lavra em uma pedreira situada próximo a uma falha. Nesse ponto, ocorre uma exposição de cerca de 10 m de espessuras, onde pode ser observada uma sucessão de ritmitos centimétricos psamo-pelíticos, com microestratificação, dominados por ondas (*micro-hummocky*). Em uma pequena escarpa de erosão na borda norte da drenagem de los Burros, junto ao flanco sul da elevação de Cerro Largo, foram constatados argilitos siltosos micáceos, cinzentos, com intercalações de arenitos brancos a ocre, médios, quartzosos, com estratificação do tipo *hummocky* e formatos lenticulares (40 a 50 cm de espessura e 2 m de longitude).

A sedimentação pretérita da região norte-ocidental, definida com base em informações geológicas obtidas em amostras de calha e testemunhos de sondagem nos poços N03 S-x1 (Salto), N07 Px-1 (Pelado), e N08 Yx-1 (Yacaré), evidencia, localmente, as espessuras máximas desta unidade, com franco domínio do conjunto lítico superior, onde os pelitos cinza escuros a negros apresentam altos teores de matéria orgânica. Nesta área da bacia, os conjuntos pelíticos da Formação Fraile Muerto chegam a registrar espessuras superiores a 300 m no poço N08 Yx-1 e da ordem de 350 m no poço N03 Sx-1.

Os litotipos pelíticos que caracterizam o terço superior da Formação Fraile Muerto no domínio oriental da bacia alcançam espessuras de 17 a 25 m, tal como podem ser observadas em várias perfurações mineiras nos departamentos de Cerro Largo, Tacuarembó e Rivera (de Santa Ana *et al.*, 1982).

Na parte central da bacia as informações de subsuperfície são escassas, com dados fragmentários provindos de antigos poços de Tacuarembó e Bañado de Rocha.

No Departamento de Cerro Largo se evidencia uma área subsidente, acompanhando o eixo da atual drenagem Cañada de los Burros, com espessuras que variam de 125 a 155 m no depocentro de Paso Mazangano.

Ao norte da “ilha cristalina” de Rivera, onde ocorrem omissões de diversos registros sedimentares, a bacia mostra uma individualização tardia e os sedimentos marinhos de Fraile Muerto jazem, em alguns setores, em discordância sobre o embasamento cristalino (*onlap*), com espessuras máximas da aproximadamente 90 m. As estruturas que controlaram a sedimentação basal da seqüência neopaleozóica neste setor da bacia condicionaram também a deposição da unidade Fraile Muerto, registrando-se variações de espessuras tal como indicam os dados provenientes de perfurações realizadas próximas de Cerrillada (93 m) e Yaguarí (83 m) e da seção-tipo aflorante no Arroio Seco (cerca de 50 m).

Nos afloramentos localizados no flanco norte dos Cerros Blancos, no leito e nas margens do Arroio Seco, Departamento de Rivera, e onde o presente trabalho define a seção-tipo da Formação Fraile Muerto, estima-se que esta unidade alcance uma espessura de no máximo 50 m.

Relações de contato

Os sedimentos da Formação Fraile Muerto mostram passagens concordantes e transicionais com o Membro Superior da Formação Tres Islas em toda a bacia. Por outro lado, os contatos são bruscos, e localmente erosivos, com os calcários sobrejacentes da Formação Mangrullo no domínio oriental da bacia. Passagens gradacionais e concordantes também são constatadas com pelitos da Formação Cerro Pelado nos poços Salto e Tacuarembó (Figura III-1).

A Formação Fraile Muerto apóia-se, em discordância, sobre o embasamento cristalino ao norte da “ilha cristalina” de Rivera no poço Cerrillada e sobre a Formação San Gregorio no poço Cuchilla de Zamora.

Ainda com respeito ao topo da formação, verificam-se contatos discordantes com a sobrejacente Formação Buena Vista, especialmente no domínio ocidental da BChPU (poços Belen, Yacaré, Artigas, Pelado, Salto, Itacumbú e Gaspar).

Na rodovia Nº 7, ao sul da cidade de Fraile Muerto, próximo à estrada para a localidade de Tres Islas, observa-se que os siltitos e calcários marinhos da unidade em pauta assentam-se de modo brusco sobre as fácies conglomeráticas do Membro Inferior da Formação Tres Islas.

Por fim, no setor oriental da bacia, as relações de contato dos sedimentos pelíticos e heterolíticos do topo da Formação Fraile Muerto com os calcários e dolomitos margosos suprajacentes da base da Formação Mangrullo são bruscos e localmente erosivos, estando relacionados com hiatos erosivos, presumivelmente gerados por descidas do nível do mar.

Paleontologia e idade

As primeiras referências paleontológicas relativas às rochas da Formação Fraile Muerto são devidas a Caorsi & Goñi (1958), que reportaram a presença de escamas de peixes, possivelmente ganóides, dos gêneros *Elonichthys* e *Aerolepis*.

Mones & Figueiras (1980) assinalaram a ocorrência de moluscos pelecípodos do gênero *Nuculana* sp. e de Osteichthyes, Paleonisciformes, dos gêneros *Aerolepis* sp. e *Elonichthys* sp.

A Formação Fraile Muerto apresenta, em suas diversas litologias, uma destacada frequência de palinomorfos e icnofósseis. O complexo registro icnofossilífero nas fácies heterolíticas da unidade chega a apagar todas as estruturas primárias das rochas, gerando um mosqueamento típico, particularmente, do terço superior da unidade.

Piñeiro (2002) reconheceu, estudando escavações da represa da drenagem Cañada del Rodeo del Barón, na Fazenda del Barón, região norte do Departamento de Cerro Largo, um conjunto paleontológico nos pelitos do topo da Formação Fraile Muerto, destacando, entre outros, a presença de escamas ganoideas, dentes e ossos de peixes, associados com grande quantidade de coprólitos de pequeno tamanho gerados por peixes de diversos tipos. Em níveis bastante bioturbados desta mesma exposição, foram reconhecidos icnofósseis dos gêneros *Taenidium* e *Planolites*.

Beri & Daners (1998) analisaram sedimentos correspondentes à porção basal de Fraile Muerto na Perfuração 201, tendo encontrado uma associação dominada por esporos cingulados, seguidos de esporos triletes lisos e grãos de pólen monossacados, afora raros representantes de algas dos tipos *Botryococcus braunii* e *Portalites gondwanensis*, o que seria sugestivo de um ambiente deposicional de águas doces a salobras. Os citados autores propuseram também uma idade Artinskiano - Kunguriano para esta porção estudada.

Estudos palinológicos realizados por Dino R. (1988), e complementados no presente trabalho, sobre amostras de testemunhos de sondagens da Formação Fraile Muerto dos poços N01 Gx-1 Gaspar, N02 Ax-2 Artigas, N03 Sx-1 Salto, N07 Px-1 Pelado, N08 Yx-1 Yacaré, N09 Bx-1 Belen, e N010 lx-1 Itacumbú, no setor noroeste da bacia, permitiram a identificação de uma rica e diversificada microflora, cujos principais representantes são: *Apicultisporis levis*, *Caheniasaccites ovatus*, *Cannanoropollis janakii*, *Cannanoropollis korbaensis*, *Complexisporites polymorphus*, *Cycadopites cymbatus*, *Deltoidospora directa*, *Granulatisporites granulosus*, *Lundbladispota playfordii*, *Marsupipollenites fasciolatus*, *Plicatipollenites malabarensis*, *Potonieisporites brasiliensis*, *Potonieisporites gondwanensis*, *Potonieisporites simplex*, *Puncatisporites gretensis*, *Striomonosaccites cicatricosus*, *Striomonosaccites ovatus*, *Tasmanites* sp., *Vallatisporites splendens*, *Vittatina costabilis*, *Vittatina subsaccata*, *Vittatina vittifera* e *Vittatina wodehousei*.

Esta assembléia microflorística indica idade kunguriana, englobando os subintervalos I1, I2, I3 e I4 definidos por Daemon & Quadros (1970) no zoneamento palinoestratigráfico da Bacia do Paraná. A presença de uma única forma monossacada (*Cannanoropollis janakii*), aliada a uma forma dissacada estriada, classificada como *Striatoabieites striatus*, além de formas estriadas constatadas no intervalo 1855 - 1920 m do poço N08 Yx-1 sugerem, para o tramo superior da seção, a preservação de sedimentos da base do Permiano Superior - Kazaniano, que corresponderia ao intervalo palinoestratigráfico J definido por Daemon & Quadros (*op.cit.*).

A presença de *Tasmanites* sp., aliada à importante quantidade de matéria orgânica amorfa em alguns setores da Formação Fraile Muerto, estariam a indicar nítida influência marinha nos sistemas deposicionais.

FORMAÇÃO MANGRULLO

A Formação Mangrullo, tal como definida neste trabalho, é formada por um conjunto de rochas de idade Kazaniano, que inclui calcários, folhelhos betuminosos e siltitos micáceos de coloração cinza escuro a negro, associado a condições subaquáticas salobras, referentes a um “mar Mangrullo”, de natureza restrita e localizado na porção oriental da bacia.

Antecedentes

Os sedimentos desta unidade foram citados por Walther (1923), Falconer (1931), Falconer (1937), Rey D. (1933), e Caorsi & Goñi (1958).

A proposição formal como unidade litoestratigráfica coube a Bossi (1966), que a individualizou, a partir de critérios litológicos, do restante das unidades pelíticas finas, cinzentas, tanto subjacentes quanto sobrejacentes, tendo estabelecido uma clara correlação com os níveis betuminosos e carbonáticos da Formação Irati da Bacia do Paraná, no Brasil.

Elizalde *et al.* (1970), a partir de estudos cartográficos e sedimentológicos realizados na região nordeste da bacia, dentro do domínio Acegúa, setor 30, integraram os sedimentos da Formação Mangrullo no conjunto definido informalmente como “sedimentos pelíticos acinzentados”.

De Santa Ana. (1982) estabeleceram uma caracterização litológica das camadas e ciclos sedimentares que integram a Formação Mangrullo no setor leste da bacia, tendo como base dados de poços exploratórios referentes a campanhas exploratórias de avaliação de xistos betuminosos.

Posteriormente, Bossi *et al.* (1975) voltaram a aplicar o critério de se integrar as formações Fraile Muerto, Mangrullo e Paso Aguiar em uma única unidade informal, seguindo os critérios definidos por Elizalde (1970).

Ferrando & Andreis (1986) e Ferrando & Andreis (1990), propuseram a criação da chamada Formação Melo, integrando-a no conjunto denominado “sedimentos pelíticos acinzentados”.

Goso & de Santa Ana (1986) redefiniram a Formação Mangrullo como sendo uma unidade litoestratigráfica formal, caracterizando seu conteúdo lítico, no sentido de de Santa Ana *et al.* (1982).

Bossi & Navarro (1991), mantendo os critérios definidos por Ferrando & Andreis (*op. cit.*), integraram o conjunto de sedimentitos pelíticos cinzentos na Formação Melo, propondo a designação de Membro Mangrullo para designar as litologias calcárias e betuminosas.

De Santa Ana (1989), De Santa Ana & Veroslavsky (1993), Goso & de Santa Ana (1994), De Santa Ana & Ucha (1994), e De Santa Ana & Gutierrez (2000), consideraram a Formação Mangrullo como unidade litoestratigráfica formal, independente das formações Paso Aguiar e Fraile Muerto.

De Santa Ana & Gutierrez (2000), a partir de dados oriundos de perfurações exploratórias mineiras e de mapeamento de superfície, definiram o conteúdo litológico, as relações de contato, a distribuição, a espessura e as características geoquímicas da unidade, assim como a importância econômica das camadas pirobetuminosas da Formação Mangrullo no setor leste da bacia.

Nome e área-tipo

Tendo em conta os ditames do código de Nome estratigráfica, no que se refere aos critérios de denominação de unidades litoestratigráficas, a proposta inicial do nome desta unidade (Bossi, 1966) não se ajusta plenamente, uma vez que no povoado de Mangrullo somente afloram as porções superiores da Formação Paso Aguiar e as litologias basais da Formação Yaguarí. Por outro lado, levando em consideração que este nome está consagrando na literatura uruguaia e internacional no que se refere a trabalhos de correlação regional, e que esta unidade não apresenta nenhuma seção aflorante completa na bacia que possa substituir a designação anterior, propõe-se:

- a) Definir a seção-tipo a partir de poços exploratórios do jazimento denominado Mangrullo, localizado ao sul da drenagem de los Burros, onde esta unidade apresenta a maior área de exposição preservada da bacia, dispondo-se, adicionalmente, de quase 3.000 m de testemunhos de sondagem;
- b) Manter a denominação de Formação Mangrullo em alusão ao jazimento mencionado, onde a unidade alcança mais de 20 km² de extensão, capacitando-a a ser reputada como área-tipo para esta unidade litoestratigráfica;
- c) Definir o afloramento localizado na represa da drenagem Cañada del Rodeo del Barón (extremo oeste do Jazimento Mangrullo), como seção-auxiliar (hipoestratótipo) da Formação Mangrullo, que é onde podem ser constatadas as mais importantes informações estratigráficas e paleontológicas desta unidade (de Santa Ana & Gutierrez, 2000; Piñeiro, 2002; Piñeiro & Ubilla, 2003).

Litologia e divisões litoestratigráficas

A Formação Mangrullo apresenta-se constituída por um conjunto lítico representado por termos detríticos finos, bem como por unidades calcárias e carbonosas de natureza betuminosa.

A caracterização e a definição litoestratigráfica desta unidade, tal como encampado no presente trabalho, se ajusta à proposta de Santa Ana & Gutierrez (2000), que estabeleceram dois ciclos de sedimentação, representados, da base ao topo, por calcilutitos e calcários dolomíticos, folhelhos pirobetuminosos, argilitos siltosos micáceos cinzentos a negros, calcilutitos e calcários arenosos e folhelhos pirobetuminosos no topo da unidade, conforme o quadro abaixo:

CICLO	CAMADA	LITOLOGIA
--------------	---------------	------------------

2 ^o	C2	Folhelhos pirobetuminosos (1 ^a)
	C C1	Calcilutitos arenosos e dolomitos
1 ^o	B	Pelitos negros e cinzentos, micáceos
	A2 A A1	Folhelhos pirobetuminoso (2 ^a) Calcilutitos, calcários e dolomitos

Calcilutitos, calcários dolomíticos e calcários arenosos (Camadas A1 e C1)

Estes conjuntos são representados por margas argilosas, calcários cristalinos magnesianos a dolomíticos, de cores esbranquiçadas a cinza moderado, por vezes incluindo lâminas carbonosas e esmectíticas na transição para os termos pirobetuminosos.

As estruturas sedimentares associadas a estas litologias são as seguintes: laminação plano-paralela e laminação ondulada truncada (tipo *hummocky*) no topo da camada dolomítica A1, e laminação e estratificação ondulada e lenticular na transição com os níveis pirobetuminosos. Estas camadas apresentam uma geometria tabular, com espessuras da ordem de 5 a 9 m, contínuas em todo o setor oriental da bacia.

As estruturas diagenéticas mais comuns associadas com estas camadas são os nódulos e as concreções de sílica, em geral recobertas por pirita, com formas prolatas, onde o eixo maior apresenta um marcado paralelismo com a superfície das estratificações; estruturas de dissolução também são comuns, tais como cavidades miarolíticas e microgeodos atapetados com cristais de calcita, secas ou com gotas de hidrocarbonetos pesados. Ocorrem também estruturas tipo cone-em-cone e estilólitos.

Na base destas camadas podem ser verificadas, ainda, brechas intraformacionais e estruturas indicativas de rompimento de estratos, associadas a processos erosivos, bem como *teepes* e gretas de sinéresis. As estruturas deformacionais geralmente estão associadas aos termos líticos pirobetuminosos e incluem marcas de carga e dobras sinssedimentares de pequeno raio.

Na transição para as camadas pirobetuminosas se observam estratificações onduladas, lenticulares e plano-paralelas em lâminas de material margobetuminoso, evidenciadas claramente pelas alternâncias de cores claras e escuras dos termos

calcários e carbonosos, respectivamente. Este caráter transicional entre as camadas A e C chega a alcançar uma relação que varia de 2:1 a 3,5:1, com tendência ao equilíbrio litológico nos extremos oeste e sul, proximidades de Fraile Muerto, Paso Pereyra - Las Toscas e Arroyo Yaguarí, no Departamento de Tacuarembó, onde estas unidades se apresentam afetadas por magmatismo intrusivo (de Santa Ana et al., 1982).

Tais unidades afloram na drenagem Cañada del Rodeo del Barón, onde se definiu a seção-auxiliar de superfície da Formação Mangrullo (FIGURA III.12); na região conhecida como Cerro del Puma, flanco sul da Cuchilla de Melo, constata-se que a maior resistência desta unidade à erosão gera uma zona de elevações moderadas, de encostas relativamente íngremes. Outras ocorrências destas unidades também são encontradas nas drenagens sem designações localizadas ao norte da “ilha cristalina” de Rivera, junto à rodovia 27, e junto à rodovia 7, na saída da cidade de Fraile Muerto, em direção a Melo.

Folhelhos pirobetuminosos (Camadas A2 e C2)

As rochas carbonosas de composição pirobetuminosa, representantes das camadas C2 e A2, incluem folhelhos negros, de aspectos físseis e papiráceos gerados pela laminação plano-paralela, e, localmente, por marcas de onda simétricas com 7 cm de longitude e 2 cm de altura. A espessura dessas camadas pirobetuminosas alcança 2 m, podendo atingir 5 m caso seja incluída a zona de transição, com lâminas e estratos esmetíticos e calcários.

As lâminas pirobetuminosas, calcilutíticas e esmetíticas, com destacadas variações de cor e tonalidade, se alternam em ciclos centimétricos, onde se percebe uma laminação predominantemente ondulada. Associadas às interdigitações de camadas pirobetuminosas e calcilutíticas, podem também ser observadas deformações tais como dobras sinssedimentares, *boudinage*, e pseudonódulos.

Em determinados setores da bacia, as intercalações calcário-betuminosas evidenciam um conteúdo de areia muito fina, muito madura, que passa a dominar nos estratos margosos.

A matéria orgânica é de natureza amorfogênica, finamente dividida, sendo que o carbono orgânico total alcança teores de até 14%. A fração orgânica se apresenta em estado de macromoléculas de querogênio, que podem ser transformadas em hidrocarbonetos líquidos e gasosos a partir de processos de

FORMAÇÃO MANGRULLO

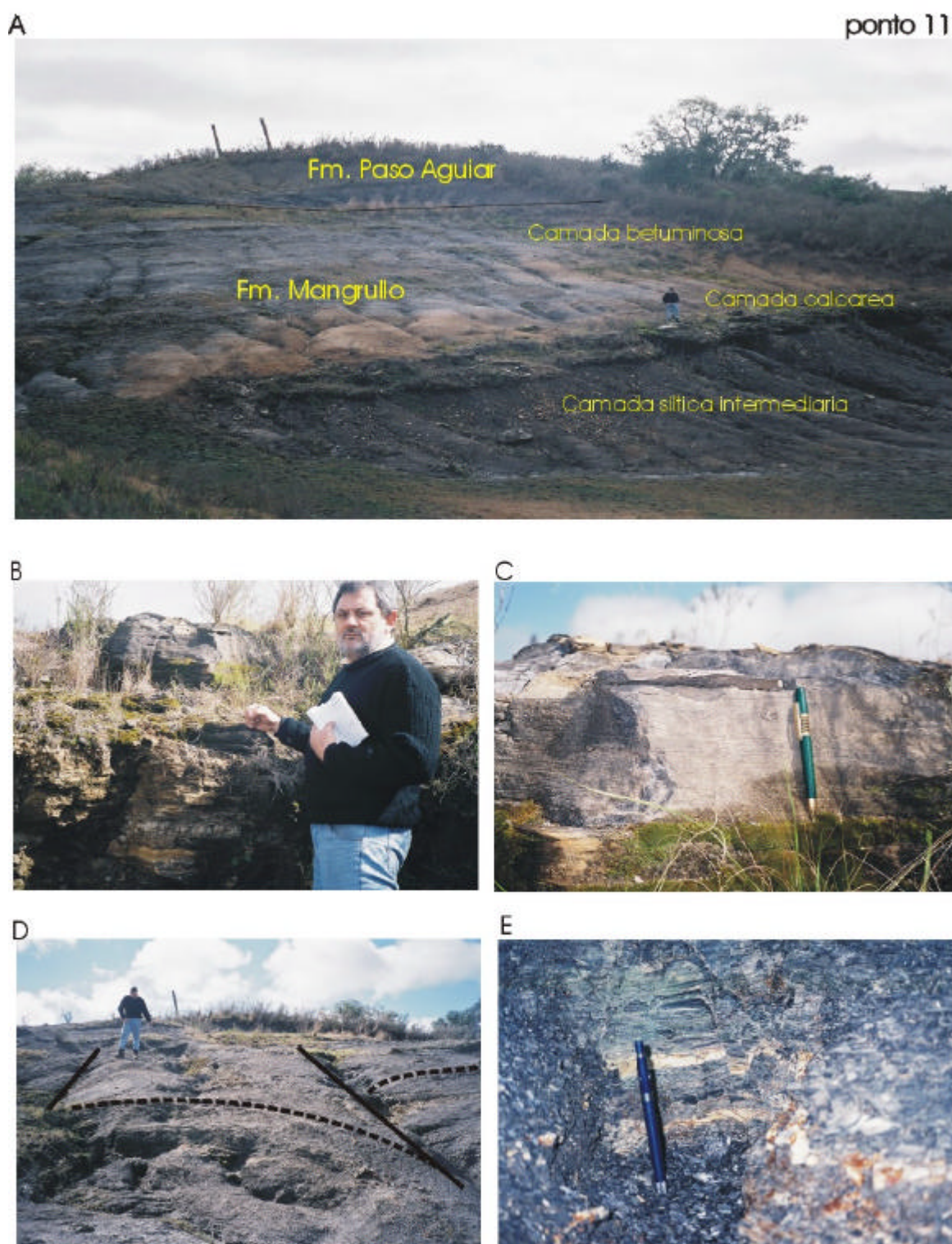


Figura III - 12. A : Vista geral da seção auxiliar da Fm. Mangrullo na barragem da cachoeira do Rodeo del Baron. B : Detalhe da camada calcarea, onde se observam estruturas de *pull apart* e dissolução na base e laminação e ripples de ondas no topo da seção (C). D: Camada betuminosa com deformações tectônicas (falhas e basculamentos). E: Detalhe de ritmitos betuminosos pretos e argilitos claros de natureza montmorillonítica (cinzas vulcânicas?) com laminação plano-paralela e ondulante.

pirólise, quando podem ser recuperados até 6% de hidrocarbonetos (De Santa Ana & Gutierrez, 2000).

A fração argilosa é constituída por illita e clorita, além de lâminas centimétricas a milimétricas de esmectita de tonalidade cinza-esverdeada, provavelmente associada a cinzas vulcânicas. A composição da matriz inorgânica, analisada a partir de determinações por difratometria de raios X, inclui quartzo, feldspato, pirita e gipso como minerais predominantes.

Os contatos da camada A2 com as litologias pelíticas micáceas sobrejacentes são nítidos, marcados por uma brusca interrupção da quantidade de matéria orgânica e pela mudança das estruturas sedimentares deposicionais, que passam de laminação físsil dos folhelhos pirobetuminosos negros (com maior teor de querogênio) para um aspecto maciço, com desagregação concóide de pelitos cinzentos da camada B. As relações com as camadas A1 e C2 são sempre transicionais, com interdigitações onduladas de lâminas calcilutíticas arenosas e folhelhos pirobetuminosos.

As camadas pirobetuminosas ocorrem em afloramentos localizados no setor leste da bacia; boas exposições podem ser vistas na porção oeste da drenagem Cañada de los Burros, próximas ao antigo forno de retortagem de Latham Clarke; na drenagem Cañada del Rodeo del Baron, na base da seção-auxiliar da unidade; a cerca de 2 km a nordeste de Villa Viñoles, na margem esquerda de uma drenagem sem nome; nas cabeceiras de drenagens que nascem nas faldas dos Cerros Blancos; e na “picada do contrabando”, sobre o leito do Rio Negro.

Pelitos cinzentos e negros, micáceos (Camada B)

Este conjunto é formado por siltitos e pelitos piritosos micáceos, de cores variando de cinza escuro a cinza azulado, que se tornam pardo-amareladas quando intemperizados.

O primeiro aspecto a ser destacado na Camada B é o caráter maciço, com fraturas concóides a subconcóides; as estruturas sedimentares são mal definidas, podendo ser reconhecida uma tênue laminação plano-paralela. Nos contatos entre os termos pelíticos e calcários podem ser identificadas marcas de carga e outras estruturas de deformação afetando os planos das estratificações.

Os nódulos silicosos e de pirita são as estruturas diagenéticas mais comuns, sendo que as estruturas de sílica encontram-se orientadas com eixo maior paralelo à superfície de sedimentação.

Os fragmentos clásticos apresentam tamanhos que variam de 0,2 a 0,6 mm, textura “flutuante” (*floating grains*), sendo formados predominantemente por quartzo e, em termos acessórios, por feldspato e biotita, este último mineral mostra uma disposição planar, com lâminas de até 0,5 mm.

A espessura desta camada pode alcançar 15 m, e os valores médios oscilam ao redor de 10 m nas diferentes partes da bacia.

A melhor exposição desta camada fica localizada na represa da drenagem Cañada del Rodeo del Barón, localizada no extremo oeste do Jazimento Mangrullo, na seção-auxiliar da unidade, onde encontram-se aflorantes as porções intermediária e superior (FOTOGRAFIA IV.25).

O contato da Camada B apresenta-se nítido, brusco, localmente de natureza erosiva, com relação à Camada C1 do ciclo superior da unidade, com ocorrência de brechas e fragmentação em superfícies anteriormente expostas.

Esta camada foi também identificada e mapeada na rodovia N^o 7, a cerca de 1 km a leste de Villa Viñoles; no quilômetro 123 da rodovia 27, Departamento de Rivera; na região da drenagem Los Molles e a oeste de Cruz de Piedra, a cerca de 40 km ao norte de Melo; nos arredores da cidade de Fraile Muerto, na rodovia 7, saída para a cidade de Melo e a sudeste da estrada para Ramón Trigo, próximo ao Arroio Fraile Muerto, onde todas as camadas da Formação Mangrullo encontram-se afetadas por intrusões de diabásio.

A caracterização da composição mineral da matriz das camadas associadas com a Formação Mangrullo foi realizada mediante estudos difratométricos no laboratório da ANCAP (Centro de Investigaciones Tecnológicas), referentes a projetos

de avaliação das reservas de folhelhos pirobetuminosos e de viabilidade de aproveitamento industrial.

A relação entre as matrizes orgânica e inorgânica da camada pirobetuminosa do ciclo inferior está compreendida entre 23 e 26%. A matriz inorgânica do resíduo de retortagem da Camada A2, analisada em 2 poços localizados no Jazimento Mangrullo e no Jazimento Villa Viñoles, mostra-se formada por quartzo, feldspato, argilas (principalmente montmorillonita, illita e clorita), carbonatos (calcita e dolomita), pirita, gipso e outros minerais acessórios e elementos menores; o quartzo e a pirita aparecem como as espécies minerais mais importante.

A matéria orgânica das camadas pirobetuminosas é, em termos petrográficos, do tipo amorfo, finamente dividida. A substância orgânica associada à matriz mineral é parcialmente solúvel, sendo que a fração dissolvida recebe o nome de betume e a restante, insolúvel, o de querogênio. Esta última substância constitui um complexo orgânico macromolecular (de peso molecular elevado), integrado essencialmente por compostos heterocíclicos, associados a ciclos saturados ou aromáticos, os quais perfazem a maior parte da matéria orgânica (mais de 95%). O conteúdo principal corresponde a carbono (66 a 88%), hidrogênio (7,2 a 12,8%), nitrogênio (0,1 a 3,1%), oxigênio (0,8 a 24,7%) e enxofre (0,1 a 8,8%).

O teor de carbono, nas porções mais ricas em COT definidas em poços do Jazimento Mangrullo, localizam-se no primeiro metro do topo da Camada A2, onde chegam a alcançar 13,5% (de Santa Ana et al, 1982).

O enxofre orgânico forma parte do complexo macromolecular do querogênio, sendo que os valores obtidos em amostras da região de Villa Viñoles estão na casa de 5,36% de enxofre total, 0,97% de enxofre sulfático; 3,70% de enxofre pirítico, e 0,699% de enxofre orgânico.

Distribuição e espessura

A FIGURA III.13 corresponde ao mapa de isópacas e de afloramentos da Formação Mangrullo. No rumo sul, na região do Arroio Fraile Muerto, esta unidade

começa a evidenciar um forte adelgaçamento (20 m), presumivelmente vinculados a fatores deposicionais e erosivos. As maiores espessuras, que chegam a superar 35 m, são encontradas no depocentro delineado na região de Isidoro Noblía, norte do Departamento de Cerro Largo.

Ao sul da cidade de Faile Muerto e aproximadamente ao sul de Paso Yaguarí, na rodovia Nº 26, os sedimentos da Formação Mangrullo se encontram bastante deformados e afetados termicamente por intrusões de diabásio, o que torna difícil definir as espessuras originais da unidade nestas áreas. Situação semelhante se observa, tanto em superfície quanto em subsuperfície, nas regiões de Fraile Muerto, Cuchilla de Pereira, Caraguatá, e Arroio Yaguarí, onde as camadas A2 e C2 se apresentam fortemente deformadas e pirolisadas.

No limite ocidental da área de ocorrência da Formação Mangrullo também é problemático definir espessuras e algumas características sedimentológicas devido à modificações impostas pelo magmatismo mesozóico. Contudo, é possível perceber uma maior participação da fração areia muito fina, madura, e maior quantidade de interdigitações de calcário, o que poderia sugerir condições deposicionais mais rasas.

Paleontologia e idade

A presença de répteis fósseis (mesossaurídeos) nos sedimentos da Formação Mangrullo foi citada por diversos autores (Walther, 1928; Huene, 1929, 1941 a; Mendez Alzola, 1945; Bossi, 1966; Mones & Figueiras, 1981; de Santa Ana *et al.*, 1982; Mones, 1986; Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi & Navarro, 1991; De Santa Ana & Gutiérrez, 2001). Novos estudos paleontológicos, com maiores informações morfológicas e taxonômicas foram desenvolvidos por Piñeiro & Verde (1996), Piñeiro *et al.* (1998); Piñeiro (1999); Piñeiro & Lorenzo (2001).

Piñeiro (2002) efetuou estudos taxonômicos sobre os Mesosaurídeos encontrados em diversos afloramentos das seções de superfície mais completas da Formação Mangrullo, comparando-os com os registros fósseis similares da Formação Irati, Bacia do Paraná, no Brasil.

A presença de crustáceos dos tipos *Paulocaris* e *Pigaspis* também foi referida por de Santa Ana *et al.* (*op.cit.*), Preciozzi *et al.* (*op.cit.*), Bossi & Navarro (*op.cit.*), entre outros. Estudos recentes permitiram reconhecer dois grandes grupos de crustáceos,

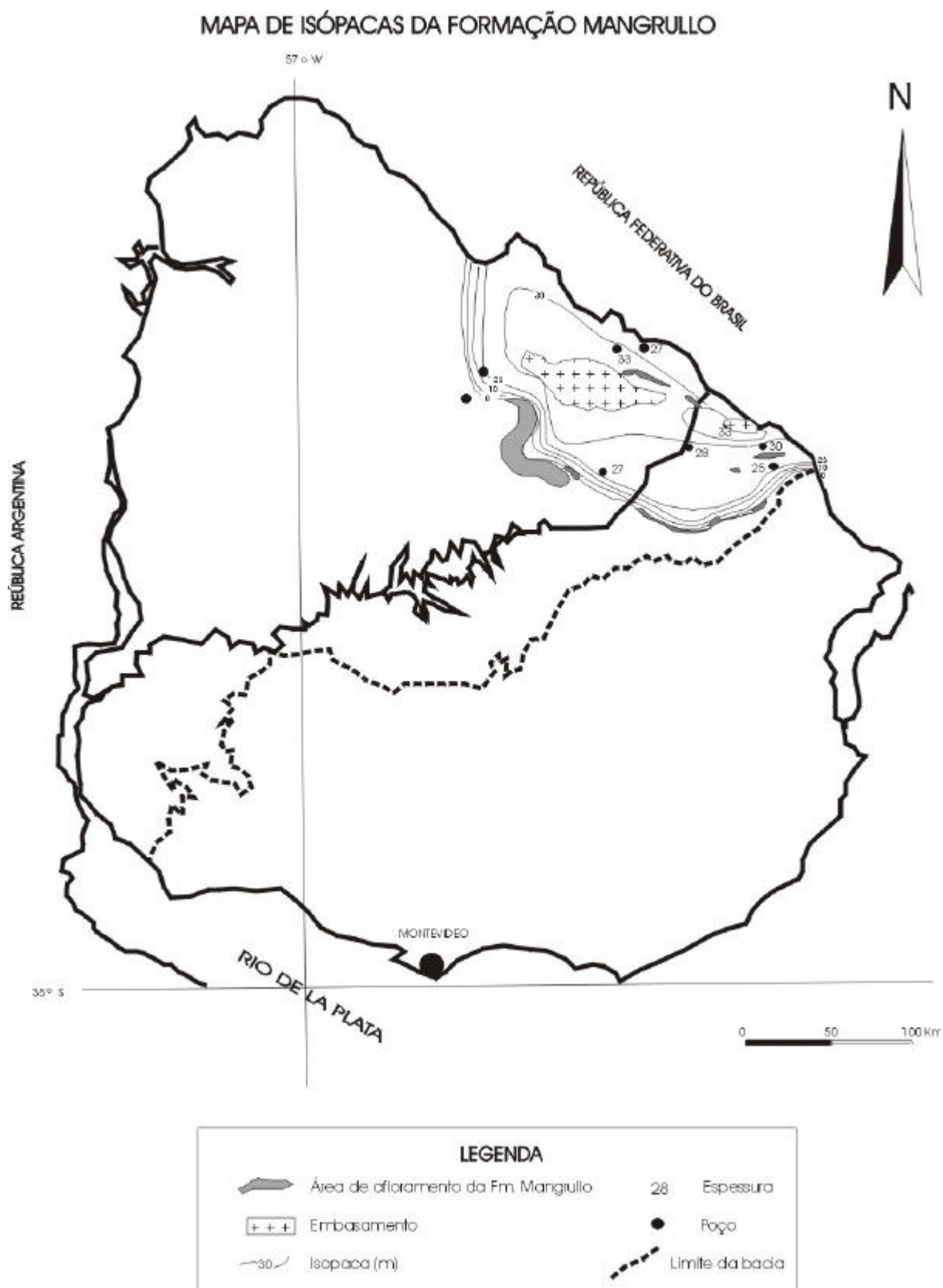


Figura III-13

a saber: os Pygocephalomorpha, com representantes das famílias Notocaridae e Pygocephalidae, e o grupo Cycloidea (Piñeiro, 2002).

Resquícios de insetos e escamas e dentes de peixes paleonisciformes também foram reconhecidos recentemente Piñeiro (2002). Piñeiro (*op.cit.*) assinalou, ainda, a ocorrência de pistas do icnogênero *Chondrites*, restos de vegetais, e conchostráceos em diversos afloramentos da Formação Mangrullo.

No presente trabalho são apresentados os resultados de estudos palinológicos realizados em amostras referentes a quatro perfurações localizadas no setor oriental da bacia, na perfuração profunda realizada em Bañado de Rocha (intervalo 330 a 400 m), e nos poços mineiros de números A83, B11, B118 e A236, realizados para avaliação de folhelhos pirobetuminosos da Formação Mangrullo no Departamento de Cerro Largo. Os estudos palinológicos foram realizados pelo Dino, (1988), com a assistência do laboratório CENPES-Petrobras. Destaque-se que o material esporopolínico recuperado mostrou-se rico, diversificado e em excelente estado de conservação.

Os esporos triletes estão representados pelas espécies *Convolutispora ordoñezii*, *Leiotriletes tumidus* e *Cyclogranisporites gondwanensis*. Entre os representantes do monoletes foram identificados os gêneros *Laevigatosporites* e *Punctatosporites*. O subconjunto Striatiti encontra-se representado por um grande número de gêneros e espécies, dentre os quais, os mais representativos e de maior significado estratigráfico são os seguintes: *Staurosaccites quadrilobatus*, *Corisaccites alutas*, *Lueckisporites densicarpus*, *Lueckisporites inflatus*, *Lueckisporites virkkiae*, *Lunatisporites variesectus*, *Striatoabieites anaverrucosus*, *Striatopodocarpites fusus*, além de formas pertencentes ao gênero *Protohaplospirus*. Entre os representantes do conjunto Plicates, foram identificadas as espécies *Weylandites lucifer*, *Marsupipollenites striatus* e *Vittatina costabilis*.

A associação esporopolínica encontrada nas amostras de subsuperfície dos calcários, folhelhos e siltitos pretos betuminosos da Formação Mangrullo permite situá-la no Intervalo L, Subintervalo L2, conforme o esquema proposto por Daemon & Quadros (1970) para a Bacia do Paraná. Os sedimentos desse intervalo referem-se ao Andar Kazaniano, do Permiano Superior, em termos cronoestratigráficos.

Nas amostras provenientes das perfurações também foram encontradas algas do gênero *Botryococcus*, sob a forma de colônias e fragmentos de colônia, estas em menor quantidade, o que se constitui em um indicativo de águas doces ou salobras.

A presença de grãos de pólen estriados e teniados em grande quantidade, como é o caso das amostras dos poços do domínio oriental da bacia, tem sido freqüentemente interpretada por diversos autores como característica de clima quente e seco.

Análises palinológicas conduzidas por Beri & Pecoits (2001) em uma amostra de folhelhos negros correspondentes aos pelitos laminados da unidade na drenagem Cañada del Rodeo del Barón indicaram uma alta frequência de pólen estriados, similar à mencionada em estudos anteriores, sendo mais abundantes: *Vittatina subsaccata*, *Vittatina vittifera*, *Lunatisporites variesectus*, *Weylandites lucifer*, *Marsupipollenites triradiatus* e *Lueckisporites stenotaeniatus*. De acordo com os mencionados autores, esta associação seria comparável à Biozona *Striatites* da Bacia Chacoparanaense Argentina e à Biozona *Lueckisporites virkkiae* da Bacia do Paraná no Brasil, indicando, dessa forma, uma idade Neopermiana. Adicionalmente, estes autores propuseram uma paleoambiente deposicional de águas salobras, sob vigência de clima árido.

FORMAÇÃO PASO AGUIAR

A Formação Paso Aguiar, tal como aqui definida, reúne, da base para o topo, uma sucessão de pelitos cinzentos micáceos, com intercalações de arenitos, calcários e veios de material cálciossilicoso, que passam gradualmente para ritmitos pelíticos e pelítico-arenosos cinza esverdeados, com estratificações flaser, lenticular e ondulada, bioturbados. Do ponto de vista paleoambiental, estas litologias são de natureza marinha plataformar, epinerítica. A ocorrência desta unidade restringe-se à parte ocidental da bacia.

Antecedentes

Esta associação litológica foi identificada originalmente por Caorsi & Goñi (1958), que a definiram como “Arenitos argilosos de Paso Aguiar”, caracterizando-os como psamitos de coloração verde, finamente estratificados; o nome da unidade alude ao que foi, então, definido como área-tipo, correspondendo ao afloramento localizado na passagem da rodovia Nacional Nº 26 por sobre o Rio Negro.

A Formação Paso Aguiar foi proposta como unidade litoestratigráfica formal por Bossi (1966), tendo sido caracterizada por arenitos finos e siltitos finamente estratificados, de tonalidades pardo-acinzentada e esverdeada.

Trabalhos posteriores, tais como o de Elizalde *et al.* (1970), referentes ao levantamento geológico do setor XXX, na porção nordeste do Departamento de Cerro Largo, integraram esta unidade em um conjunto litológico informalmente chamado “Sedimentos Pelíticos Cinzas”.

Goso & de Santa Ana (1986) mantiveram, baseados em revisão de dados de subsuperfície e superfície de toda a Bacia Norte uruguaia, a categoria de formação para esta unidade.

Ferrando & Andreis (1986) integraram o conjunto de sedimentos pelíticos acinzentados no que definiram como Formação Melo, que englobava outras unidades anteriormente separadas em termos litoestratigráficos, como as formações Fraile Muerto, Mangrullo e Paso Aguiar. Este critério foi mantido nos trabalhos de Ferrando & Montaña (1987), Bossi & Navarro (1991), Andreis *et al.* (1996), e Bossi *et al.* (1998).

Preciozzi *et al.* (1985) definiram esta unidade como um conjunto de sedimentitos representados por siltitos e arenitos muito finos, argilosos, de colorações acinzentadas e esverdeadas, com estratificações paralela e cruzada.

De Santa Ana (1989), de Santa Ana & Veroslavsky (1993), Goso & de Santa Ana (1994), e de Santa Ana & Ucha (1994), por outro lado, mantiveram a proposta litoestratigráfica tripartite, com as unidades Paso Aguiar, Mangrullo e Fraile Muerto, separando, adicionalmente, da “macrounidade” Melo, também os pacotes pelíticos do topo da Formação Cerro Pelado.

De Santa Ana *et al.* (2001) efetuaram uma análise de fácies do registro sedimentar associado à Formação Paso Aguiar em toda a bacia, chegando a definir os sistemas deposicionais existentes no final dos tempos permianos.

Nome e área-tipo

A área-tipo da Formação Paso Aguiar tal como originalmente definida (intersecção da rodovia Nacional Nº 26 com o Rio Negro) não constitui o melhor ponto para a observação desta unidade. As exposições nesse local são pontuais, limitadas ao pacote superior da unidade, e surgem apenas em períodos de baixa vazão do Rio Negro. Contudo, seguindo-se as recomendações do Código de Nomenclatura Estratigráfica no que concerne a nomes consagrados, mantém-se, no presente trabalho, a designação original, acrescentando-se a descrição de alguns pontos e seções adicionais que representam exposições mais adequadas. Vale ressaltar que a seção completa da unidade se localiza nos poços mineiros A89 e A93 no setor sudeste da bacia (FIGURA III.14).

Uma boa exposição em superfície da Formação Paso Aguiar pode ser vista na localidade de Villa Viñoles, junto à rodovia Nacional Nº 7 (FIGURA III.15), onde se observam os contatos com as unidades subjacente e sobrejacente. Exposições relevantes da unidade superior e da passagem transicional para a Formação Yaguarí podem ser vistas nos arredores da localidade de Mangrullo, como também em Paso Taborda, sobre o arroio Bañado Medina. No caminho que liga o povoado Isidoro Noblía a San Diego, pode ser identificado o topo da unidade superior e a transição com as camadas basais da Formação Yaguarí (FIGURA III.15). Boas exposições da unidade inferior são encontradas também na região de Cuchilla de Melo, na represa da drenagem Cañado del Rodeo del Barón, neste caso em contato

FORMAÇÃO PASO AGUIAR
Siltitos micáceos, cinza escuro finos níveis de
arenitos calcários e veios calcio-silicosas

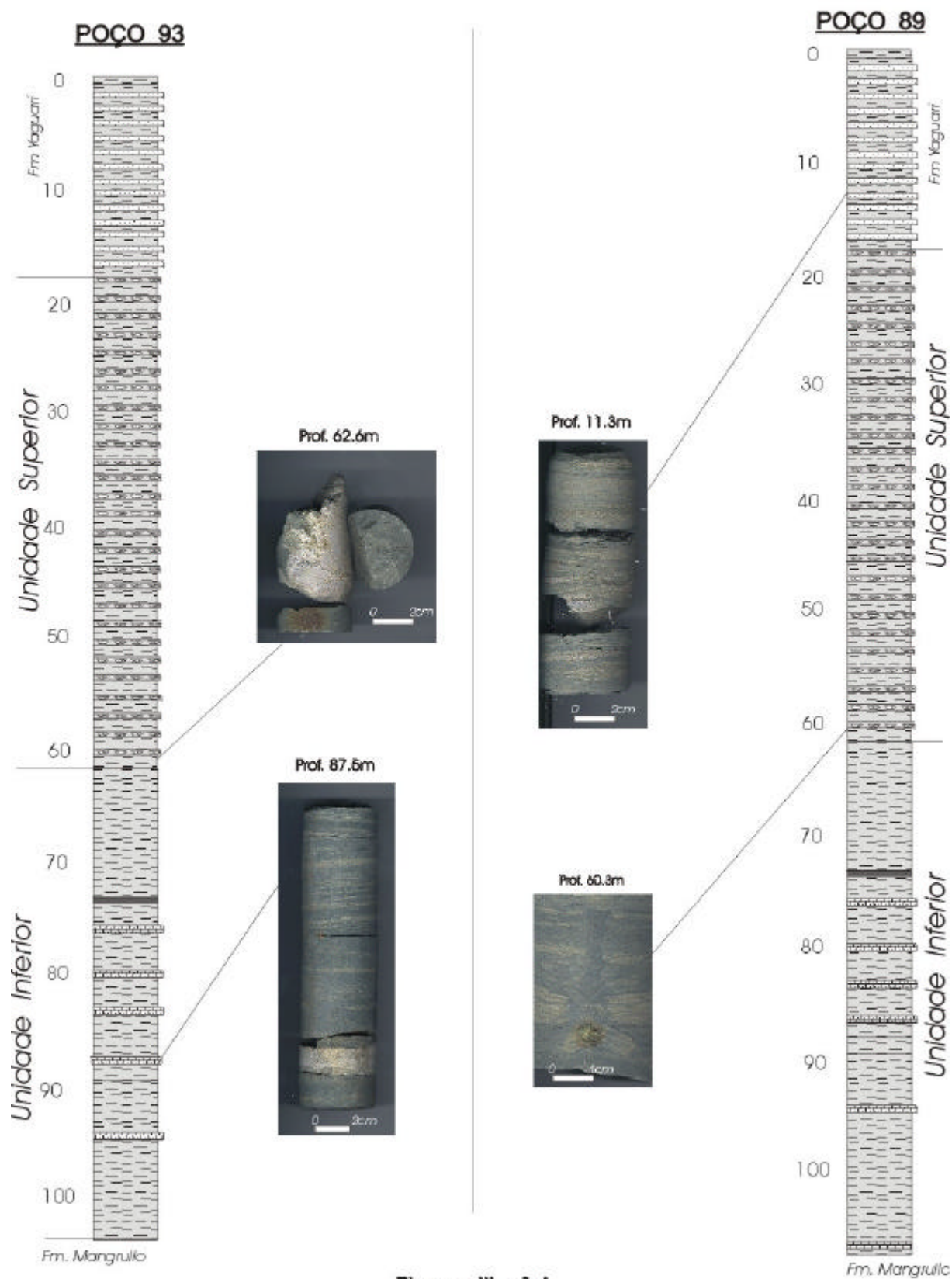


Figura III - 14

FORMAÇÃO PASO AGUIAR

A -

Ponto 12

B -



C -

Ponto 13

D -



E -



Figura III - 15. A - Seção superior da Unidade que apresenta pelito cinza com corpos de arenitos calcáreos muito finos. B - Detalhe de veios calciossilicosos. C - Sequencia vertical que apresenta estratocrescencia dos níveis de arenosos. D, E - Detalhe das fácies heterolíticas com laminação wavy e lensen

com os folhelhos betuminosos do ciclo superior da Formação Mangrullo, assim como em diferentes trechos da drenagem Cañada de los Sauce, tributária da Cañada de los Burros, e no arroio Berachi. A unidade superior da Formação Paso Aguiar e o pacote transicional para a Formação Yaguarí também afloram nas cercanias da cidade de Melo.

As diferentes associações litológicas desta unidade litoestratigráfica também podem ser observadas nos seguintes afloramentos: na estrada que sai a leste do povoado de Mangrullo rumo à Fazenda La Matrera; na rodovia 7, a poucos quilômetros da cidade de Fraile Muerto, em direção a Bañado Medina; a norte da cidade de Melo, a 7 quilômetros a oeste de Cruz de Piedra; e no arroio Los Molles. Bons afloramentos adicionais também ocorrem nas localidades de Ramon Trigo, no caminho que vai de Fraile Muerto à rodovia 26; no arroio Yaguarí, nas proximidades da rodovia 26; nos arredores do povoado de Ansina; e sobre a estrada vicinal que se estende de Las Toscas de Caraguatá a Paso Pereyra, onde os sedimentos desta unidade se apresentam fortemente afetados por intrusões de diabásio.

A Formação Paso Aguiar apresenta também uma faixa de afloramentos de direção este-oeste na porção setentrional do Departamento de Cerro Largo, com exposições de boa qualidade na drenagem Cañada de los Sauces e em tributários da banda sul da Cañada de los Burros, como também na estrada se estende a leste da rodovia 8, entre a localidade de Noblía e o Arco de Acegúa, além de aflorar em ambas as margens do Rio Negro no trecho de Paso Carpintería a Paso Aguiar.

Litologia e unidades estratigráficas

Os diversos aspectos litológicos desta unidade, aqui tratados, foram definidos a partir de dados de superfície e também de superfície. Nos poços A89 e A93, a seção referente à Formação Paso Aguiar se mostra com um ordenamento grano e estratocrescente, formado por pelitos e folhelhos cinza escuros que transicionam para ritmitos milimétricos e centimétricos de pelitos cinza moderado e lentes de arenitos finos a muito finos, carbonáticos, de cores cinza claro a esverdeadas ou esbranquiçadas, com estratificações onduladas, localmente truncadas.

Seguindo-se critérios operacionais, pode-se definir, nesta unidade, dois conjuntos litológicos: um basal, predominantemente pelítico, e outro superior, onde intervêm ritmitos e arenitos carbonáticos finos (FIGURA III.14).

A seção basal é formada por pelitos negros a cinzentos, micáceos, com finas intercalações de pelitos arenosos (granulometria muito fina), carbonáticos, com laminação ondulada e do tipo *micro-hummocky*, no topo. Os pelitos micáceos apresentam uma cor cinza-chumbo escura a moderada, relacionada com a presença de matéria orgânica, a qual alcança até 0,5% de COT; nessas litologias se desenvolvem estruturas sedimentares epigenéticas tais como cristalizações de pirita e recristalizações de calcita fibrosa.

As litologias pelíticas apresentam, em geral, um aspecto maciço, embora apareça, localmente, estratificações plano-paralelas mal preservadas devido à ação biogênica de organismos bentônicos. Associada a esta unidade é comum a presença de vênulas cálcio-silíceas de 3 a 10 cm de espessura que interceptam a superfície de sedimentação com ângulos de 20 a 70° (FIGURA III.14).

Os siltitos arenosos muito finos, carbonáticos, e as margas arenosas, desenvolvem-se sob a forma de níveis milimétricos e centimétricos, alternando-se com siltitos cinzentos e negros micáceos. No topo deste conjunto pode ser observada a presença de laminação cruzada do tipo *micro-hummocky* e laminação plano-paralela, definida pela alternância de termos terrígenos e calcários.

O conjunto litológico superior, por sua vez, acha-se constituído por ritmitos centimétricos a milimétricos, pelítico-arenosos, com estratificações onduladas e lenticulares, cores cinza moderado a claro, e por delgadas lentes de arenitos carbonáticos muito finos, com marcas de oscilação de fluidos; toda esta associação se mostra fortemente bioturbada.

Os ritmitos constituem as litologias predominantes e podem ser caracterizados pela alternância de lâminas de argilito cinza-chumbo e siltitos arenosos cinza esverdeado, com estratificações lenticulares e onduladas. O formato dos corpos é lenticular, podendo ocasionalmente ostentar finos estratos de siltitos arenosos muito finos, moscovíticos, de cores cinza muito claro e esverdeadas e laminação cruzada.

Os arenitos carbonáticos muito finos apresentam estratificação ondulada e, localmente, *ripples* com direções de corrente apontado para nordeste e sudoeste.

No topo desta unidade, na transição com a Formação Yaguarí, pode-se destacar a presença de forte bioturbação, bem como de restos de madeira silicificada, em alguns casos em bom estado de preservação.

Distribuição e espessura

A Formação Paso Aguiar se restringe ao setor leste da bacia, onde alcança espessuras máximas da ordem de 200 m no poço Paguero e espessuras médias da ordem de 100 m no restante da área de ocorrência; na direção da borda ocidental pode ser evidenciado um controle em parte erosivo em parte deposicional (FIGURA III.16).

As fácies pelíticas se desenvolvem na sub-bacia Este, atingindo uma espessura média de 50 m na perfuração “El Aguila” e no poço mineiro A89, localizado na região nordeste do Departamento de Cerro Largo, efetuado para exploração de folhelhos betuminosos.

A unidade superior da Formação Paso Aguiar desenvolve-se em toda a região leste da bacia, com espessuras de 80 m nos poços A93, A89, e Aguila; no poço Paguero (Paso Mazangano) observa-se que o conjunto alcança, de modo excepcional, quase 150 m de espessura.

Nos altos do embasamento cristalino da “ilha” de Rivera - Hospital e Acegúa, os controles da Formação Paso Aguiar são erosivos, da mesma maneira como ocorre na região de Sierra de Rios, no setor nordeste do Departamento de Cerro Largo.

As diferenças de espessura registradas nos diversos setores da região oriental, assim como as omissões de registro dessa unidade na parte ocidental da bacia, evidenciam a atuação de episódios tectônicos sin-sedimentares e pós-sedimentação, que contribuíram para a definição dos controles deposicionais e erosivos desta formação.

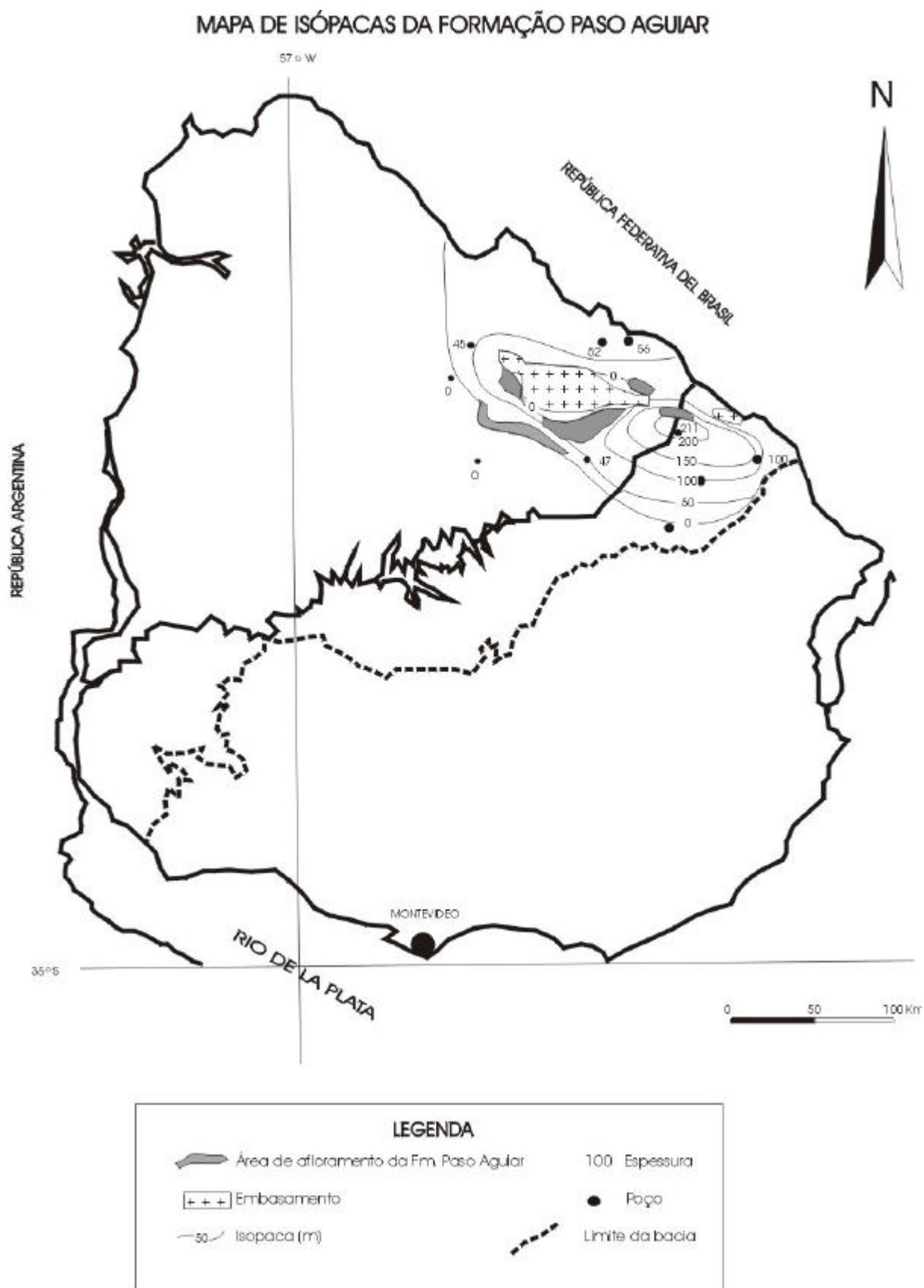


Figura III- 16

Relações de contato

As relações de contato desta unidade com as camadas subjacentes de folhelhos betuminosos da Formação Mangrullo são nítidas e concordantes, evidenciando uma forte diminuição do teor de matéria orgânica e o término das conspícuas laminação e fissilidade dos siltitos acinzentados que caracterizam a unidade inferior.

Formação Paso Aguiar apresenta relações concordantes com a camada pirobetuminosa C2 da Formação Mangrullo, estando este contato muito bem definido na seção auxiliar da citada unidade, localizada na margem esquerda da drenagem Cañada del Rodeo del Barón.

A natureza dos contatos com a Formação Yaguarí é sempre do tipo concordante e transicional, acompanhada de mudança nas tonalidades dos sedimentos.

Paleontologia e idade

O registro fóssilífero da Formação Paso Aguiar é muito pobre. Piñeiro (2002) registrou restos de peixes paleonisciformes na seção superior 3 do afloramento da represa de La Cañada del Barón, representados sob a forma de escamas e dentes de diversos morfotipos.

Mones & Figueiras (1980) reportaram, nas imediações de La Posta del Chuy, no caminho de acesso à rodovia Nacional Nº 8, a 5 km desta pista, a presença dos seguintes fósseis: moluscos (*Ferrazia cardinalis*), restos de Gimnospermae, *Dadoxylon* sp., e troncos silicificados relativamente preservados.

Conquanto tal registro fóssilífero não tenha valor cronoestratigráfico, torna-se possível considerar que os depósitos marinhos da Formação Paso Aguiar são de idade análoga à do ciclo superior da Formação Mangrullo, onde foi estabelecido o subintervalo palinoestratigráfico L2 (Dino, 1988) que identifica o Permiano Superior (Kazaniano), segundo o esquema de Daemon & Quadros (1970) e Marques Toigo (1988), na Bacia do Paraná.

FORMAÇÃO YAGUARÍ

Neste trabalho redefine-se o conteúdo litológico caracterizado por uma sucessão de arenitos finos, de tonalidades esverdeadas, que gradam para pelitos e arenitos de tons mais vivos. Tais litologias, do ponto de vista paleoambiental, marcam a passagem de uma plataforma rasa para planícies costeiras sob influência de marés.

Propõe-se, aqui, a subdivisão desta unidade em dois membros: o Inferior, constituído por arenitos finos a médios, micáceos, sublíticos, de cores verde-acinzentado e amarronzado, com *ripples* e *climbing-ripples*; e o Membro Superior, configurado por uma sucessão de arenitos finos e pelitos interestratificados, de cores variegadas (verde, vermelho, marrom, laranja, esbranquiçado), com ocasionais lentes e níveis argilosos vermelhos e calcários brancos.

Antecedentes

As rochas sedimentares associadas com a Formação Yaguarí foram originalmente mencionadas por diversos autores, que lhes atribuíram Nomes litoestratigráficas equivalentes àquelas que ocorrem na porção brasileira da Bacia Sedimentar do Paraná, entre eles White (1908), que utilizou os seguintes nomes: “Camadas de Rio do Rastro”, “Calcários de Rosinha”, e “Xistos variegados de Estrada Nova”.

Falconer (1937), com critérios similares, denominou a estas rochas como Estrada Nova, incluindo litologias de unidades superiores. Este autor executou um pormenorizado estudo da unidade, destacando todos os pontos relevantes que afloram no setor leste da bacia, nos departamentos de Cerro Largo, Rivera e Tacuarembó. Dentre os aspectos estratigráficos mais importantes, tal autor assinalou que esta associação litológica perfazeria duas unidades, uma, basal, integrada por folhelhos e arenitos interestratificados, de colorações variadas, marcando a transição com os sedimentos pelíticos e arenosos finos, cinzentos e esverdeados, da subjacente Formação Paso Aguiar, e uma unidade superior, que apresentaria maior potência e

desenvolvimento, sendo constituída por folhelhos arenosos variegados com concreções de carbonatos de cores branco ou rosada, em alguns casos fossilíferas.

Lambert (1941) sintetizou os conceitos definidos por Falconer, concordando com diversos aspectos de ordem litoestratigráfica.

Serra (1946) definiu o conjunto litológico aqui tratado como “Argilas pareadas de Teresina” e “Xistos arenosos cinzentos e esverdeados de Estrada Nova”.

Caorsi & Goñi (1958) foram os primeiros a definir tais sedimentos argilosos vermelhos e pareados com referência a uma localidade do setor uruguaio da bacia, citando a região do arroio Yaguarí, no Departamento de Rivera, como um dos pontos onde a unidade se encontraria bem exposta.

Bossi (1966) propôs a denominação de Formação Yaguarí e estabeleceu que as rochas que integram tal unidade seriam formadas por argilitos, folhelhos e calcários, diferenciando-se das subjacentes devido às colorações mais vivas. Este mesmo autor assinalou a impossibilidade de as separá-las da Formação Buena Vista, aludindo a uma falta de identidade litológica diferenciadora.

Elizalde *et al.* (1970) efetuaram uma detalhada caracterização litofaciológica e litoestratigráfica da Formação Yaguarí nos trabalhos referentes à cartografia em escala 1:100.000 do setor XXX, segmento Acegúa.

Bossi & Navarro (1991), seguindo os critérios definidos por Ferrando & Andreis (1986), propuseram a designação Membro San Diego para a unidade inferior e Membro Villa Viñoles para a porção superior da Formação Yaguarí. A escolha de tais localidades não foi adequada, tendo em conta que na localidade de Villa Viñoles e na rodovia 7, no rumo leste, estão os melhores afloramentos dos litotipos das unidades que compõem a Formação Paso Aguiar.

Nome e área-tipo

Bossi (1966) definiu, como área-tipo desta formação, a bacia do arroio Yaguarí, no Departamento de Rivera, citando, também, outros afloramentos como ao norte da “ilha cristalina” de Rivera, nas rodovias 27 e 28; no sopé do Cerro La Calera, onde pode ser observado um perfil com aproximadamente 50 m de espessura e predomínio

dos litotipos pelíticos e folhelhóides, de natureza montmorillonítica e illítica, com intercalações de arenitos finos avermelhados, contendo lentes argilosas e, no terço superior, níveis decimétricos de calcários, conglomerados e arenitos conglomeráticos, nos quais, segundo o mencionado autor, pode-se presumir retrabalhamento por processos marinhos litorâneos.

Litologia e unidades estratigráficas

A Formação Yaguarí é constituída por um conjunto de unidades litológicas predominantemente siliciclásticas, que apresentam, em comum, cores primárias de tons vivos, verdes, violáceos, rosados, vermelhos, castanhos e arroxeados; as colorações amareladas são menos comuns e podem refletir processos secundários.

Em termos litológicos, e com base em informações tanto de superfície quanto de subsuperfície, é possível reconhecer duas subunidades para esta formação, que representariam três associações faciológicas básicas, de distribuições irregulares em termos de espessura e continuidade nas regiões leste e noroeste da bacia, bem como em determinados setores das porções sul e oeste da mesma.

Membro Inferior

Esta unidade é formada por arenitos finos a médios, micáceos, argilosos, de cores cinza esverdeadas, com *ripples* e *climbing ripples*; localmente, na transição com a Formação Paso Aguiar, ocorrem lâminas sílticas de tonalidades violáceas. A composição dos arenitos é quartzosa, embora ocorram, em porcentagens relativamente altas, clastos líticos e feldspáticos. Agregam-se, também, nesta unidade, arenitos médios, por vezes, grossos, de colorações esbranquiçadas, com manchas verdes e estratificação cruzada de baixo ângulo (FIGURA III.17 A).

Nas porções de predomínio de arenitos finos a médios, observa-se a presença de estratificações horizontal e cruzada de baixo ângulo, em alguns casos, com tendência tangencial, indicando paleocorrentes com rumos N35 e 80. Também podem

ser identificados, em litologias associadas, *climbing ripples* e estratificações cruzadas acanaladas, que delineiam paleocorrentes de sentidos opostos (N30 e

FORMAÇÃO YAGUARI

A -

ponto 14



B -



C -

ponto 15



D -

ponto 16



E -

ponto 17



F -

ponto 18



G -

ponto 19



H -

ponto 20



Figura III -17 .Membro Inferior. A - Arenitos muito finos micáceos, esverdeados e avermelhados com estratificação horizontal. B - Detalhe de estruturas canaliformes. Membro Superior. C - Arenitos finos avermelhados com figuras deformacionais D - Pelitos laminados com ripples simétricos. E, F - Siltitos e argilitos variegados. G - Alternância siltico-arenosa em figuras canaliformes. H - Calcários cristalinos laminados.

(N200), além de marcas de ondas de interferência, com cristas retilíneas secundárias de direção NS (FIGURA III.17 B).

Nesta associação litológica foi incluída parte do conteúdo litológico atribuído ao que Elizalde (1970) havia designado como Membro Inferior, sendo, por outro lado, excluídos os corpos decimétricos de arenitos com intercalações pelíticas cinzentas, por vezes calcárias, com laminações ondulada e flaser e abundante bioturbação, que formam a seção superior da Formação Paso Aguiar.

Os siltitos e lâminas pelíticas desta unidade apresentam tonalidades mais vivas, que auxiliam na diferenciação com os outros corpos arenosos. As estruturas sedimentares compreendem laminações plano-paralelas, onduladas e lenticulares, este último tipo associado à presença de *ripples* psamíticos isolados. Outras estruturas sedimentares associadas aos depósitos psamíticos são as estratificações cruzadas do tipo tangencial, estratificações horizontais com lineações de corrente de regime de fluxo alto, *ripples* linguóides e retilíneos, com marcas de interferência, além de *climbing ripples* com direções de corrente N30-45 e, localmente, N200.

Os arenitos associados com siltitos e pelitos arenosos apresentam carbonatos como cimento ou como recristalizações calcíticas. As cores destas litologias tendem a ser cinza esverdeado ou rosa pálido.

Na porção superior desta unidade começam a desenvolver-se espessos corpos de arenitos finos a muito finos, localmente médios, muito micáceos, e argilitos com intercalações siltíticas, tons esverdeados, amarronzados, pareados em alguns casos, com manchas de tons avermelhados ou rosados. As cores podem apresentar limites bruscos, associados a sutis mudanças granulométricas, vinculadas às condições deposicionais, ou, o que é mais comum, mostrar limites difusos, não vinculados com mudanças texturais associadas aos processos de sedimentação.

Os arenitos de tonalidades arroxeadas ou rosa pálido apresentam estratificações cruzadas de médio porte, com ângulos variáveis de mergulho, mostrando truncamentos e deformações penecontemporâneas com a deposição. Nestas fácies psamíticas podem ser reconhecidas, também, estratificações ondulada e flaser, normal e bifurcada (FIGURA III.17 D).

Também é comum a presença de lâminas milimétricas de pelitos roxos, que por vezes aparecem como finos intraclastos aciculares nos depósitos psamíticos, gerados por capas fragmentadas por gretas de contração e destroçadas por correntes.

A associação psamítica fina a média pode desenvolver, rumo ao topo, intercalações sílticas de cores variegadas, tal como verificado nos poços Bañado Medina e Las Toscas (Bossi, 1966), que marcaria, assim, uma passagem transicional para a unidade pelítica superior.

Membro Superior

Este membro caracteriza-se pela presença de pelitos arenosos, folhelhos e calcários, com intercalações de arenitos muito finos, laminados e estratificados, afetados por estruturas de deformação (FIGURA III.17 E,F,G,H).

As fácies de folhelhos e de argilitos apresentam colorações vivas, em geral variegadas, predominando os tons violáceos, verde amarronzados, creme, vermelho e rosado, todos com limites difusos; as camadas de espessuras métricas exibem aspecto maciço ou laminação ondulada, localmente deformada por lutocinese. Essas camadas argilosas mostram, também, concreções esferoidais e nódulos de carbonato de cálcio, além de níveis bentoníticos lenticulares, associados à sedimentação de cinzas vulcânicas. Os pelitos arenosos e folhelhos de colorações marrom arroxado e verde acinzentado apresentam laminação ondulada, além de *ripples* de material siltoso e lentes centimétricas de arenitos carbonáticos finos com marcas de ondas.

Os arenitos que se lhes intercalam são finos a muito finos, argilosos, de tonalidades avermelhadas, esverdeadas ou esbranquiçadas, com estratificação horizontal a localmente cruzada de muito baixo ângulo, aparecendo também corpos com geometria acanalada e estratificação convoluta associada com *slumps* (FIGURA III.17 C).

Os calcários brancos a acinzentados, laminados, localmente gipsíferos, desta unidade mostram um caráter lenticular e devem estar associados a condições evaporíticas e de restrição de corpos aquosos (FIGURA III.17 H).

Distribuição e espessura

O mapa de isópacas da FIGURA III.18 ilustra a extensão e as variações de espessura da Formação Yaguarí no domínio oriental da BChPU.

Em relação às espessuras, a Formação Yaguarí, semelhante às demais unidades permianas, apresenta fortes variações em termos de valor, incluindo omissões. No poço Aguila está registrada a maior espessura (100 m), alcançando 53 m no poço Las Toscas, 70 m no poço Bañado de Rocha, 23 m no poço Cerrillada, e 58 m no poço Yaguarí. No domínio norte-ocidental da bacia esta unidade está ausente, tendo sido preservados apenas alguns relictos no setor sudoeste da bacia.

As associações litológicas do Membro Inferior, no âmbito do setor oriental da bacia, alcançam espessuras médias da ordem de 30 m, como é o caso do poço Aguila; no poço A93 observa-se o contato transicional com a unidade intermediária.

O Membro Superior mostra uma distribuição regional, com maior desenvolvimento no setor nordeste da bacia, na área do Departamento de Rivera. Neste mesmo setor, nota-se a ausência dos corpos arenosos de maior espessura, predominando as fácies pelíticas e siltosas avermelhadas.

Bons afloramentos dos litotipos da base do Membro Inferior podem ser encontrados no Departamento de Cerro Largo, especialmente no cruzamento da estrada Mata com a rodovia 7, em cortes de estradas nos arredores de Melo, a 2 quilômetros ao norte do povoado Mangrullo, no caminho para La Cañada de los Burros e San Diego, e na estrada que liga esta localidade a Noblía. Também podem ser encontrados afloramentos de boa qualidade nas cercanias da estação agronômica de Bañado Medina, em cortes da rodovia Nacional Nº 7, no trecho compreendido entre o povoado de Bañado Medina e a cidade de Fraile Muerto, e, na mesma estrada, em direção a Paso Centurión, na região norte do Departamento de Cerro Largo, como também no rio Yaguarón, próximo aos vaos María Isabel e San Diego.

O Membro Inferior da Formação Yaguarí aflora, ainda, a uns 10 km ao norte da localidade de Buena Vista, em uma faixa de direção este-oeste, com largura

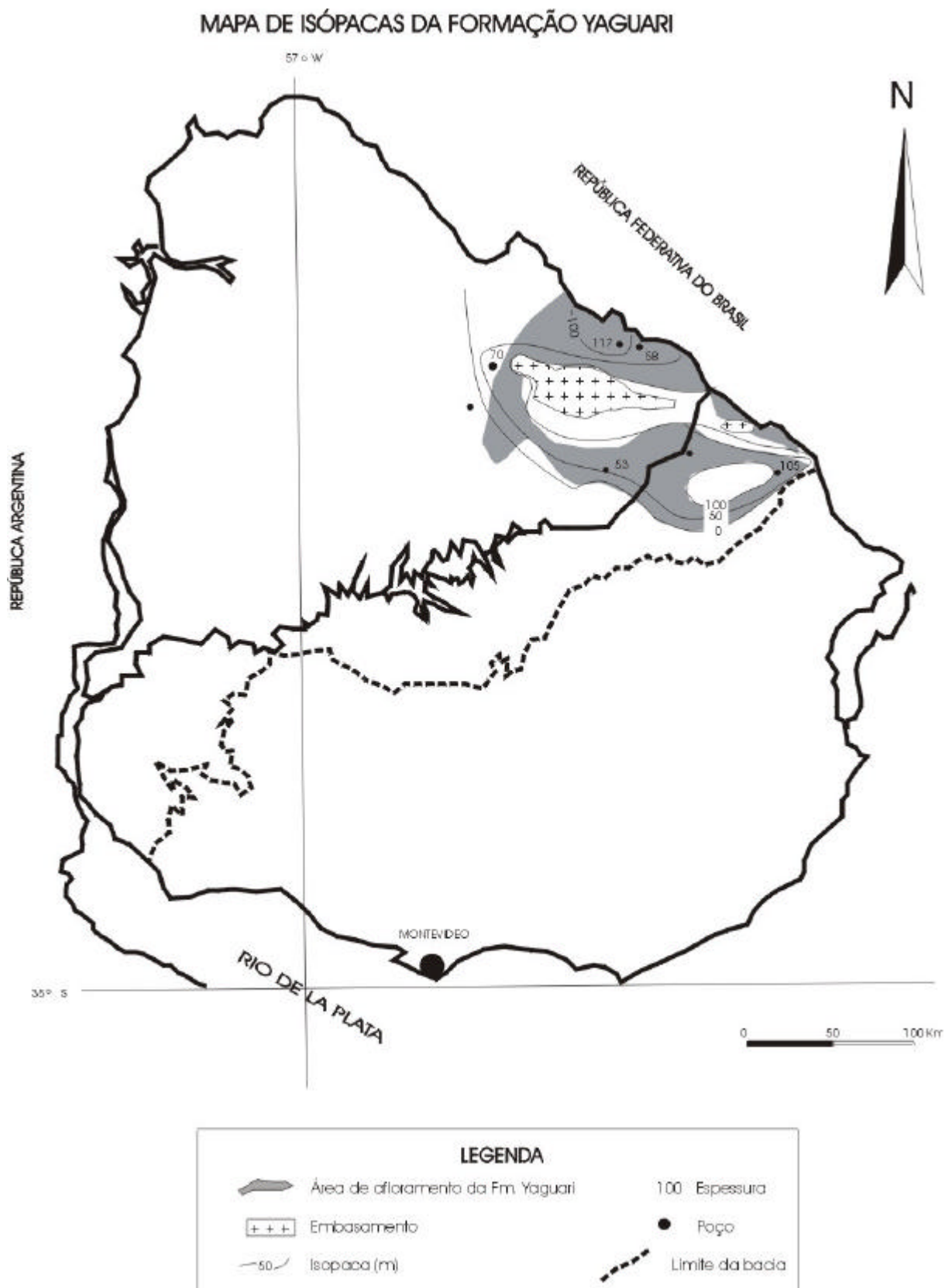


Figura III- 18

variando de 4 a 7 km, estendendo-se da confluência dos arroios Berachi e Yaguarón, próximo à Serra de Rios, até a colônia Los Molles.

Relações de contato

Os contatos da Formação Yaguarí com a subjacente Formação Paso Aguiar são sempre transicionais, com o limite sendo marcado pela ocorrência de lâminas e finos estratos de pelitos arroxeados e avinhados, intercalados com corpos arenosos cinza esverdeados.

Os corpos arenosos da unidade inferior da Formação Yaguarí apresentam similaridades litológicas com a unidade psamítica do topo da Formação Paso Aguiar, marcando, da mesma forma, uma passagem transicional entre ambas. A diferenciação fica a cargo do aparecimento de tonalidades rosadas, arroxeadas e pardacentas nos sedimentos da unidade sobrejacente, bem como de lâminas siltosas violáceas e cor de vinho.

Na “ilha cristalina” de Rivera, ao norte da cidade de Cuñapirú, os sedimentos da Formação Yaguarí assentam-se diretamente sobre o embasamento cristalino (Bossi, 1966).

Seguindo-se os critérios litoestratigráficos propostos por Bossi (1966), os arenitos e folhelhos carbonáticos arroxeados do topo desta unidade capeiam os sedimentos das formações Fraile Muerto, Mangrullo e Paso Aguiar nas proximidades de Vichadero e Moirones.

As relações de contato da unidade pelítica arenosa e silto-argilosa do topo da Formação Yaguarí com a Formação Buena Vista é clara e concordante. Em superfície, este contato pode ser observado na região leste da bacia, nos cortes da rodovia Nacional N^o 7, a cerca de 16 quilômetros da cidade de Melo, a 100 m da ponte sobre o arroio Chuy. Nesta ocorrência, os arenitos arroxeados finos a médios, localmente granulosos, com intraclastos pelíticos e bioclastos, se apoiam de modo brusco, mas concordante, com os pelitos arenosos laminados avermelhados e esverdeados do topo da Formação Yaguarí. Na região de Colonia Orozco, estas fácies arenosas, com

estratificações cruzadas de baixo ângulo, retrabalhadas por ondas, capeiam, em relação concordante, siltitos e argilitos arroxeados, com *ripples* isolados.

Situação semelhante também pode ser constatada a oeste da Cañada del Tala, na estrada que vai de Villa Viñoles a Nando, e sobre o acesso que liga a Fazenda El Aguila com a estrada vicinal a 3 km ao sul de Mangrullo. Em um trilho secundário a esta estrada, é possível encontrar os argilitos de cores variegadas e os pelitos arroxeados que caracterizam a seção completo do terço superior da Formação Yaguarí em contato com as fácies de arenitos grossos da Formação Buena Vista.

No setor central da região leste da bacia, proximidades de Zapallar, em cortes nas rodovias 44 e 26, cercanias da localidade de Bañado Medina, pode-se observar que os termos argilosos, com bentonita, e os pelitos arroxeados e amarronzados, com *ripples* isolados, da Formação Yaguarí estão em contato com arenitos médios e níveis conglomeráticos da base da Formação Buena Vista.

Ao norte do setor oeste da bacia, particularmente na região de Ataques, La Calera, Cuñapirú, Vichadero, e Moirones, no Departamento de Rivera, os pelitos avermelhados, com corpos arenosos e calcretes de origem pedogenética da Formação Buena Vista evidenciam uma relação transicional com os pelitos de mesma cor da Formação Yaguarí.

Paleontologia e idade

Cox (1934) descreveu, para a Formação Yaguarí, na área do Cerro Hospital, Departamento de Rivera, uma fauna de bivalves, entre os quais podem ser mencionados *Terraia altissima* Hodhauss, *Pseudocorbula falconeri* Cox e *Lucina oegra* Cox.

Da Silva (1984) descreveram, em estruturas concrecionais, a presença de microcrustáceos do gênero *Estheria*.

Preciozzi *et al.* (1985) mencionaram a presença de Arthropoda, crustáceos e Conchostraca.

Ferrando (1984) localizou restos de Pareasaurus no topo estratigráfico da unidade, a cerca de 5 km ao norte da localidade de Acegúa, na divisa com o Brasil.

Em termos paleobotânicos, os fósseis dessa formação têm sido estudados em numerosos trabalhos por, entre outros, Herbst *et al.* (1988), e Herbst *et al.* (1992). Estas contribuições fazem menção a uma rica paleoxiloflora, incluindo a descrição de espécies novas, que podem ser correlacionadas com ocorrências do gênero presentes em outras partes do Gondwana, incluindo Brasil, África do Sul, Índia e Austrália, configurando uma idade Permiano Superior para estes sedimentos.

Gallego *et al.* (1993) descreveram uma nova espécie de conchostráceos, *Cyzicus (E.) falconeri* para esta formação e a compararam com espécies similares, pertencentes ao Permiano Superior e Triássico do Brasil e Triássico da África do Sul, enquanto que Díaz Saravia & Herbst (2001) citaram vários gêneros, incluindo duas espécies novas de ostrácodas dulceaquícolas e pelecípodas, na porção inferior da Formação Yaguarí, correlacionando-os com a associação de bivalves *Pinzonella neotropica*, atribuída ao Permiano Superior do Brasil e do Paraguai.

Goso, C. *et al.* (2001) e Piñeiro (2002) realizaram uma revisão de alguns fósseis assinalados para esta unidade e estudaram, na localidade de Colonia Orosco, a nordeste da cidade de Melo, em uma sucessão de arenitos finos laminados, e siltitos esverdeados, a ocorrência de escamas e ossos de peixes paleonisciformes, bivalves (presumivelmente da espécie *Pyramus cowperesoides*) e conchostráceos do gênero *Cyzicus (Eustheria) falconeri*.

A idade dos sedimentos da Formação Yaguarí foi posicionada por Cox (1934) no Triássico, tendo em conta a fauna de lamelibrânquios do Cerro Hospital. Harington (1956) considerou estes mesmos dados paleontológicos como de idade Permiana. Ferrando (1984), levando em consideração a presença de *Parelasaurus*, posicionou os sedimentos da Formação Yaguarí no Permiano Superior tardio. De Santa Ana (1989), de Santa Ana & Veroslavsky (1993), de Santa Ana & Ucha (1994), Goso, C. *et al.* (2001), e Piñeiro (2002) concordam, também, que a fauna localizada ao norte da cidade de Melo seja indicativa de uma idade tatariana.

FORMAÇÃO BUENA VISTA

A Formação Buena Vista reúne uma espessa sucessão de arenitos finos a médios, avermelhados a esbranquiçados, com intercalações de níveis pelíticos vermelhos e conglomerados, caracterizando ambientes de sedimentação costeira proximal que grada rapidamente para sistemas continentais (flúvio-eólicos).

Esta formação alcança seu maior desenvolvimento e sua maior espessura na região infrabasáltica do domínio ocidental da bacia, onde chega a superar 670 m.

Propõe-se, aqui, a divisão desta unidade em dois membros, quais sejam: Membro Colonia Orozco, constituído por arenitos finos a grossos, argilosos, quartzosos a subarcosianos, avermelhados, com níveis de conglomerados e de pelitos vermelhos; e o Membro Cerro Convento, formado por arenitos finos a médios, brancos a rosados, quartzosos, com grão foscos, muito bem arredondados, exibindo, em geral, cimento calcítico.

Antecedentes

Esta unidade foi descrita por Falconer (1931a, 1937), que a denominou “Arenitos de Buena Vista”, integrando-os ao que o autor chamou “Arenitos e xistos de Estrada Nova”, em referência à similitude litológica com as unidades da Bacia do Paraná no Brasil.

Caorsi & Goñi (1958) mapearam e separaram os “Arenitos vermelhos de Buena Vista” dos depósitos psamíticos de Tacuarembó e das unidades argilosas variegadas de Yaguarí.

Bossi (1966) integrou os arenitos de Buena Vista na Formação Yaguarí, aludindo às similaridades faciológicas entre ambos os conjuntos em diferentes setores das regiões este e nordeste da bacia. Elizalde *et al.* (1970) e Preciozzi *et al.* (1985) agregaram os depósitos desta unidade ao Membro Superior da Formação Yaguarí.

Goso & de Santa Ana (1986) consideraram a Formação Buena Vista como uma unidade estratigráfica independente das formações Tacuarembó e Yaguarí.

Ferrando & Andreis (1986) restringiram a ocorrência da Formação Buena Vista aos arredores da localidade homônima, não a reconhecendo nos demais setores da bacia.

De Santa Ana (1986) e De Santa Ana & Ucha (1994) definiram litoestratigraficamente a Formação Buena Vista no âmbito de toda a bacia, integrando-a ao evento deposicional do sistema jurotriássico, em conjunto com os sedimentos da Formação Tacuarembó.

Litologia e unidades estratigráficas

Formação Buena Vista, como aqui redefinida, está constituída por arenitos muito finos a médios, localmente grossos a muito grossos, com níveis de ortopsefitos e arenitos conglomeráticos de características e composições variadas. Os arenitos apresentam pouca matriz pelítica mas, por outro lado, mostram-se ricos em cimento carbonático. Os grãos que integram a fração arenosa exibem texturas que evidenciam diferentes graus de maturidade. As tonalidades primárias são genericamente avermelhadas, podendo ocorrer também cores rosadas e esbranquiçadas, muitas vezes vinculadas a processos de descoloração. Associados a estes psamitos, desenvolvem-se espessos pacotes pelíticos vermelhos, maciços a debilmente laminados, com estruturas de deformação penecontemporâneas. Os termos psefíticos acham-se representados por níveis centimétricos a decimétricos de conglomerados com clastos de até 7 cm de longitude.

Membro Colonia Orozco

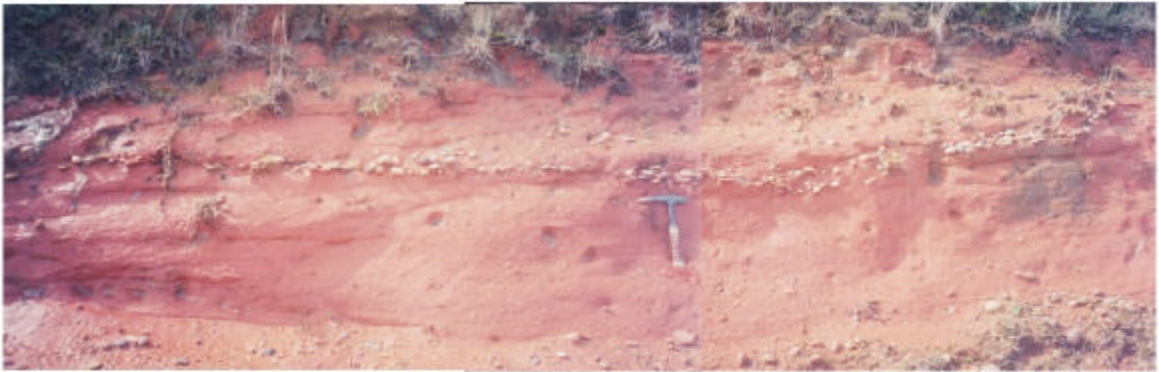
Este membro ocorre nos setores sudeste e centro-sul da bacia, com boas exposições na região de Colonia Orozco, ao norte e nordeste da cidade de Melo, na região de Cuchilla Grande, e na localidade de San Jorge, no Departamento de

Durazno, onde afloram as fácies conglomeráticas aluviais da unidade (FIGURA III.19 A,B,C,D).

FORMAÇÃO BUENA VISTA

A -

ponto 21



B -

ponto 22

C -



D -

ponto 23

E -

ponto 24



F -

ponto 25

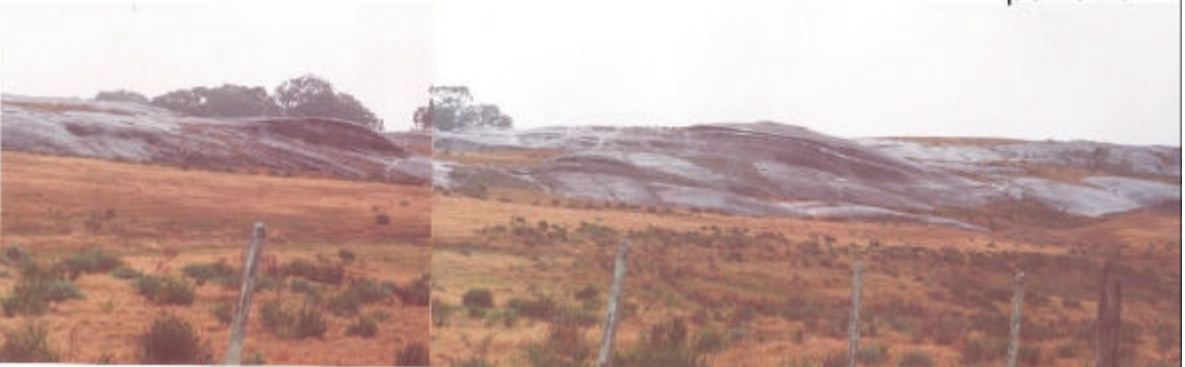


Figura III - 19. Membro Orozco. A - Arenitos com estratificação cruzada com níveis conglomeráticos. B, C - Ortoconglomerados polimíticos, com intercalações de arenitos com estratificação cruzada em artesa. (Facies San Jorge). D - Lamitos e arenitos intercalados. E - Arenitos finos com estratificação cruzada tangencial. Membro Cerro Pelado. F - Arenitos maduros com estratificação cruzada de grande porte.

Esta unidade inferior da Formação Buena Vista, tal como se apresenta na área-tipo, mostra-se constituída, da base para o topo, por conglomerados e arenitos muito finos a médios, localmente grossos, pouca matriz pelítica, com estratificação e laminação plano-paralela, tipo *ripples*, acanaladas e tabulares; os tons predominantes são avermelhados. Podem ser encontrados também níveis de intraconglomerados fossilíferos, com clastos de argila de cor vermelha, e de pelitos e material silto-argiloso de aspecto maciço ou com tênue laminação. Associados a tais níveis finos se intercalam corpos arenosos esbranquiçados, com estratificações cruzadas, laminação do tipo *ripples*, e gradação inversa. A granulometria é variada, sendo representada por grãos muito finos a muito grossos. Os clastos dos ortoconglomerados são de natureza quartzítica, granítica, ou de material mais frágil, em geral subarredondados a arredondados. Os intraclastos pelíticos e de arenitos avermelhados são subangulosos a arredondados, constituindo depósitos do tipo intraformacional. As estruturas sedimentares predominantes são as estratificações cruzadas, planares, tangenciais e acanaladas, com estratos de pequeno a médio porte e ângulos muito baixos de mergulho; dados de paleocorrentes apontam para as direções N310-320, N10-30 e N80-120. Também são verificados corpos acanalados com gradação, lineação de partição, e fina laminação plano-paralela, além de microestratificações cruzadas decorrentes de migração de *ripples* de corrente.

Na região localizada na borda sul da bacia, os corpos de ortoconglomerados polimíticos atingem espessuras de vários metros, tal como pode ser notado em afloramentos nas cercanias de San Jorge e em pedreiras na estrada entre Puntas de Malbajar a Blanquillo, no Departamento de Durazno (FIGURA III.19 B).

Os argilitos e pelitos arenosos avermelhados apresentam aspecto maciço ou com tênue laminação plano-paralela, além de figuras de deformação tais como marcas de carga, particularmente quando se interpõem corpos canalizados de arenitos. A espessura dessas fácies pelíticas chega a alcançar até 5 m. Associadas a estas litologias são encontradas concreções carbonáticas elipsoidais e septárias de diversos tamanhos, chegando, em alguns casos, a superar 20 cm de diâmetro (FIGURA III.19 D).

Na base do Membro Orozco podem ser identificados retrabalhamentos de estruturas trativas, com o desenvolvimento de *ripples* simétricos com lâminas onduladas, seguramente frutos de ação de ondas. Nestes arenitos se desenvolvem 3 ou 4 níveis de intraconglomerados finos, centimétricos a decimétricos, com intraclastos pelíticos avermelhados, bem arredondados, e bioclastos compostos predominantemente por ossos de répteis e anfíbios.

Aparecem, também nesta unidade, níveis ortoconglomeráticos sustentados por seixos, de composição quartzítica, oligomítica, tal como se observa nas proximidades do arroio Zapallar, como também na rodovia 26, nas imediações de Bañado Medina, e nas cercanias da localidade de Molles, na região norte de Cuchilla Grande.

Membro Cerro Convento

Esta unidade foi definida no Cerro Conventos, localizado a norte da cidade de Melo, onde aflora uma seção de quase 40 m de espessura, constituída por arenitos eólicos do topo da Formação Buena Vista (FIGURA III.19 F).

Outro afloramento, também de características relíctuais e associado à estrutura de Arroio Chuy, está localizado a poucos quilômetros a nordeste da cidade de Melo, no chamado Cerro Pesiguero. Aqui, os arenitos esbranquiçados, maduros, com estratificações cruzadas de grande porte, jazem concordantemente sobre os arenitos argilosos avermelhados do Membro Colonia Orozco.

Na região ocidental, por sua vez, esta unidade se constitui de espessos empilhamentos psamíticos, quartzosos, com grãos médios a finos, esféricos, bem arredondados, com texturas superficiais foscas, que evidenciam um alto grau de maturidades textural e composicional das litologias que integram tal membro.

A análise de amostras de calhas e de testemunhos de sondagem de poços indica que estes arenitos apresentam cores avermelhadas e rosadas, por vezes esbranquiçadas, geradas por pátinas ferruginosas na superfície dos grãos e pelo cimento calcítico recristalizado (de cor branca), que, em alguns casos, pode representar até 25% da rocha.

A partir de dados de perfis elétricos e radioativos dos poços, fica evidente que os espessos empilhamentos psamíticos representam um arranjo agradacional constituído por ciclos de 20 a 30 m de espessura. As unidades psamíticas da região sondada mostram expressiva regularidade faciológica, com alto grau de maturidades textural e composicional, bem como estratificações cruzadas planares e tabulares, com ângulos relativamente estáveis que variam de 15 a 20°, propiciando medidas de paleocorrentes, as quais se direcionam rumo quadrante SSE.

O contato entre cada ciclo mostra-se bem definido em perfis elétricos de poços, sendo marcados por um pico de maior radioatividade, tenha ou não capeamento pelítico, o qual chega a atingir, em alguns casos, 1 m.

Distribuição e espessura

O mapa de isópacas da Formação Buena Vista evidencia controles erosivos e deposicionais, mostrando um desenvolvimento descontínuo e irregular, com zonas de maior subsidência e empilhamento sedimentar e setores denudados. Os maiores depocentros apresentam eixos de direção NW-SE, sendo flanqueados por estruturas positivas subparalelas às anteriores, o que indica a possibilidade de terem começado a evoluir de modo sincrônico à sedimentação eotriássica (FIGURA III.20).

A norte e noroeste de Melo, os corpos conglomeráticos apresentam, geralmente, espessuras inferiores a 1 m. Nesta região da bacia, a Formação Buena Vista ocorre em uma faixa de direção NE-SW, com 5 a 15 km de largura e uns 50 km de longitude, que se estende de Cuchilla Grande, desde o arroio Zapallar, até a Cuchilla de Melo.

Os pelitos e arenitos associados apresentam-se em bons afloramentos ao redor do km 413, e entre os quilômetros 420 e 421 da rodovia Nacional Nº 8, bem como, ainda nesta estrada, desde alguns poucos quilômetros a norte de Melo até as proximidades de Buena Vista.

Exposições de muito boa qualidade de arenitos grossos, com estratificações cruzadas planares e tabulares desta unidade são encontradas na Cuchilla de

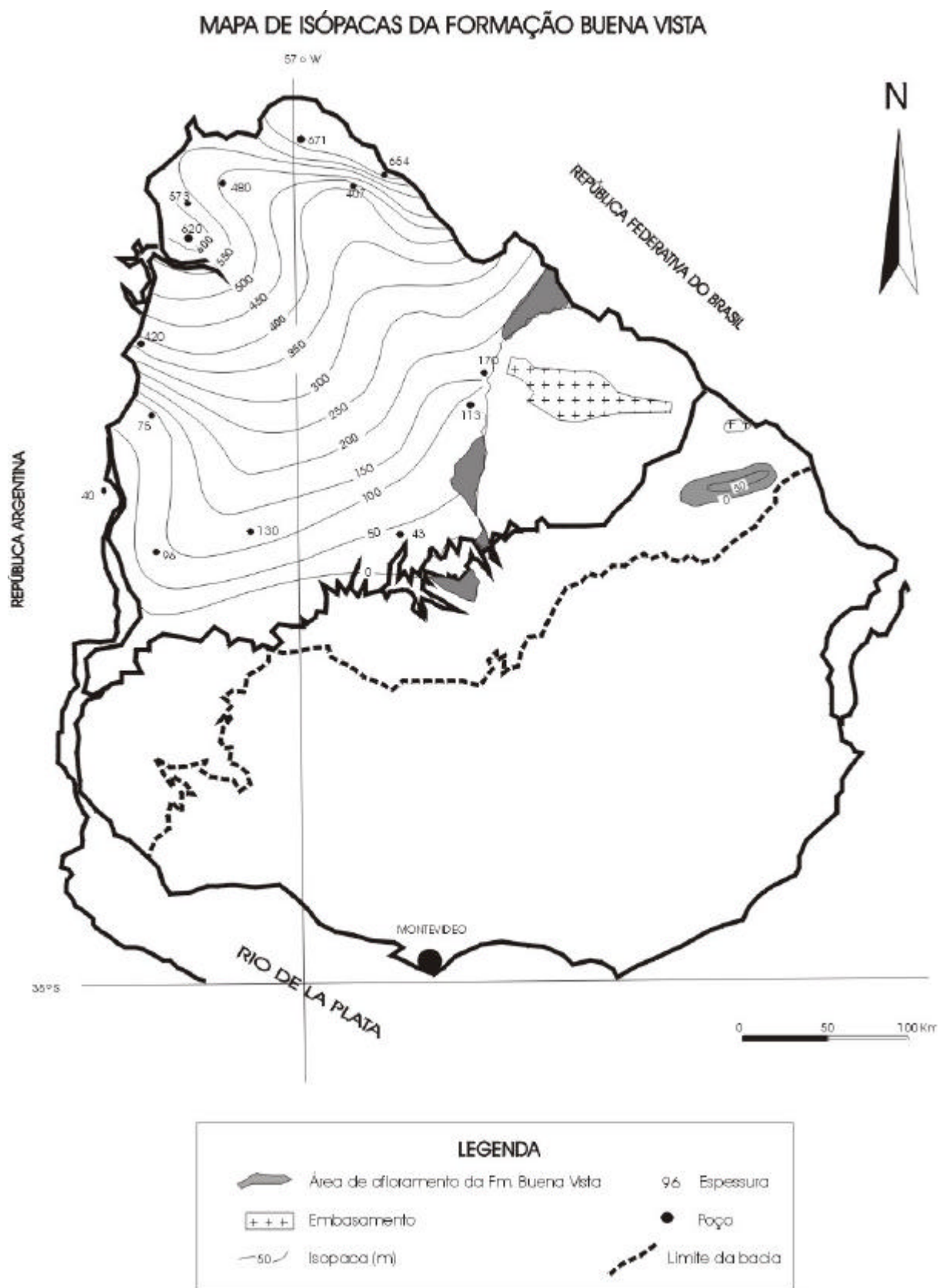


Figura III- 20

Mangrullo, em uma pedreira localizada a cerca de 4 km desta localidade, junto ao caminho de acesso à Fazenda El Aguila.

A espessura do Membro Inferior é menor do que 50 m, conforme mensurado em seções de superfície ao norte da cidade de Melo. A espessura da Formação Buena Vista nos poços da região ocidental da bacia mostra-se bastante variável, alcançando 671 m no poço N08 Yx-1 Yacaré, considerada máxima em território uruguaio; no poço Gaspar (N01) ela alcança 573 m, no poço N010 Lx - 1 chega a 480 m, no poço N09 Bx-1 Belen é de 620 m, em Pelado N07 Px-1 atinge 407 m, de 654 m no poço N02 Ax-1 Artigas, e de 420 m no poço N03 Sx-1 Salto. Nos setores central e sul do domínio ocidental da bacia, a Formação Buena Vista apresenta 170 m no poço Bañado de Rocha, 113 m na perfuração Tacuarembó, 43 m no poço Salsipuedes, 130 m no poço Guichón, 96 m em Ullestes, e 75 m no poço Quebracho. Na perfuração Colon, no setor argentino da bacia, a potência desta unidade chega a 40 m.

Relações de contato

Os contatos da Formação Buena Vista com as unidades inferiores e superiores tem sido motivo de discussões, particularmente pela caracterização do conteúdo lítico e dos limites litoestratigráficos continentais do Triássico e do Jurássico nos diferentes domínios da bacia.

No domínio oriental, os arenitos vermelhos do Membro Inferior apresentam contatos bruscos, bem definidos, com siltitos e arenitos variegados do Membro Superior da Formação Yaguarí. Este contato pode ser localizado ao norte da cidade de Melo, na rodovia 7, nas proximidades do arroio Chuy, como também na região do arroio Zapallar, nas estradas de acesso a Los Molles e Cruz de Piedra, nos arredores dos povoados Nando e Mangrullo, e na localidade de Colonia Orozco. No Departamento de Rivera, na localidade de Ataque, em cortes das rodovias 27 e 28, os arenitos avermelhados deformados da Formação Buena Vista também exibem contatos nítidos com os depósitos da Formação Yaguarí.

Nos domínios central e sul da bacia, sobre o lineamento Tacuarembó e a leste deste, os conglomerados polimíticos e arenitos com estratificações cruzadas de grande porte que integram as fácies típicas da localidade de San Jorge (Departamento de Durazno) apresentam contatos discordantes com os diamictitos da Formação San Gregorio; situação congênere ocorre na localidade de San Gregorio e também em seus arredores, na estrada para Clara, como também ao sul da cidade de Tacuarembó, havendo sido registrado contato discordante com a Formação Fraile Muerto, no poço Tacuarembó.

Nas regiões ocidental e norte-ocidental da bacia, a Formação Buena Vista mostra, em subsuperfície, contatos discordantes com os pelitos cinzas e pretos da Formação Fraile Muerto (poços N01 Gx-1, N02 Ax-2, N03 Sx-3, N07 Px-1, N08 Yx-1, N09 Bx-1, e N010 Lx-1); contatos estruturais podem ser vistos com diamictitos pelíticos e lamitos da Formação Cerro Pelado (poços N04 Qx-1 Quebracho e Colon, este na Argentina), assim como contatos discordantes com diamictitos, arenitos e lamitos avermelhados da Formação San Gregorio nos poços Ullestes, N06 Gu x.1, e N05 Sx-1.

Paleontologia e idade

Goso *et al.* (2001) localizaram importantes níveis fossilíferos da Formação Buena Vista nas proximidades da localidade homônima, na rodovia 7, entre os quilômetros 3 e 16, ao norte da cidade de Melo, e na localidade de Colonia Orozco, onde fica a seção-tipo do membro inferior. Estes autores definiram restos de anfíbios temnospóndilos, provavelmente vinculados com os Rhinesuchidae, e o primeiro réptil procolofonoideo para o Uruguai, que indicam uma transição entre o Permiano Superior e o Triássico Inferior.

Piñeiro *et al.* (2001), e Piñeiro (2002), com base em estudos bioestratigráficos e paleontológicos realizados na região de Cerro Largo, também citaram a presença de paleofauna de tetrápodos continentais, integrada por anfíbios temnospóndilos e répteis representados por Procolofonoidea e Synapsidos basales (“Pelicosauria”). Tais

autores assinalaram, para os sedimentos em questão, uma idade Tatariano tardio, com formas que evidenciam uma transição gradual ao início do Triássico.

FORMAÇÃO GASPAR

Define-se, neste trabalho, esta nova unidade litoestratigráfica, correspondente aos basaltos não-aflorantes, do Jurássico Médio, que ocorrem de permeio entre os arenitos da Formação Buena Vista (Permotriássico) e a sobreposta Formação Itacumbú.

Esta unidade constitui o primeiro evento magmático mesozóico da BChPU. A origem dos basaltos que a compõem está relacionada à fase distensiva que ocorreu no Jurássico, em nível regional, atuando sobre os núcleos cratônicos gondwânicos. Como resultado da subsidência associada a este evento, houve geração de novos espaços, que permitiram a acumulação sedimentar na bacia, materializada nas unidades Itacumbú e Tacuarembó.

Nome e seção-tipo

A proposta do nome desta formação deriva do primeiro poço exploratório da bacia, Gaspar (N01 Gx-1), onde a unidade foi encontrada entre as profundidades de 1.143 e 1.290 m, constituindo a sua seção de referência. Tais rochas haviam sido descritas como diabásios em testemunhos de sondagem e amostras de calha do poço Gaspar e como basaltos porfiríticos (Padula & Mingramm, 1968). Todavia, os perfis geofísicos deste poço, na seção mencionada, apresentaram um padrão característico de derrames, o que, somado às características petrográficas observadas nos testemunhos de sondagem e à idade Jurássico Superior - Cretáceo Inferior da Formação Tacuarembó (Perea & Martinez 2003), levantaram suspeitas a natureza de tais rochas. Em decorrência, de modo a elucidar a origem delas, foram realizados estudos micropetrográficos e radiométricos.

Litologia

A Formação Gaspar é formada por uma superposição de derrames basálticos aos quais, rumo a topo, se intercalam níveis de arenitos. Em termos litológicos, tratam-se de basaltos negros, com tons esverdeados ou cinzentos, de granulação fina a grossa, textura ofítica e porfirítica, com desenvolvimento de fenocristais subhedrais e euhedrais de plagioclásio, exibindo macla polissintética, e de piroxênios subhedrais; a matriz é muito fina a fina, sendo composta por uma massa de plagioclásio e alteração de material vítreo (FIGURA III.21).

Distribuição e espessura

Estes basaltos estão restritos ao setor norte-ocidental da bacia, onde foi perfurado o poço Gaspar, alcançando uma espessura máxima de 147 m, que constitui a somatória de 7 derrames na mencionada sondagem. Algumas interfaces dessa unidade têm sido correlacionadas com registros sísmicos de reflexão, onde se apresentam fortes refletores horizontais sobre os estratos deformados da Formação Buena Vista.

Tais basaltos se mostram controlados por estruturas localizadas nesta parte da bacia, estendendo-se, com maior expressão em subsuperfície, até o oeste da Bacia Chacoparaná (*vide* Padula & Mingramm, 1968).

Relações de contato

Os basaltos da Formação Gaspar se apoiam em discordância sobre os sedimentos da Formação Buena Vista (Permotriássico) e sotopõem-se aos arenitos da Formação Itacumbú.

Idade

Estes basaltos foram datados e proporcionaram uma idade de 165 ± 8 Ma (datação K/Ar, em plagioclásios, realizada por Core Laboratories, Inc., Dallas, Texas – USA).

**FORMAÇÃO GASPAR
POÇO GASPAR
PROFUNDIDADE 1215 -1225 METROS**

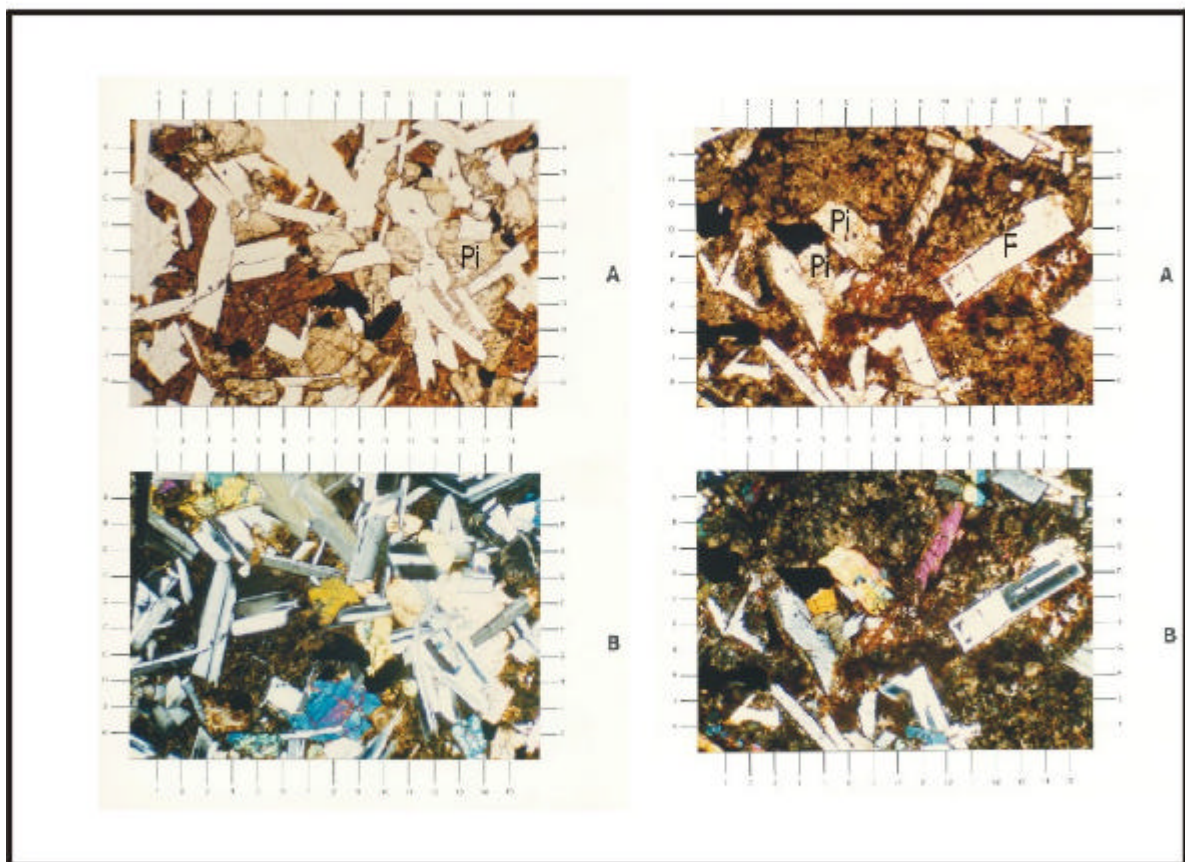


Figura III - 21. Basalto com textura ofítica com fenocristais euhedrais e subhedrais de plagioclásio com macla polissintética, subhedrais de clinopiroxenos e uma massa plagioclásica muito fina com óxidos de Fe-Ti e material de alteração vítrea ocupando espaços intersticiais. A = luz natural, B = Luz polarizada, aumento x 30; F= Pg, P= Px, Pi=clPx, (Core Laboratories, Texas, EE.UU.)

As lavas da Formação Gaspar podem ser correlacionadas com basaltos e dacitos do interior do Lineamento SaLAM (Rossello et al. 1999), com os basaltos profundos da fase *sinrift* I da Bacia de Punta del Este, assim como com os basaltos e diabásios jurássicos que ocorrem em superfície e subsuperfície no setor argentino da Bacia Chacoparanaense Argentina, nas províncias de Corrientes, Entre Ríos e Córdoba.

FORMAÇÃO ITACUMBÚ

Esta formação é proposta no presente trabalho, com o objetivo de formalizar e estabelecer uma hierarquização litoestratigráfica para o conjunto de sedimentos clásticos, formado por arenitos e pelitos, que, até o momento, não foram ainda encontrados em superfície, ocorrendo apenas em poços profundos, perfurados no setor norte-ocidental da bacia.

Antecedentes

Os sedimentos que integram esta unidade foram identificados e caracterizados originalmente por Gonzalez & de Santa Ana (1998), a partir de estudo eletrofaciológico das seqüências sedimentares continentais eomesozóicas do setor norte-ocidental da Bacia Chacoparanaense Uruguiaia. Os citados autores não chegaram a estabelecer correspondência deste sedimentos com as unidades litoestratigráficas consagradas para a Bacia Norte. Esta análise estratigráfica e faciológica foi realizada basicamente a partir de perfis de raios gama e *dipmeter*, complementada com descrições litológicas de amostras de sondagem. Nesta análise, foi constatada a presença de

sedimentos imaturos, atribuídos a uma subunidade basal do que foi, então, caracterizada como “Unidade II”; nesta porção inferior, identificou-se uma maior concentração pelítica, com psamitos micáceos que propiciaram altos valores relativos de radioatividade.

Em nível regional, outros autores se referiram a estes pacotes arenosos imaturos e de pelitos associados (*e.g.*, Padula & Mingramm, 1968; Milani, 1997).

Nome e seção-tipo

O nome desta unidade é derivado do poço Itacumbú (NO 10 Ix-1), que está situado em Cuchilla de Itacumbú, na região oeste do Departamento de Artigas. A presente formação, como dito, foi definida a partir da caracterização faciológica de amostras de calha e testemunhos laterais, e dos atributos eletrofaciológicos definidos no mencionado poço, que é uma das perfurações onde esta unidade alcança maior espessura.

A Formação Itacumbú constitui-se de uma sucessão de estratos arenosos sublíticos e subarcosianos, muito micáceos, cinza claro a alaranjados e amarronzados, aos quais se intercalam estratos pelíticos e pelítico-arenosos, bem como níveis finos e lentes argilosas, margosas e carbonáticas. Tais estratos encontram-se apoiados sobre os basaltos da Formação Gaspar (Santa Ana & Veroslavsky, 2003), e em discordância erosiva com a sotoposta Formação Buena Vista; no topo, mostram relações concordantes com a sobrejacente Formação Tacuarembó.

Litologias e características eletrofaciológicas

A identidade desta formação reside nas características eletrofaciológicas, especialmente no perfil de raios gama, onde se registra uma forte atividade radioativa, com os perfis apresentando uma conformação serrilhada, evidenciando a presença de ciclos com tendência geral granodecrescente.

Em termos litológicos, esta unidade inclui arenitos sublíticos a subarcosianos, micáceos, de tonalidades cinza claro a pardo amarronzadas, além de folhelhos e argilitos vermelhos e acinzentados (FIGURA III.22).

Os arenitos são finos a muito finos, localmente grossos a muito grossos, na base da unidade, e se apresentam medianamente silicificados, o que os diferenciam dos arenitos friáveis das unidades supra e infraquentes. De modo geral, os clastos



FORMAÇÃO ITACUMBU
POÇO GASPAR
TESTEMUNHO 10- PROF. 1.105 METROS

**Arenitos micáceos, muito finos,
laminados, e níveis silíticos,
com gretas de contração.
(Sistema lacustre).**

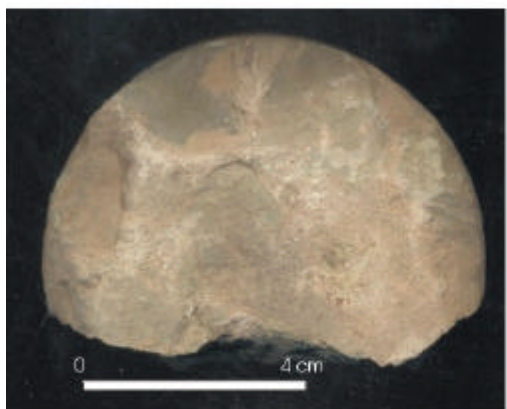


Figura III- 22

são subangulosos a angulosos, com fragmentos de mica, minerais máficos e feldspato parcialmente caulinizado; os estratos de composição quartzosa apresentam grãos bem arredondados e polidos, vinculados a uma fonte sedimentar. A abundância de mica pode alcançar cerca de 15% da rocha. A biotita ocorre na fração muito fina e os fragmentos moscovíticos atingem, por outro lado, até 0,5 mm de dimensão. Os níveis psefíticos finos estão constituídos por clastos de quartzo e intraclastos pelíticos de cores cinzentas e avermelhadas.

As unidades psamíticas são formadas por corpos inferiores a 20 m de espessura, integrados em ciclos granodecrescentes, que apresentam uma certa tendência estratodecrescente, com padrão de paleocorrente polimodal.

O conjunto litofaciológico apresenta um grau de litificação variável, de friável a muito tenaz, reconhecendo-se níveis de arenitos com abundante cimentação silicosa e subordinadamente, trechos com cimento carbonático.

As fácies finas são compostas por pelitos e argilitos vermelhos ou com tons cinzentos medianos a escuros, com espessuras métricas, evidenciando, nos perfis de raios gama, picos com altos valores de radioatividade.

Distribuição e espessura

A Formação Itacumbú é uma unidade restrita à subsuperfície, achando-se presente apenas nos poços localizados no setor noroeste da bacia, sem equivalentes litológicos nas demais áreas.

A distribuição das isópacas desta unidade mostra um desenvolvimento, em subsuperfície, no setor noroeste da bacia, com um claro controle deposicional NNE, correlacionando-se com as unidades equivalentes descritas para a região oeste do Rio Grande do Sul e da planície mesopotâmica argentina da Bacia Chacoparanaense (FIGURA III.23).

Os novos controles estruturais da bacia e a conformação geométrica deste sítio deposicional evidenciam espaços de acumulação gerados pela primeira fase extensional de idade jurássica, que condicionou a existência de uma calha de direção nordeste.

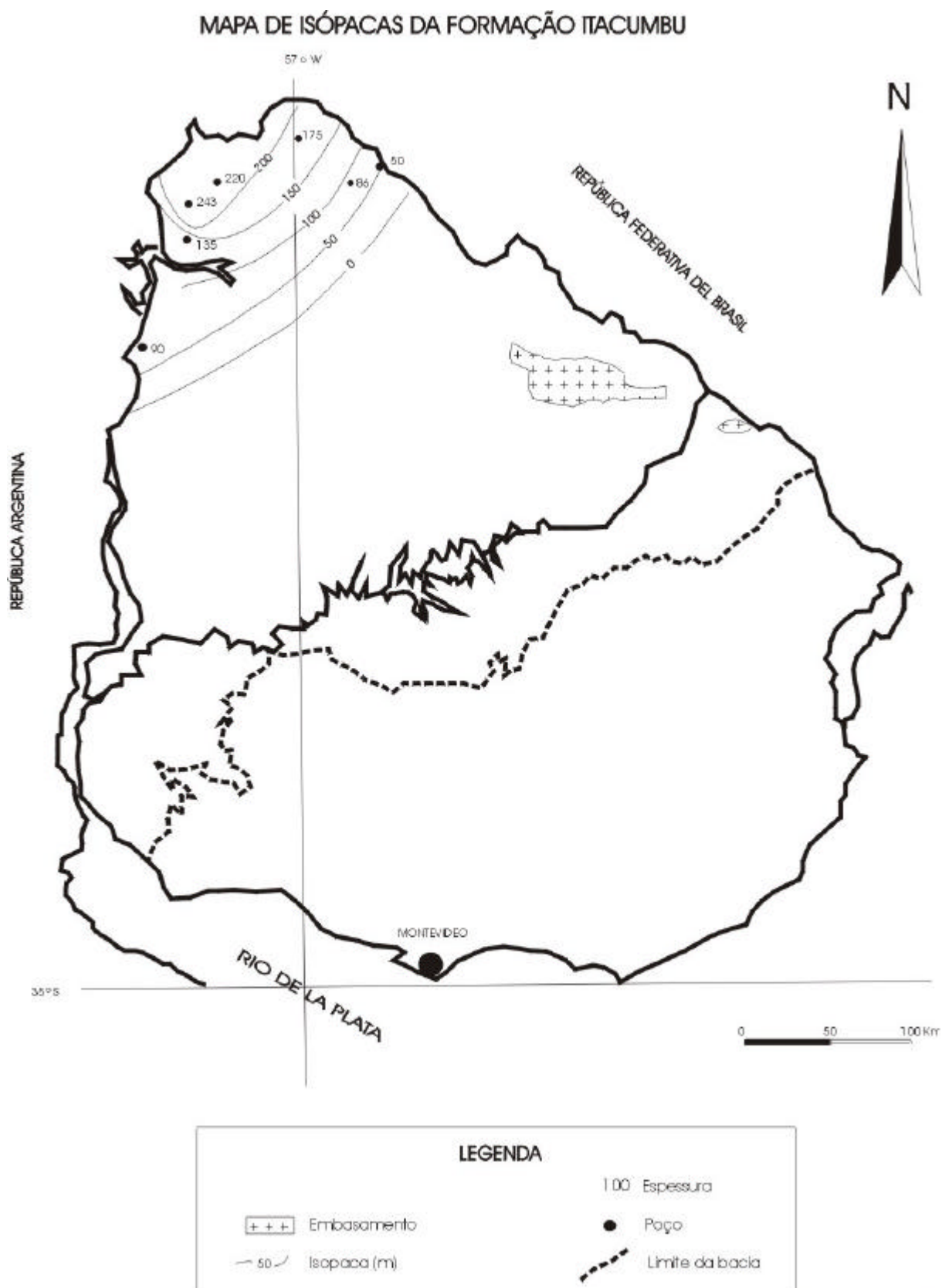


Figura III-23

Esta unidade alcança as suas maiores espessuras nos poços N01 Gx-1 Gaspar, com 248 m de potência, no poço N010 lx-1 Itacumbú (220 m), onde esta formação foi melhor definida em termos de dados litológicos e eletrofaciológicos, no poço N08 Yx-1 Yacaré (175 m), na perfuração N09 Bx-1 Belen (135 m), no poço N02 Ax-1 Artigas (50 m), no poço N03 Sx-1 Salto (90 m), e no poço N07 Pelado (86 m).

A atuação de processos de tração e de suspensão subaquosos, que controlaram a sedimentação desta unidade, é interpretada como o resultado da existência de um sistema fluvial pretérito, conectado a um corpo lacustre. As direções de paleocorrente nos estratos arenosos mostra características polimodais, inferindo-se um nível de base regional à oeste da bacia. Alguns pacotes arenosos intercalados, textural e mineralogicamente maduros, são interpretados como depósitos eólicos.

Relações estratigráficas

As relações de contato da Formação Itacumbú com a Formação Buena Vista é discordante, e está marcada por uma mudança brusca nos perfis radioativos e de resistividade, por importantes variações composicionais e texturais da fração clástica arenosa, e pelo aparecimento de níveis pelíticos e carbonáticos de cores avermelhadas e acinzentadas, além de diferentes estilos estruturais observados nas seções sísmicas da bacia.

Estes contatos erosivos e discordantes podem ser constatados nos poços Yacaré, Pelado, Artigas, Belen, Salto e Itacumbú, todos localizados no extremo noroeste da bacia, em território uruguaio. No poço Gaspar, esta unidade recobre concordantemente os basaltos da formação homônima.

Do ponto de vista eletrofaciológico, o contato discordante também pode ser definido nos perfis *dipmeter*, devido às mudanças bruscas no padrão de paleocorrentes, evidenciando sistemas deposicionais contrastantes.

No que concerne aos aspectos litológicos, o contato entre os arenitos eólicos, muito maduros, da Formação Buena Vista e os arenitos sublíticos a subarcosianos micáceos, argilosos, da unidade superior, caracteriza alterações de procedência,

evidenciando mudanças nas condições fisiográficas da região ocidental. Os aspectos composicionais e texturais das frações granulométricas da Formação Itacumbú evidenciam uma procedência sedimentar com material essencialmente maturo e policíclico (Formação Buena Vista) e uma nova área-fonte ígneo-metamórfica, com materiais de composição muito imatura, provenientes de regiões cristalinas a leste e sul deste palco deposicional.

As relações de contato com a Formação Tacuarembó, sobrejacente, são nítidas e concordantes, marcando uma mudança clara nos valores médios de radioatividade e a predominância de novos padrões de paleocorrente. Do ponto de vista litológico, esta transição marca o desaparecimento de fragmentos micáceos, líticos e feldspáticos, uma forte diminuição da argilosidade nos termos psamíticos.

Idade

Os estudos palinológicos efetuados em testemunhos de sondagem dos poços não propiciaram informações sobre a idade desta formação. As relações concordantes de contato com os basaltos mesojurássicos da Formação Gaspar (Santa Ana & Veroslavsky, 2003) e as relações estratigráficas com a sobrejacente Formação Tacuarembó, de idade Jurássico Tardio - Eocretáceo (Perea *et al.*, 2001; Yanbin *et al.*, 2002) permitem assegurar uma idade jurássica tardia para a sedimentação da Formação Itacumbú.

FORMAÇÃO TACUAREMBÓ

No presente trabalho, redefine-se o conteúdo litológico, os limites e as subunidades litoestratigráficas desta formação, que congrega um conjunto de rochas siliciclásticas associadas com ambientes de sedimentação fluviais, lacustres e eólicos, onde se destacam os arenitos finos a médios, de tonalidades verde-acinzentadas a avermelhadas, com intraclastos macios de pelitos de cores vermelha, verde e cinza.

Propõe-se, aqui, a subdivisão da unidade em dois membros: o Inferior, constituído por arenitos muito finos a médios, argilosos, cores verde oliva ou verde-

acinzentado, com estratificações cruzadas acanaladas e níveis pelíticos ou areno-pelíticos micáceos, com estratificação plano-paralela; e o Membro Superior, de ocorrência muito restrita, caracterizado por arenitos finos e médios, avermelhados, com cimentação carbonática, grãos foscos e bem arredondados, estruturados em estratificações cruzadas tangenciais de grande porte e acentuado ângulo de mergulho.

Antecedentes

Os arenitos finos pertencentes a esta unidade foram definidos originalmente por Walther (1919), que os correlacionou com os arenitos da Formação Botucatu da Bacia do Paraná no Brasil.

A primeira denominação e subdivisão estratigráfica no âmbito uruguaio foi proposta por Falconer (1937), que designou-os como “Arenitos de Tacuarembó”, tendo reconhecido duas unidades, uma inferior, constituída por arenitos finos friáveis, com estratificação cruzada, e outra superior, compacta, que aquele autor associou aos morretes mesetiformes encontrados nos departamentos de Rivera e Tacuarembó.

Bossi (1966) integrou tais depósitos e propôs a denominação litoestratigráfica de Formação Tacuarembó. Este autor reconheceu e definiu, também, dois membros, o inferior, com espessura de cerca de 80 m, composto por arenitos finos a médios, com pelitos e conglomerados intraformacionais, de origem subaquática, e o superior, correspondente a arenitos finos a médios, muito bem selecionados, com grãos arredondados e de superfícies polidas, aos quais atribuiu uma origem eólica.

Sprechmann *et al.* (1981) e Preciozzi *et al.* (1985) mantiveram esta hierarquia e subdivisão estratigráfica, bem como as mesmas interpretações deposicionais e tipos de limites da unidade.

Ferrando (1984) reconheceu um evento de características eólicas na base desta formação, separando-o do que havia sido considerado como Membro Inferior. Na seqüência, Ferrando & Andreis (1986) propuseram a chamada Formação Cuchilla de Ombú para agrupar os arenitos finos argilosos localizados na região de Cuchilla de Ombú, Departamento de Tacuarembó.

Goso & de Santa Ana (1986), de Santa Ana (1989), Santa Ana & Ucha (1994), e de Santa Ana & Veroslavsky (2003) mantiveram o critério proposto por Bossi *et al.* (1975) referente à caracterização litoestratigráfica do conjunto de arenitos continentais mesozóicos, e definiram conteúdo lítico, distribuições, relações e limites estratigráficos, bem como controles estruturais deste conjunto nos diferentes âmbitos da bacia.

Bossi *et al.* (1988) propuseram a integração de três formações para a caracterização litoestratigráfica da sequência continental mesozóica, a saber: Formação Cuchilla de Ombú, na base, Formação Tacuarembó, na porção mediana, e Formação Rivera, no topo, congregadas no chamado Grupo Batoví Dorado.

Litologia e subdivisões estratigráficas

A Formação Tacuarembó é dividida em dois membros: o Membro Inferior, que representa mais de 90% da área aflorante desta unidade e também do empilhamento sedimentar, e o Membro Superior, com distribuição mais restrita, descontínua e irregular, limitada ao extremo norte dos domínios central e ocidental da BChPU.

Membro Inferior

O Membro Inferior é formado por arenitos de granulometria variada, predominantemente fina a média, por vezes muito fina ou grossa, quartzosos, localmente subarcosianos (subordinadamente sublíticos), de tonalidades esbranquiçadas, rosadas, esverdeadas e violáceas. Apresentam clastos subangulosos a bem arredondados, com grau de seleção que varia de regular a muito bom, com matriz esmectítica que não ultrapassa 15% do volume lítico.

Os arenitos finos a médios, quartzosos, micáceos, se apresentam em cores geralmente cinza-esverdeadas e tons avermelhados, com níveis centimétricos a métricos de pelitos vermelhos e cinza médio; a tais litotipos se associam lentes de conglomerados intraformacionais, onde se destacam seixos de arenito e pelitos de tonalidades vivas.

As estruturas sedimentares predominantes são: estratificações horizontal e cruzada de médio a grande porte, acanaladas e, localmente, planar e tangencial; as porções com estratificação plano-paralela mostram estruturas de deformação e gretas de ressecamento.

Os termos pelíticos ocorrem sob a forma de corpos de espessuras centimétricas a decimétricas, por vezes métricas, onde os contatos com os arenitos vizinhos são bruscos ou graduais, com interdigitações laterais. *Grosso modo*, os ordenamentos são granodecrescentes e incluem feições acanaladas, com figuras de corte e preenchimento. Estas unidades pelíticas afloram nos arredores da cidade de Tacuarembó e evidenciam a existência pretérita de um importante corpo de água, com abundante fauna de peixes e répteis.

Os afloramentos mais importantes do Membro Inferior são os seguintes: arredores da cidade de Tacuarembó (fossilíferos), de Martinote (fossilífero), Chuchilla de Ombú, cidade de Rivera e cercanias de Tranqueras.

Membro Superior

Os afloramentos do Membro Superior podem ser vistos ao longo do flanco leste da Cuchilla Negra, desde oeste de Rivera, no limite com o Brasil, até a rodovia 30. A melhor exposição se localiza nesta rodovia, ao pé da “subida de Pena”, onde se dispõem as seções mais representativas deste membro. Outras exposições estão localizadas em altos estruturais, tal como na cidade de Paguero, na localidade de Artigas, e a oeste de Rivera (FIGURA III.24). Unidades equivalentes, com bons afloramentos, ocorrem próximos à divisa entre Brasil e Uruguai, na estrada que une Santana do Livramento a Quaraí.

Em termos litológicos, esta unidade é integrada por arenitos finos e médios, de tonalidades avermelhadas e arroxeadas, com clastos quartzosos bem arredondados e com superfície fosca. As estruturas sedimentares características são as estratificações cruzadas, principalmente do tipos tabular, planar a tangencial na base, de grande porte e elevado ângulo de mergulho. Nas camadas que formam a face frontal de tais depósitos podem ser observados níveis bem selecionados, de

FORMAÇÃO TACUAREMBO

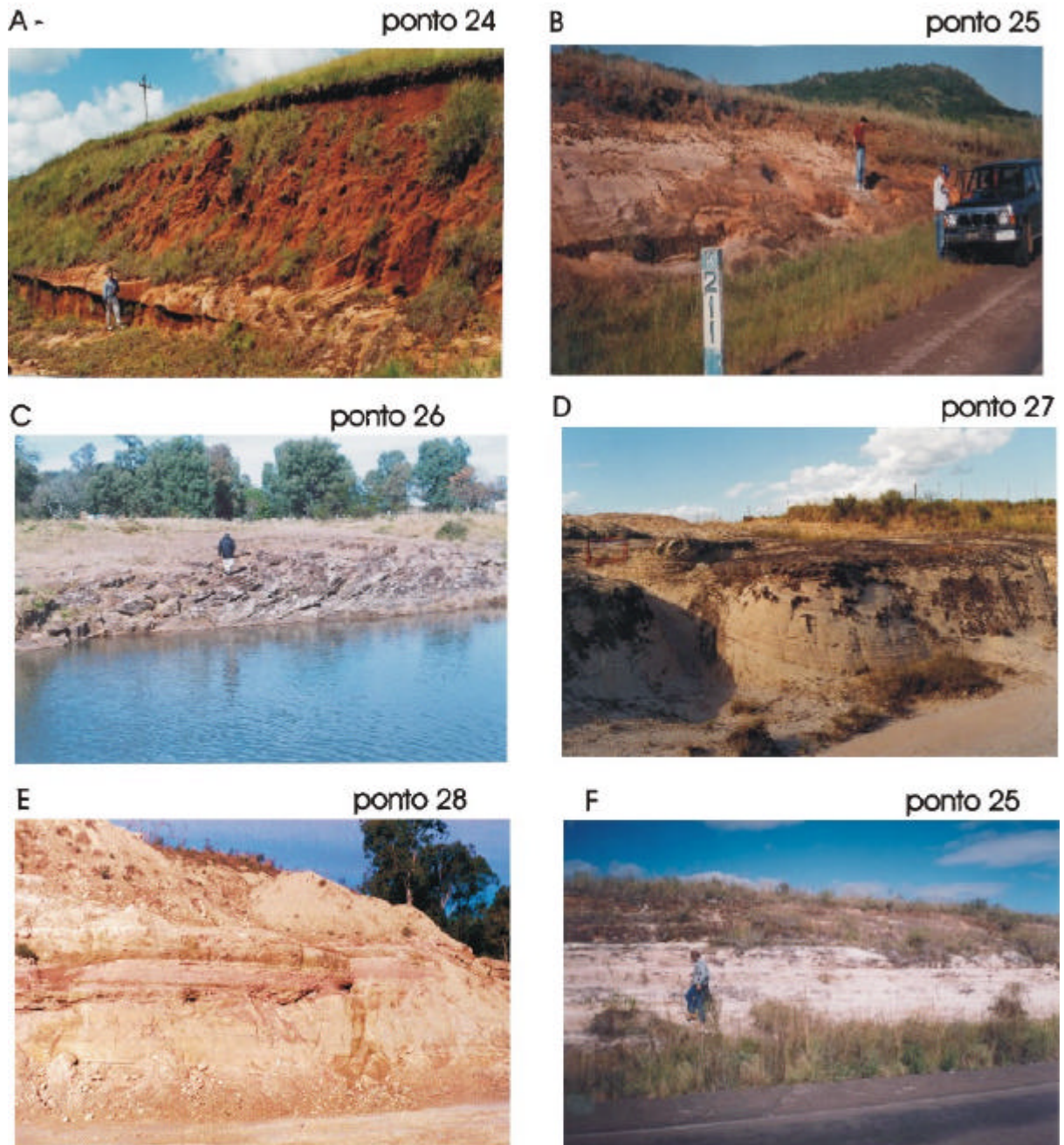


Figura III- 24. Membro Superior. A - Arenitos com estratificação cruzada de grande porte e alto ângulo (deserto seco). B - Arenito fluviais muito finos com estratificação cruzada em artesa. C - Arenito fino a médio com estratificação cruzada de grande porte. Membro Inferior. D - Arenitos fluvioeólicos muito finos, identificam-se fácies de dunas e interdunas (deserto úmido). E - Siltitos laminados com intercalações de arenitos muito finos (lóbulos), associados a sistemas lacustres. F - arenitos finos com estratificação horizontal.

granulometrias finas e médias, com gradações inversas, associadas a cunhas de *grain flow*, o que define a natureza eólica dos processos deposicionais. Os sets das grandes estruturas entrecruzadas passam a dar lugar, lateralmente, a arenitos com estratificações plano-paralelas e cruzadas de menor ângulo. As estratificações cruzadas de grande porte correspondem ao critério mais importante para a definição e identificação de campo desta unidade.

Distribuição e espessura

A Formação Tacuarembó apresenta, em planta, uma faixa de afloramentos NS, com 115 km de comprimento, estendendo-se de Rivera até Martinote, ao sul, e uma largura média de 35 km (FIGURA III.25).

O limite oriental da unidade é parcialmente erosivo, ficando a faixa aflorante constricta entre os arroios Ataques, Cuñapirú e Tacuarembó a leste e pela escarpa basáltica, a oeste. A unidade se estende sob os basaltos como uma cunha clástica que se alarga no rumo noroeste da bacia.

O limite sul, por sua vez, possui um caráter deposicional e exibe uma direção este-oeste, desde o norte da cidade de Paysandú (Alto de Paysandú), até as imediações da localidade de Curtina, ao sul de Tacuarembó. Com base em informações de subsuperfície da Argentina (poço Colon) e da extremo ocidental do território uruguaio, evidencia-se um limite deposicional sul da Formação Tacuarembó ao sul, e paralelo, do rio Queguay, tendo, esse trecho, importantes implicações econômicas e prospectiva com referência ao potencial hidrogeológico subterrâneo.

A Formação Tacuarembó exibe espessuras de 195 m no poço N03 Sx-1 Salto, de 190 m nos poços N02 Ax-1 Artigas N04 Qx-1 Quebracho, de 322 m no poço N01 Gx-1 Gaspar, de 304 no poço N08 Yx-1 Yacaré, bem como espessuras de 359 m no poço N010 lx-1 e de 407 m no poço Belen; o valor máximo é encontrado no poço N07 Px-1 Pelado, onde atinge 450 m. O depocentro desta unidade poderia estar localizado na região entre os poços Pelado e Artigas, ainda que neste último a espessura seja menor devido à erosão que acometeu a parte superior da formação.

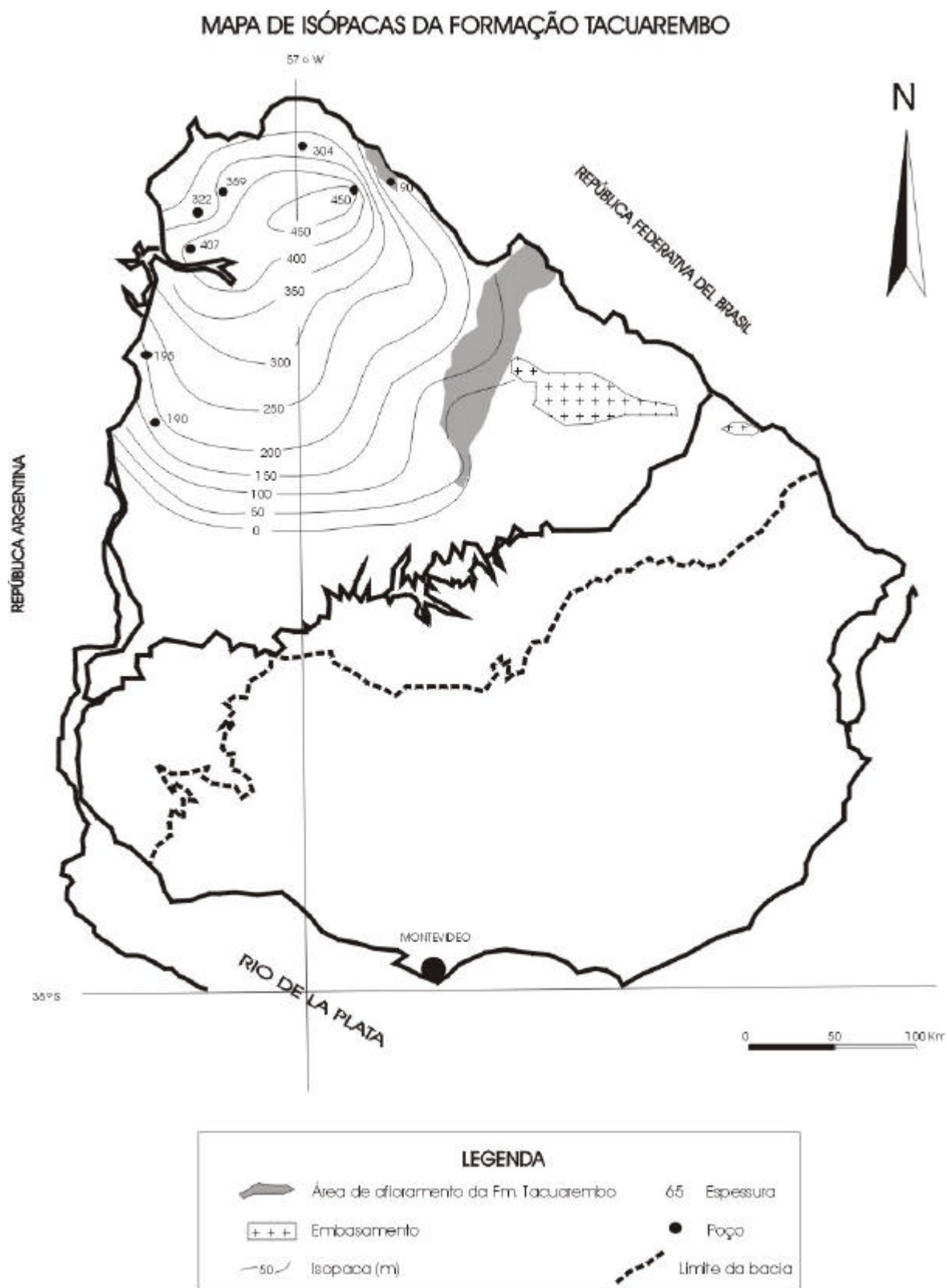


Figura III-25

As isópacas da Formação Tacuarembó, conquanto esboquem um claro depocentro, de direção nordeste, não evidenciam grandes modificações de orde tectônica, que pudessem ter gerado novos estilos estruturais para a bacia nessa ocasião (FIGURA III.25).

Paleontologia e idade

O registro fóssil da Formação Tacuarembó, nos arredores desta cidade, é importante. A primeira citação a ele foi feita por Walter (1932), constituindo-se de um achado de peixe ganóide *Lepidotes* sp. Falconer (1937) assinalou, por seu turno, a presença de moluscos gastrópodos associado, presumivelmente, com Viviparidae?. Mones (1978) publicou o achado de répteis de *Meridiosaurus vallisparadisi* nos sedimentos desta unidade.

Sprechmann *et al.* (1981) e Ferrando (1984), partindo de correlações com unidades supostamente similares ou equivalentes do sul do Brasil, assinalaram uma idade Triássico Superior para estes sedimentos.

Perea (2000) citou a ocorrência de interessantes achados de dentes de tubarão e dinossauros na região de Martinote, ao sul de Tacuarembó. Estes resquícios são de grande importância cronoestratigráfica, permitindo definir, com precisão, uma idade Jurássico Superior - Cretáceo Inferior para os sedimentos da Formação Tacuarembó.

Controvérsias sobre a estratigrafia da Formação Tacuarembó

Um dos aspectos controversos acerca da Formação Tacuarembó têm sido a idade e a correlação com os “equivalentes sedimentares” das regiões argentina e brasileira da Bacia Chacoparaná (*vide* Russo *et al.*, 1979; Chebli *et al.*, 1989; Ferrando & Andreis, 1986; Zalán *et al.*, 1990). Percebe-se, nas diversas propostas de correlação estratigráfica, uma grande influência da coluna estratigráfica e paleontológica do Brasil.

Outro aspecto não menos discutível para esta unidade refere-se à sua subdivisão litoestratigráfica. A divisão tripartite da Formação Tacuarembó proposta em diversos trabalhos (*vide* Ferrando & Andreis, 1986; Ferrando & Montaña., 1987; Bossi & Navarro, 1988) não parece justificável do ponto de vista litológico, resultando-se pouco operativa para propósitos de mapeamento geológico e para interpretações tectonossedimentares, o que pode induzir a erros no campo de aplicação.

O reconhecimento de um episódio eólico na localidade de Cuchilla de Ombú, associado à base da Formação Tacuarembó (Ferrando & Andreis, 1986), não justifica a criação de uma nova unidade, já que estas fácies não têm significado estratigráfico em nível de bacia. Por outro lado, os eolionitos de Cuchilla de Ombú não se mostram correlacionáveis com as fácies que afloram nos cerros Pesiguero e Conventos, Departamento de Cerro Largo, tal como intentado por alguns autores. Conforme assinalado por Falconer (1931) e Elizalde (1970), e verificado em levantamentos de campo recentes, estes sedimentos corresponderiam ao topo da Formação Buena Vista, definido, no presente trabalho, como Membro Conventos. Os sedimentos eólicos de Cuchilla de Ombú podem ser correlacionados, por seus atributos litológicos, com os chamados “Arenitos de San Jorge”, de Lambert (1939), no Departamento de Durazno. Esta unidade informal, como, inclusive, parcialmente reconhecido em outros trabalhos posteriores, consiste de arenitos com estratificações cruzadas de grande porte, intercalados com arenitos médios e grossos, pelitos vermelhos e conglomerados polimíticos avermelhados. As associações das fácies de San Jorge, e áreas orientais próximas, mostram-se fruto de sedimentação em ambiente aluvial, com direções de paleocorrentes distintas dos termos fluviais da Formação Tacuarembó em sua região-tipo, aparentando maior similitude com aquelas próprias da Formação Buena Vista.

Por fim, não se considera conveniente elevar a categoria litoestratigráfica do Membro Superior para formação (*vide* Formação Rivera de Ferrando *et al.* [1987]). Os arenitos avermelhados, com estratificações cruzadas de grande porte, que são conspícuas rumo ao topo da Formação Tacuarembó, e interpretadas como episódios eólicos, não possuem uma continuidade lateral tão expressiva, tal como exibido em alguns mapas geológicos, mostrando, ao contrário, variações faciológicas intensas, por vezes, configurando dunas isoladas, de pequena espessura e nenhuma extensão

lateral. É devido a razões como esta que nem sempre se torna possível definir, unicamente por atributos litológicos, a identificação e a separação de uma determinada unidade litoestratigráfica. Muitas passagens transicionais, como se observa na porção superior da Formação Tacuarembó, ficam melhor configuradas em uma única unidade do que separada de modo forçado em membros. Algumas das seções consideradas “clássicas”, estabelecidas para o Membro Superior (e.g., Cerro Batoví Dorado), não exibem sequer arenitos com estratificações cruzadas de grande porte para justificar a separação desta unidade. Nesta localidade, conforme já assinalado por Falconer (1937), a separação entre um nível superior, de arenito “duro” e um nível inferior, de arenitos “macios”, deve-se apenas aos diferentes graus de cimentação e não a variações granulométricas. Ademais, na proposta de se elevar a hierarquia litoestratigráfica do Membro Superior da Formação Tacuarembó existe uma forte conotação genética (reconhecimento de depósitos eólicos), além de uma inegável influência da clássica subdivisão litoestratigráfica bipartite desses arenitos (termos fluviais e termos eólicos) adotada na Bacia do Paraná no Brasil. Vale ressaltar que diversas regiões do norte do Uruguai foram objeto de mapeamento geológico sob tal critério litoestratigráfico, somando-se à tendência de se fotointerpretar os contatos acompanhando a topografia das *cuestas* basálticas, o que, todavia, nem sempre resiste às verificações de campo.

FORMAÇÃO CUARÓ

A Formação Cuaró reúne as litologias de natureza basáltica associadas a estruturas filonianas (diques, *sills*, etc.), relacionadas com o magmatismo jurássico e cretácico presente na BChPU.

Litologicamente, esta unidade compõem-se de rochas básicas, com texturas microgabróides a ofíticas, de granulação fina a média, com alguns vacúolos milimétricos, de tonalidade verde.

Os diques, *sills* e venulações mostram diferentes geometrias de alojamento (“emplazamiento”) e controles estruturais de direções WNW e EW, e se interceptam e se conjugam com falhas transversais e estruturas com direções NS a N15E, como se

verifica a partir de informações geológicas de superfície, dos poços exploratórios e mineiros, e dos registros sísmicos do setor norte-ocidental da bacia.

Antecedentes

A Formação Cuaró foi formalmente definida por Preciozzi *et al.* (1985), os quais definiram-na como um conjunto de rochas ígneas hipoabissais básicas, estruturas sob as formas de diques e *sills*. A caracterização litoestratigráfica foi baseada em critérios estabelecidos por Bossi *et al.* (1975). Por sua vez, Bossi & Schipilov (1998), e de Santa Ana & Veroslavsky (2003) estabeleceram que a maior parte das direções preferenciais de ruptura, falhamento e intrusão ígnea correspondia a antigos traços de fraqueza estrutural do embasamento cratônico.

Nome e área-tipo

A área-tipo, conforme definida por Preciozzi *et al.* (1985), situa-se na região do arroio Cuaró (Departamento de Tacuarembó), onde afloram grandes corpos de diabásio.

Litologia

Do ponto de vista petrográfico, todas as litologias que integram esta formação pertencem ao campo das rochas básicas-máficas. Mostram texturas porfíricas e intersectais, com conteúdo variável de vidro e micropegmatito, sendo a mineralogia principal composta por plagioclásio (An_{35-50}), presente como fenocristais e/ou como matriz, piroxênio (augita), e minerais opacos (FIGURA III.26). Descrições mineralógicas detalhadas, concernentes a esta unidade e aos diversos litotipos que a compõem, podem ser encontradas no trabalho realizado por Montaña *et al.* (*apud* Bossi & Schipilov, 1998). Lamentavelmente, pouco se sabe acerca do quimismo destes diques. Apesar de estas intrusões, em decorrência do destacado rumo estrutural (NW-

SE), de suas dimensões, e da continuidade tanto em superfície quanto em sondagens, manterem relações espaciais e temporais com os derrames

**FORMAÇÃO CUARO
POÇO GASPAR
PROFUNDIDADE 1995 - 2010 METROS**

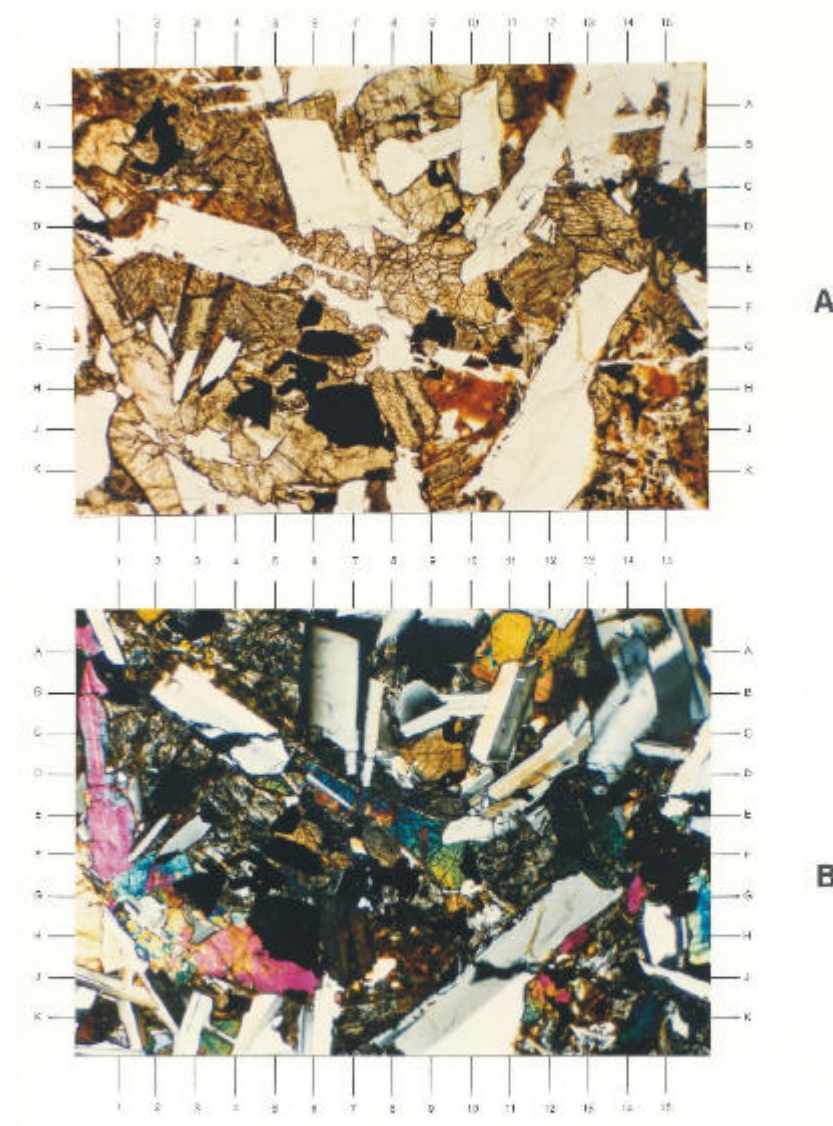


Figura III - 26. Fotografia A. Diabásio com textura subofítica. Os cristais de plagioclásio (B6, A10-11, H12) estão encerrados por cristais de clino piroxênio (C12, D8, J3). A massa muito fina é composta, por plagioclásio (B-C2), vidro (B-C4, J9-10) e óxidos de Fe e Ti (B4) com tonalidades alaranjadas, decorrentes e da alteração. (31X, luz polarizada).

Fotografia B. Massa muito fina composta por minerais de feldspato (D3), clinopiroxênio (D1) e plagioclásios (B 3, K10). São identificados óxidos de Fe e Ti em (G5, D3, H7)

tholeíticos da Formação Arapey, alguns autores consideram-nas testemunhos diretos da extensão precursora da abertura do Oceano Atlântico.

A presença atual, em superfície, destes corpos intrusivos/hipoabissais, tem implicações particulares do ponto de vista tectônico e erosivo, já que demonstra que, desde o momento da intrusão até os tempos atuais, foram arrasados pela erosão centenas de metros desta cobertura rochosa.

Distribuição e espessura

Na FIGURA III.27 está disposta a área de desenvolvimento, na Bacia Norte, da atividade magmática reunida sobre o rótulo litoestratigráfico de Formação Cuaró.

Em superfície, as direções WNW e NS definem o controle da colocação de vários sistemas de diques-e-*sills*, como, por exemplo, no Paso de los Novillos e em Cuaró (Bossi & Schipilov, 1998), no depósito municipal de lixo de Melo (Cerro La Pedrera), na região de Bañado Medina e Ramón Trigo, na rodovia 6, em seu trecho entre Cuchilla de Caraguatá e Paso Pereyra, no arroio Yaguarí e em boa parte do lineamento do arroio Fraile Muerto (de Santa Ana et al. 1982).

Em subsuperfície, no domínio oriental da bacia, foi registrada a presença da Formação Cuaró desde o Cerro La Pedrera, até a nordeste da cidade de Fraile Muerto, seguindo uma direção EW, alinhada com o arroio Fraile Muerto. Têm sido constatados, também, corpos de espessuras métricas associados às camadas betuminosas e calcárias da Formação Mangrullo, em sondagens mineiras realizadas nos arredores de Fraile Muerto e arroio Fraile Muerto, como também nas regiões de Ramón Trigo, arroio Yaguarí, Cuchilla de Caraguatá e nas proximidades de Paso Pereira.

No domínio ocidental da bacia, a Formação Cuaró está presente em toda a coluna estratigráfica da bacia, com intrusões de diversos tipos e espessura, ao norte

da cidade de Salto, afetando os sedimentos das seqüências permotriássica e jurocretácea.

Os diabásios dos diques da Formação Cuaró, no setor norte do domínio ocidental da bacia, apresentam grande continuidade, alcançando espessuras de

ÁREA DE OCORRÊNCIA MÁXIMA DE INTRUSIVAS J-K NA BACIA

FORMAÇÃO CUARO

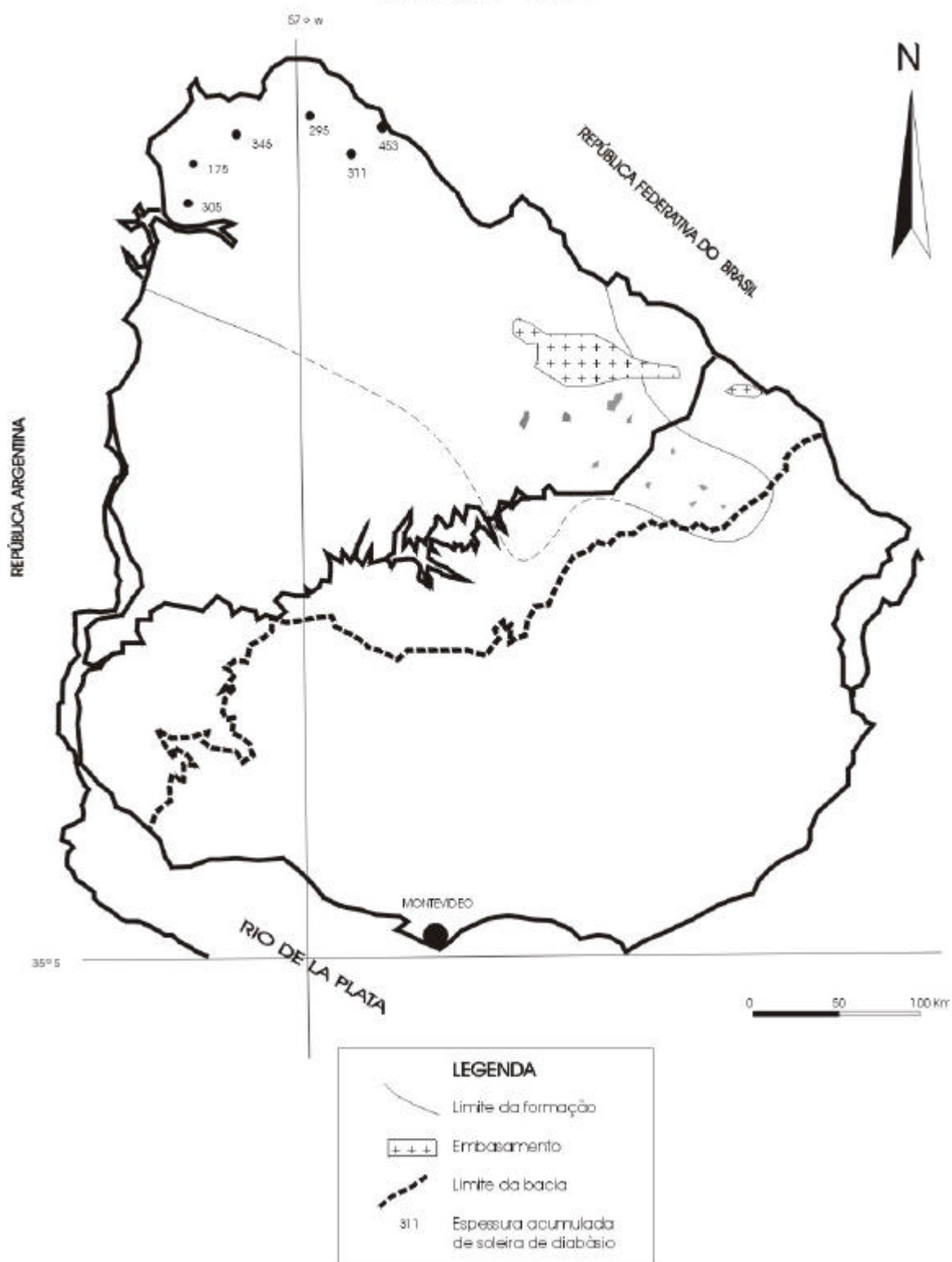


Figura III-27

mais de 300 m. Os corpos de conformação anular se associam, por seu turno, a superfícies de falhas e descontinuidades de primeira ordem (FIGURA III.28).

Com base em informações geológicas e geofísicas não se tem registrado a presença, em subsolo, da Formação Cuaró ao sul da cidade de Salto.

Os corpos intrusivos estão, em geral, associados a planos preferenciais de debilidade litológica (e.g., folhelhos) e a descontinuidades estruturais em todas as unidades deposicionais da BChPU, tal como ocorre na discordância entre as seqüências Permotriássica e Jurocretácea, nos níveis betuminosos da Formação Mangrullo e em camadas de folhelhos estratificados das formações Fraile Muerto, Cerro Pelado, Yaguarí e Tacuarembó.

Idade

Algumas idades radiométricas (método Ar/Ar), obtidas em amostras de intrusões no Departamento de Durazno e em *sills* de Tacuarembó, indicam idades em torno dos 132 Ma (Bossi & Ferrando, 2001). A presente tese acrescenta duas novas datações radiométricas para intrusões basálticas desta formação. A primeira, referente a testemunho de sondagem de diabásio extraído entre as profundidades de 1.995 e 2.000 m no poço Gaspar, mostrou uma idade de 121 ± 6 Ma (K/Ar em plagioclásio, elaborada em Core Laboratories, Inc., Dallas, Texas - USA). A segunda, obtida em diabásio de testemunho de sondagem do poço Pelado, extraído a 1.964 m de profundidade, forneceu um valor de $134,8 \pm 6,4$ Ma (K/Ar em plagioclásio, elaborada no Laboratório CENPES-Petrobras, Rio de Janeiro, Brasil).

FORMAÇÃO ARAPEY

As rochas efusivas de composição basáltica, que ocupam mais de 40.000 km² no setor ocidental da Bacia Chacoparanaense Uruguiaia, são englobadas na Formação Arapey, litologicamente composta por lavas de natureza tholeítica.

A espessura máxima desta unidade é de 1.051 m no poço da cidade de Salto, realizado pela empresa de águas do Uruguai (OSE). A FIGURA III.29

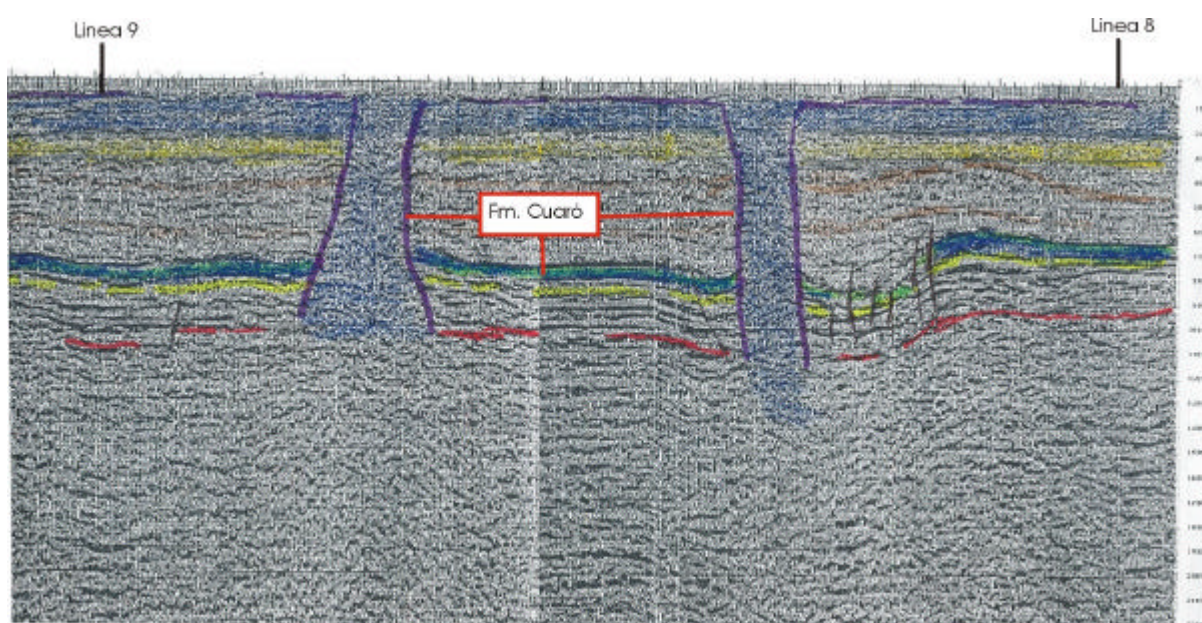


Figura III - 28. Linha sísmica NO - W 7. Geometria e posicionamento de diabásios da Formação Cuaro.

apresenta uma síntese das espessuras desta unidade em subsuperfície, o número de derrames, e as espessuras.

Os sucessivos derrames atravessados pelos poços profundos da bacia, no setor ocidental, podem ser individualizados a partir do estudo das perfilagens raios gama, litodensidade, resistividade e da velocidade de penetração registradas, bem como dos testemunhos de sondagem e das amostras de calha destes poços. De um modo geral, desde o trabalho de Groeber (1932), admite-se a possibilidade de se separar cada derrame com base em uma estrutura vertical tripartite. Da base para o topo, observar-se-iam estruturas laminadas (ou em forma de laje), maciças (porção média) e vacuolar ou brechóide no topo, tal como refletido também nas perfilagens dos poços e no registro do tempo de penetração.

A emissão magmática juroeocretácea (formações Cuaró, Arapey e Gaspar) se concentrou no setor norte-ocidental da bacia. O mapa de íópacas da Formação Arapey (FIGURA III.29) mostra que a extrusão desse magma foi controlada por três direções principais, com destaque para os lineamentos WNW-NW, que definem os corredores estruturais e efusão, e, por conseguinte, as direções extensionais NS.

Litologia

Do ponto de vista petrográfico, estes derrames da Província Paraná têm sido considerados como uma seqüência composicionalmente homogênea, correspondendo a basaltos tolehíticos.

Todavia, existem variações petrográficas e químicas entre os diferentes derrames não apenas no território uruguaio como em toda a Bacia do Paraná.

Preciozzi *et al.* (1985) subdividiram os derrames da Formação Arapey segundo três zonas: a) Região sudeste, com basaltos olivínicos porfiríticos, de granulação média a grossa; b) Região entre Peralta (Tacuarembó) e Artigas, com basaltos equigranulares finos, sem olivina, e com termos mais diferenciados como hornblenda e quartzo; e c) Região correspondente ao Departamento de Salto, com basaltos

olivínicos, equigranulares, de granulação média e potentes porções vacuolares, além de arenitos interderrames.

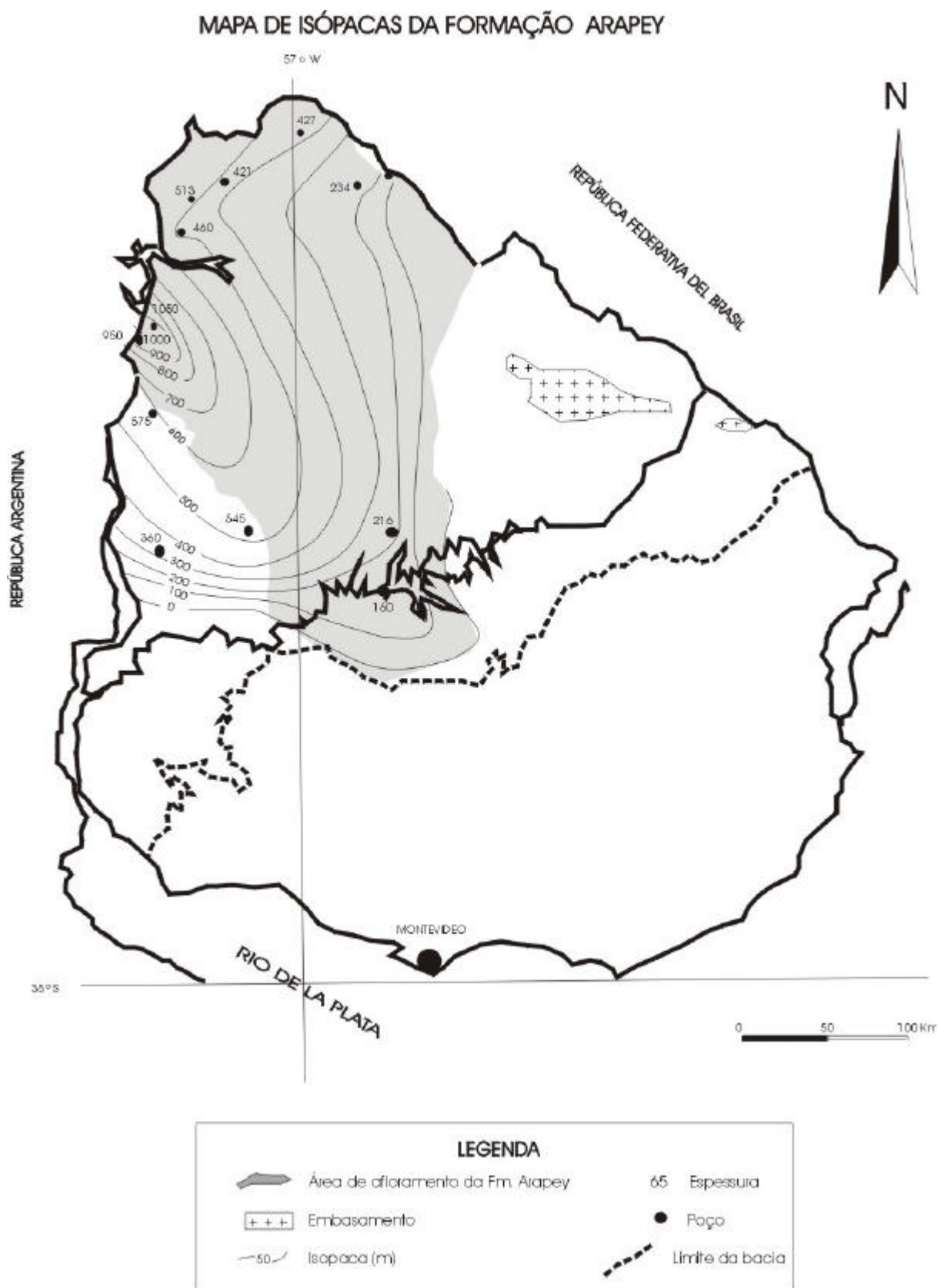


Figura III- 29

Do ponto de vista químico, os basaltos tholeíticos da Bacia do Paraná podem ser divididos em dois tipos: a) Basaltos com baixo conteúdo de TiO_2 ($< 2\%$),

distribuídos regionalmente ao sul do lineamento Rio Uruguay; e b) Basaltos com alto conteúdo de TiO_2 , como os que ocupam principalmente a porção setentrional da bacia.

Entre os basaltos de baixo teor de óxido de titânio estão os da Formação Arapey, os basaltos do sul do Brasil, conhecidos como tipo Gramado e tipo Esmeralda, aqueles do nordeste da Argentina, e os basaltos correlatos da Província Etendeka na Namíbia.

No caso dos basaltos com alto conteúdo de TiO_2 ($1,5 > \text{TiO}_2 < 4$), a distribuição dos mesmos ocorre predominantemente no setor brasileiro da Bacia do Paraná, ao norte do lineamento do rio Piquiri, como também no território paraguaio, conhecidos na literatura geológica como basaltos do tipo Ribeira, Paranapanema, Pitanga e Urubici. As diferenças entre cada um desses tipos basálticos baseiam-se nas percentagens de TiO_2 , sendo superiores a 3% no tipo Urubici, e também em relações encontradas entre diferentes elementos químicos e razões isotópicas.

Um dado interessante quanto à distribuição espacial destas lavas no Uruguai é que sua estratigrafia química difere dos demais setores da Bacia do Paraná, onde os basaltos com baixo conteúdo em TiO_2 são sucedidos por derrames correspondentes a variedades mais ricas neste óxido, seguindo o que seria uma seqüência evolutiva normal do posto de vista químico. Turner *et al.* (1999), analisando mais de 700 m de derrames basálticos em três poços do noroeste uruguaio, observaram que as lavas com alto teor de TiO_2 (tipo Paranapanema) são recobertas por outras de menores teores de tal óxido (tipo Gramado). Isto significa, segundo a interpretação daqueles autores, que os diferentes pulsos magmáticos não são sincrônicos em toda a bacia e que, independentemente dos dados radiométricos, existiram erupções simultâneas de diferentes tipos de magma, as quais, em decorrência de suas distribuições espacial e temporal, refletiriam a existência de diferentes fontes mantélicas.

CAPITULO IV

ESTRATIGRAFIA GENÉTICA

Fácies, sistemas deposicionais, seqüências e ciclos sedimentares

IV.1- INTRODUÇÃO

Na evolução do preenchimento sedimentar do Neopaleozóico e Eomesozóico da Bacia Chacoparanense uruguaia foram definidas e caracterizadas duas grandes seqüências sedimentares, limitadas por discordâncias de caráter regional entre episódios tectônicos de diferentes naturezas (de Santa Ana 1989; de Santa Ana & Ucha, 1994; de Santa Ana & Veroslavsky, 1993; Goso & de Santa Ana, 1994).

A seqüência Permotriássica foi definida no setor norte-ocidental da bacia a partir de dados estratigráficos e informações geofísicas (gravimetria, sísmica e perfis de poços). Esta seqüência sedimentar é materializada por um Superciclo transgressivo-regressivo completo de 2^{da} ordem, representado por sistemas glaciogênicos, marinho raso, deltaicos, costeiro não-deltaico e por uma sedimentação continental flúvio-eólica que materializa o fechamento da bacia permotriássica.

No setor ocidental da bacia, desde o Permiano superior até o Triássico inferior registra-se um regime tectônico essencialmente compressivo, atribuível à orogenia tardi-herciniana de Ventana (Cobbol et al., 1992), evidenciada pela ocorrência de falhas inversas e dobramentos sinsedimentares nos registros continentais permotriássicos (de Santa Ana *et al.*, 2001).

No final do Triássico e Jurássico, com a abertura do Oceano Atlântico meridional e num marco tectônico essencialmente distensivo, começam a aparecer bacias de tipo *rift*, que atingem seu clímax durante o intenso magmatismo eocretáceo (Almeida & Melo, 1981; Asmus & Guazelli, 1981; Fulfaro *et al.*, 1982).

A distribuição e idade das discordâncias, foram definidas a partir da informação sismoestratigráfica, gravimétrica, diagráfias de poços, informação palinoestratigráfica e paleontológica, e dados tanto estratigráficos quanto estruturais de superfície e

subsuperfície. Todo esse conjunto de dados foi integrada a os registros das diversas estruturas da bacia, com o arranjo das fácies e sua distribuição nos sistemas deposicionais.

As análises simoestratigráficas foram realizadas com base em um levantamento sísmico de reflexão executado no setor norte-ocidental da bacia que integrou 33 perfis sísmicos, totalizando 1.650 km de linhas com cobertura de aproximadamente 15.000 km² (Figura I.3).

O equipamento sísmico contou com 4 vibradores como fonte de energia. Como instrumento de registro utilizou-se um DFS-V com 96 canais, com integralizador ADDIT IV e equalizador DC-600. Os parâmetros de campo utilizados neste levantamento adequaram-se aos resultados dos ensaios nos diferentes setores pesquisados.

Paralelamente, realizou-se o levantamento de refração superficial com apoio topográfico, para estabelecer o cálculo das correções estáticas em cada posição analisada.

Também foi consultada a informação obtida nas perfurações, especialmente os dados da “sísmica de poço” resultantes do GEOGRAM e do Perfil Sísmico Vertical (VSP) do poço Salto N03-Sx-1. Com esses dados efetuou-se a correlação entre os refletores resultantes dos horizontes sísmicos mapeados, com as unidades sísmicas e os eventos geológicos ou sistemas deposicionais. Isto possibilitou a identificação das diferentes seqüências sedimentares (Figura IV-1).

Uma vez verificada a correspondência entre a informação estratigráfica e sísmica nos poços, continuou-se com a interpretação no restante dos perfis sísmicos, que em alguns setores apresentou certo grau de dificuldade pela presença de corpos intrusivos de diabásio.

Nesse sentido, é importante assinalar que as superfícies estratigráficas principais e secundárias definidas pelos refletores e os horizontes sísmicos, e verificadas nos perfis radioativos e de mergulho, aparecem destacadas pelos diques de diabásio intrusivos nas discontinuidades estratigráficas pré-existent.

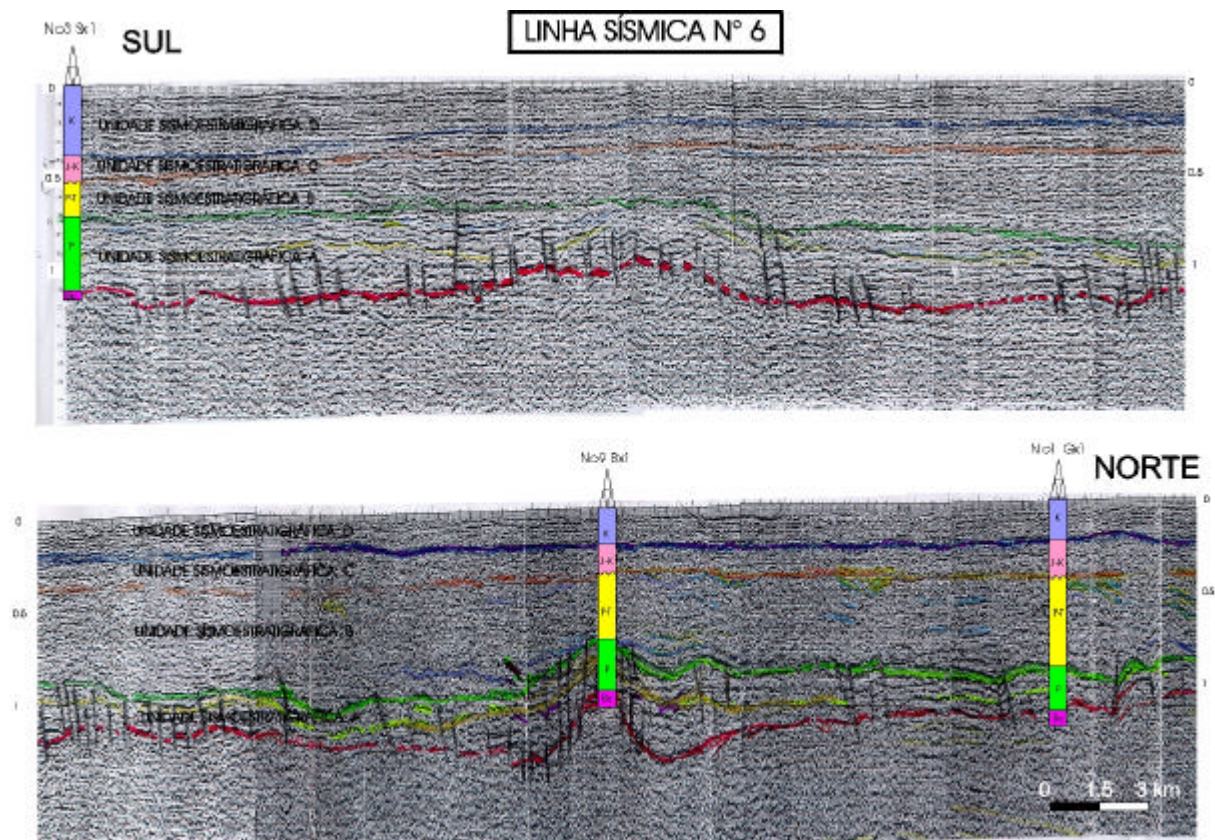


Figura IV - 1. Correlação entre as unidades sismoestratigráficas e os ciclos sedimentares no domínio ocidental da Bacia Chaco Paranaense Uruguia (BChPu).

IV. 2- SUPERCICLO PERMOTRIÁSSICO

As formações San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Fraile Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí e Buena Vista materializam o preenchimento sedimentar representado por um superciclo transgressivo-regressivo de segunda ordem, que se associa a uma seqüência tectonossedimentar no sentido de Chang (1975).

A interpretação sismoestratigráfica e a caracterização deste superciclo sedimentar, foram realizadas sobre a linha sísmica Nº 6. Esta se estende por mais de 80 km, partindo do poço N03 Sx-1 (sem diabásio), e passando pelas perfurações N09 Bx-1, N01 Gx-1 e N010 lx-1 (Figura I-3).

A caracterização e mapeamento das unidades da bacia foram realizadas a partir 1) da interpretação de mais de 1650 km de linhas sísmicas; 2) de análises lito-bio e cronoestratigráficas das perfurações de toda a bacia (Figuras IV-2, IV-3, IV-4, IV-5, IV-6, IV-7, IV-8, IV-9, IV-10, IV-11, IV-12) e 3) de dados estratigráficos de superfície. Nestas circunstâncias, dispõe-se de um controle estratigráfico razoável, resultante de informações palinológica, paleontológica, sísmica e de perfis de poços.

Neste Superciclo permotriássico, foram reconhecidos quatro ciclos de ordem menor, delimitados por discordâncias, hiatos e concordâncias correlatas (Figura IV-13, IV-14. Eles são: ciclo glaciogénico (Asseliano – Kunguriano), ciclo marinho-deltaico (Kunguriano), ciclo transicional-marinho (Kazaniano – Tatariano) e ciclo flúvio-eólico (Tatariano – Scytiano).

IV.2.1 - Ciclo Glaciogénico (Asseliano-Kunguriano): fácies e sistemas deposicionais

A sedimentação deste primeiro evento deposicional inicia-se no Asseliano, com a deposição de sedimentos predominantemente areno-conglomeráticos e diamictíticos grossos e localmente níveis de folhelhos e ritmitos associados a pequenos pulsos transgressivos da Formação San Gregorio na sub-bacia Sul, e em seqüência, a

sedimentação lamítica e pelítica, subordinamente arenitos, da Formação Cerro Pelado no restante da bacia.

POÇO ARTIGAS

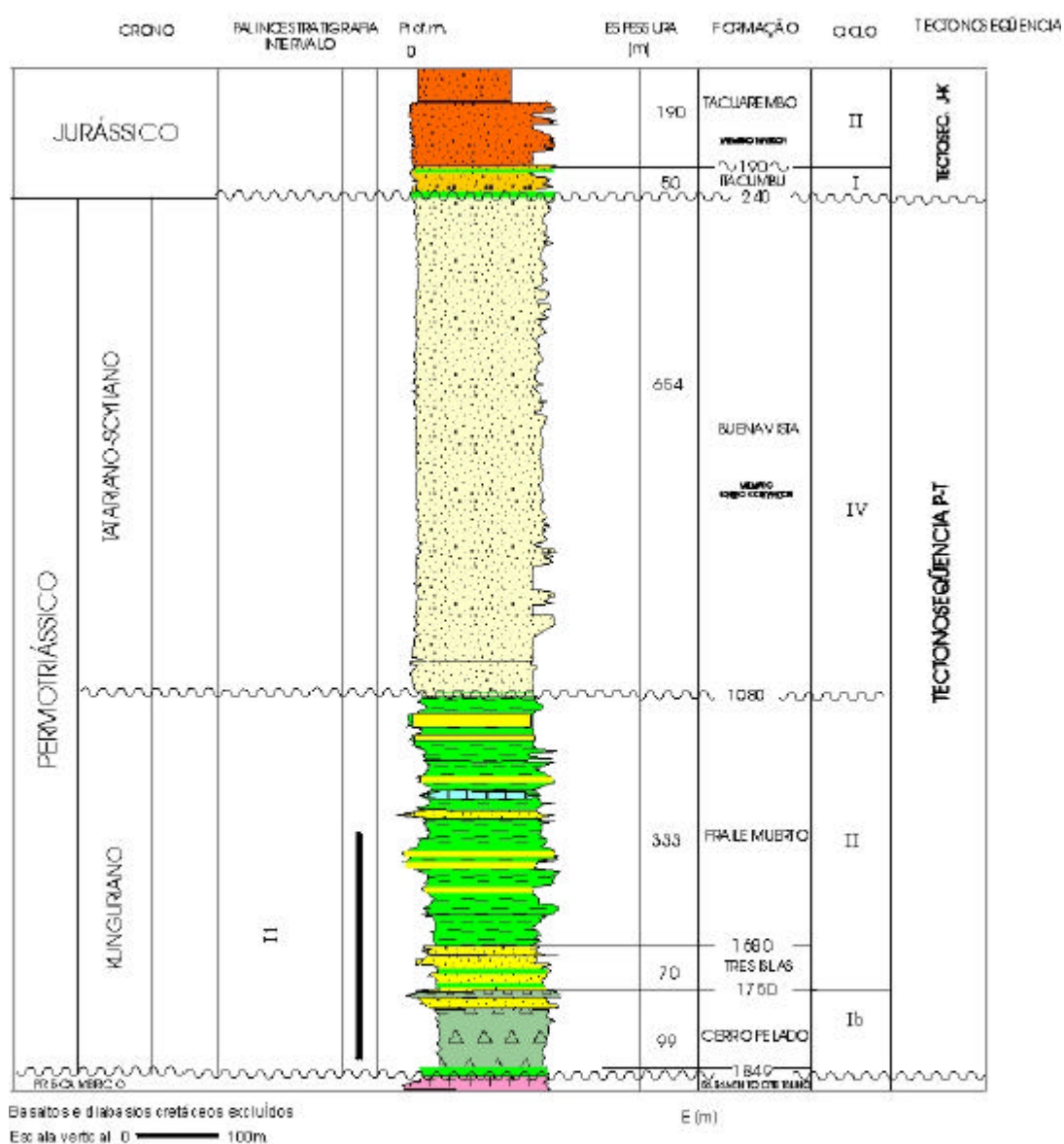


Figura IV - 2

POÇO SALTO

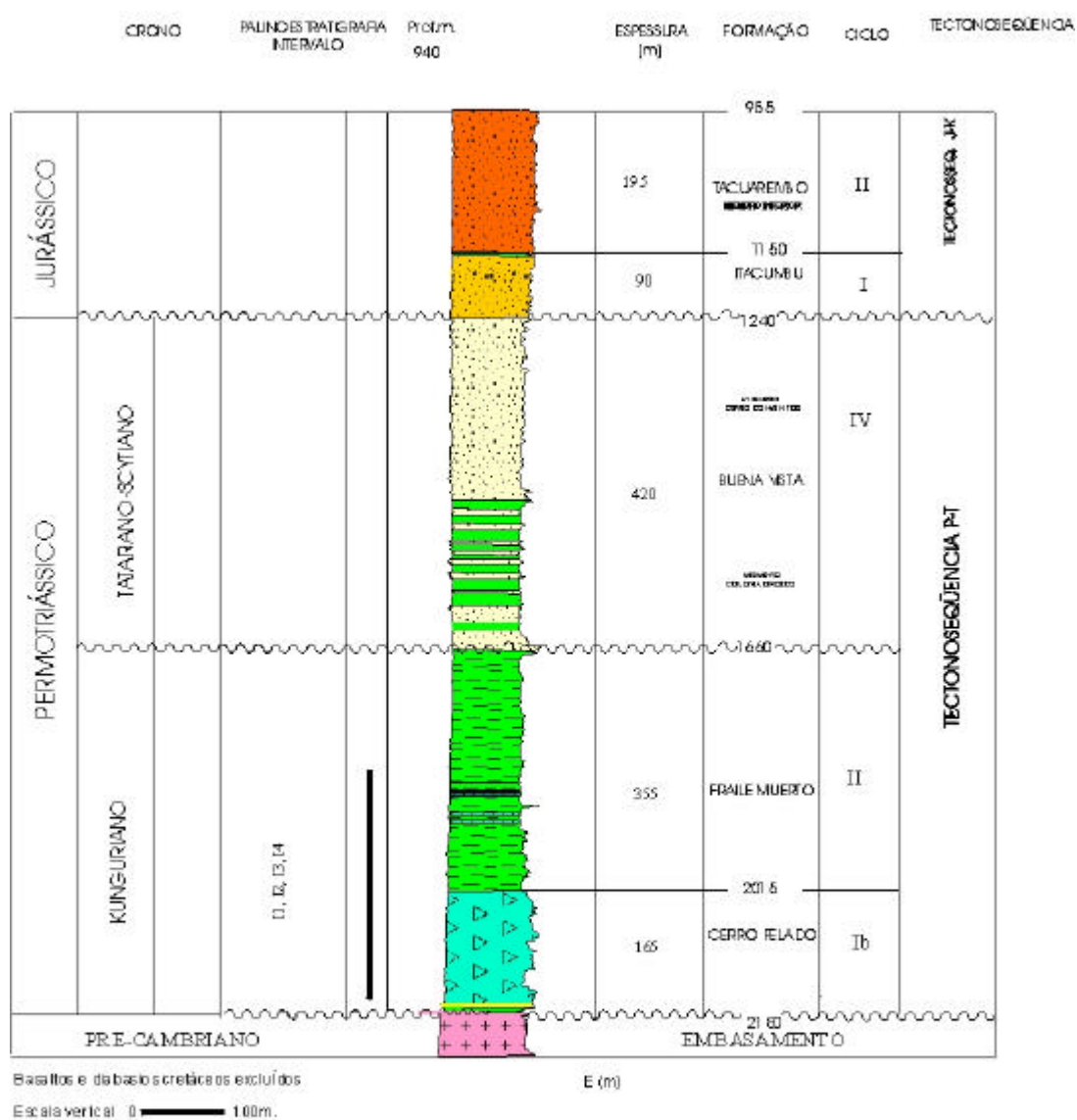


Figura IV - 3

POÇO PELADO

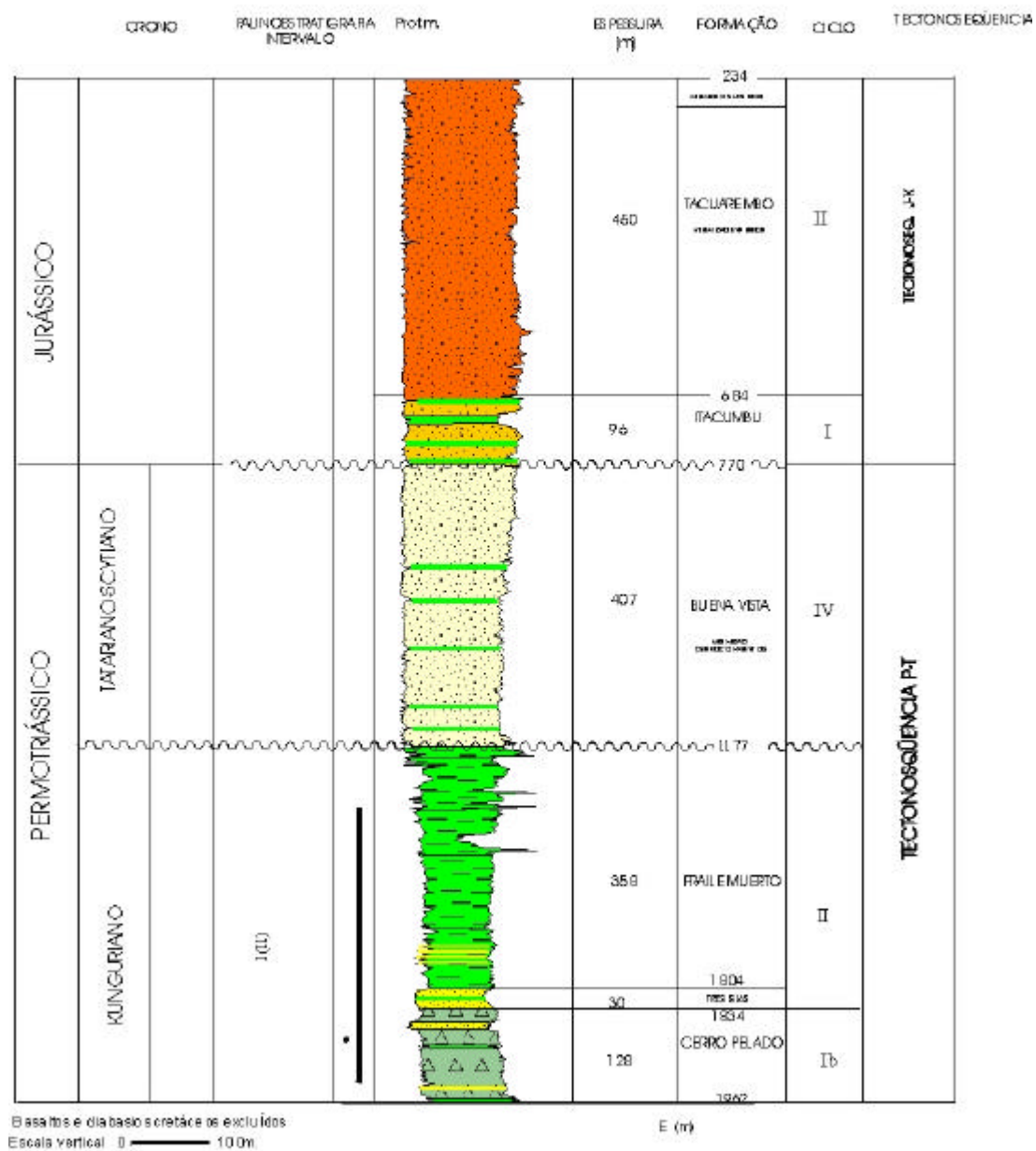


Figura IV - 4

POÇO BELEN

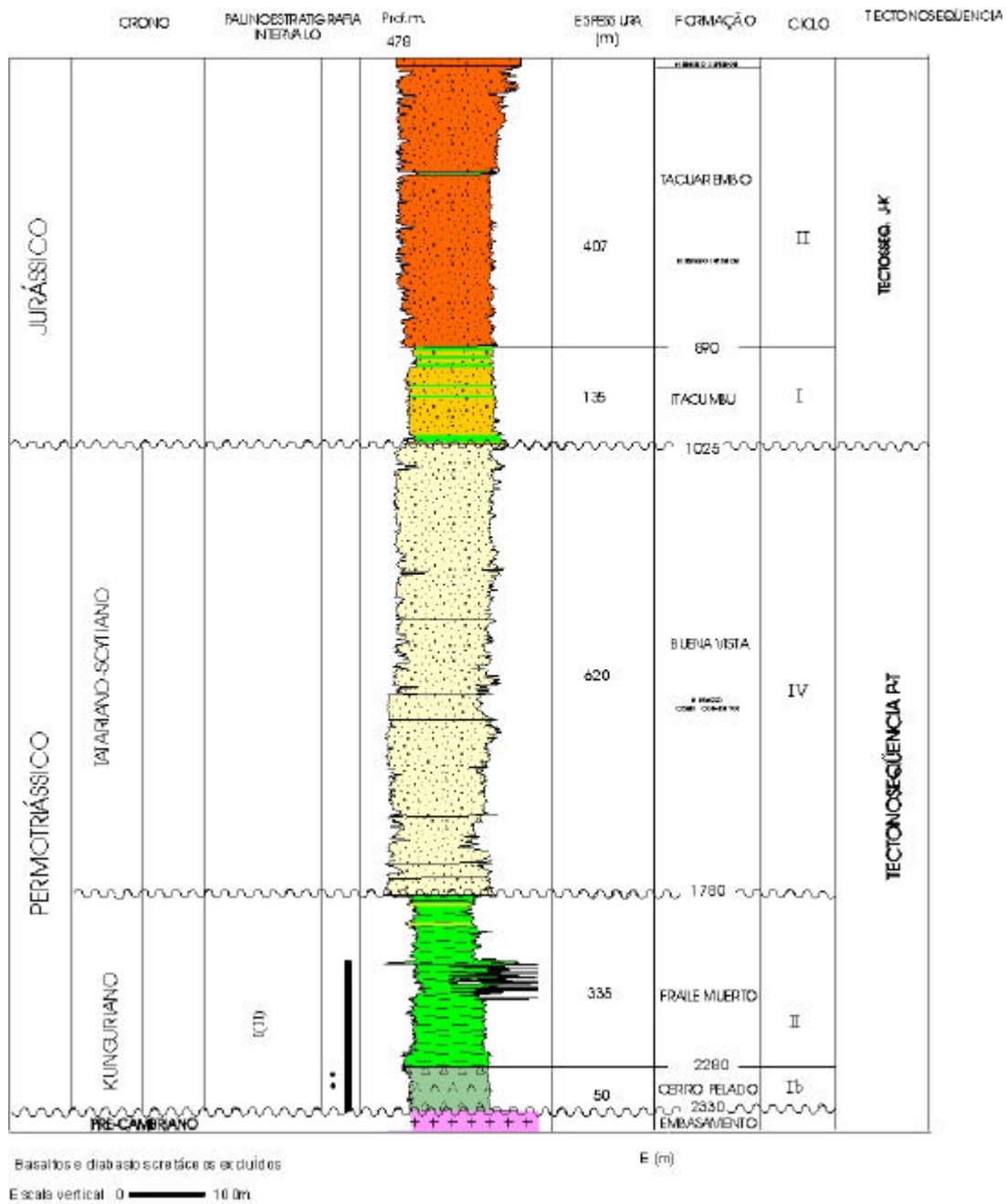


Figura IV - 5

POÇO YACARE

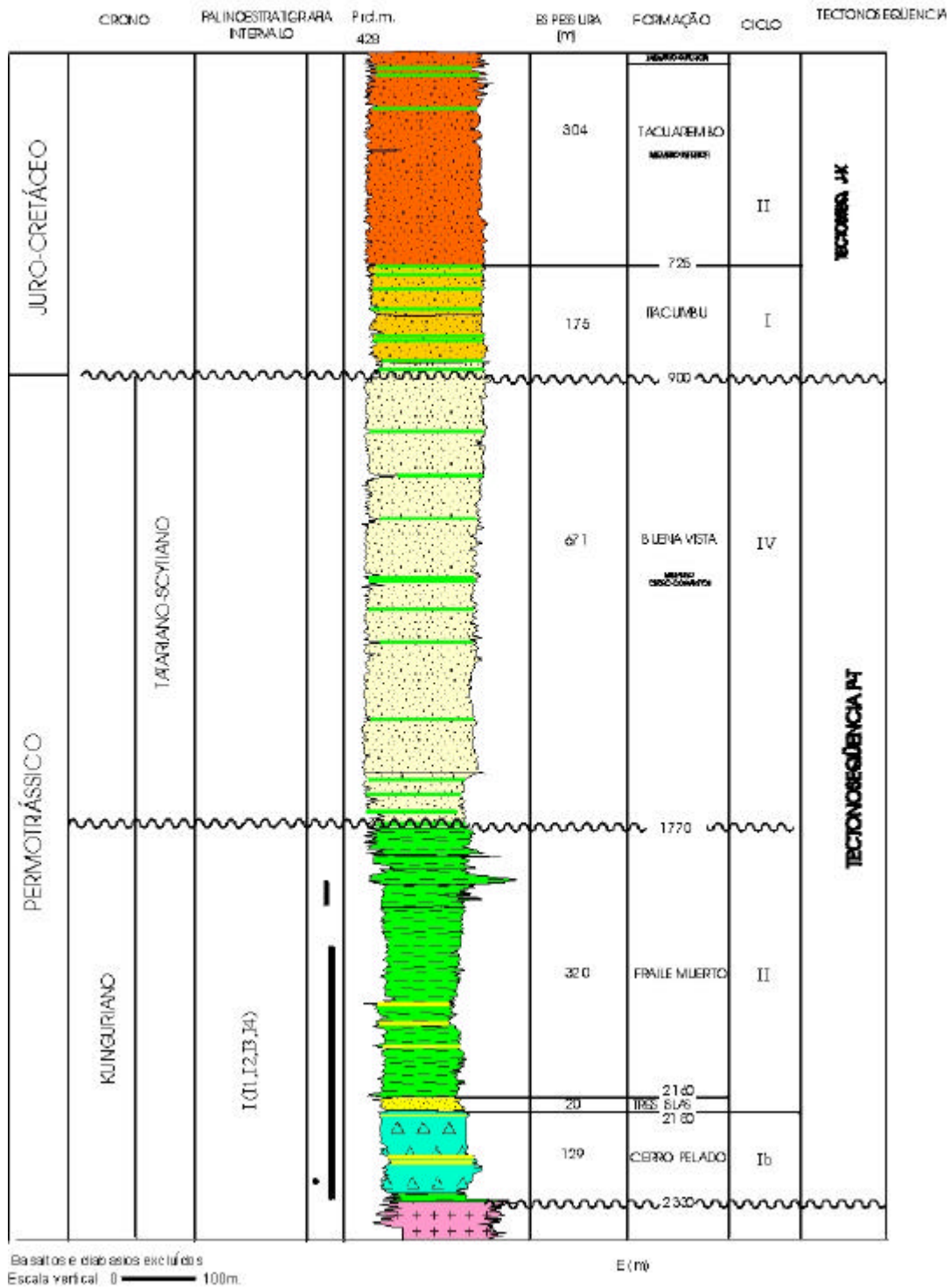
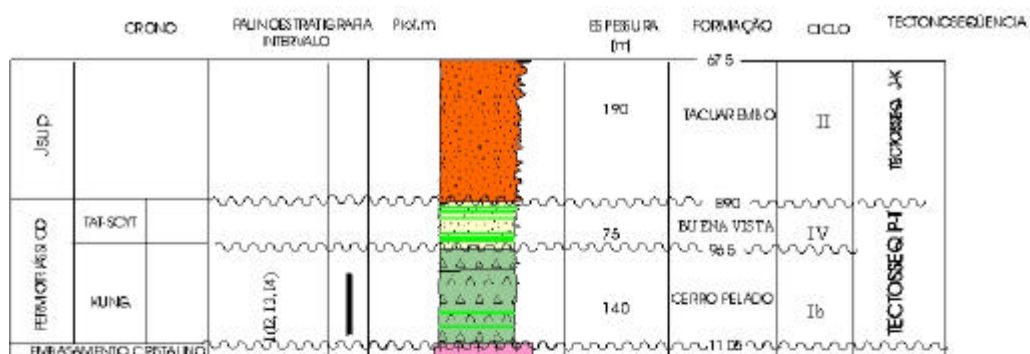


Figura IV - 6

POÇO QUEBRACHO



POÇO ITACUMBU

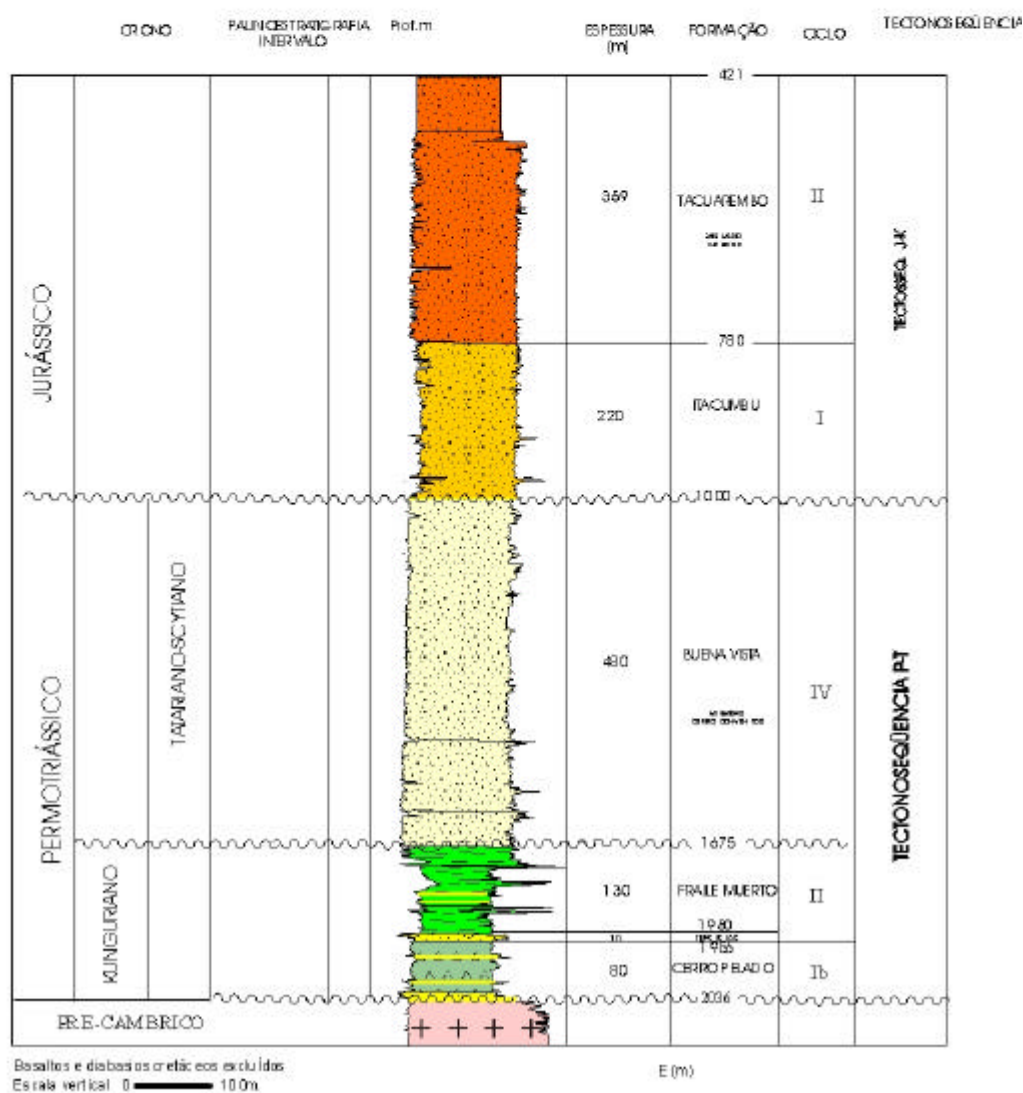


Figura IV- 7

POÇO GASPAR

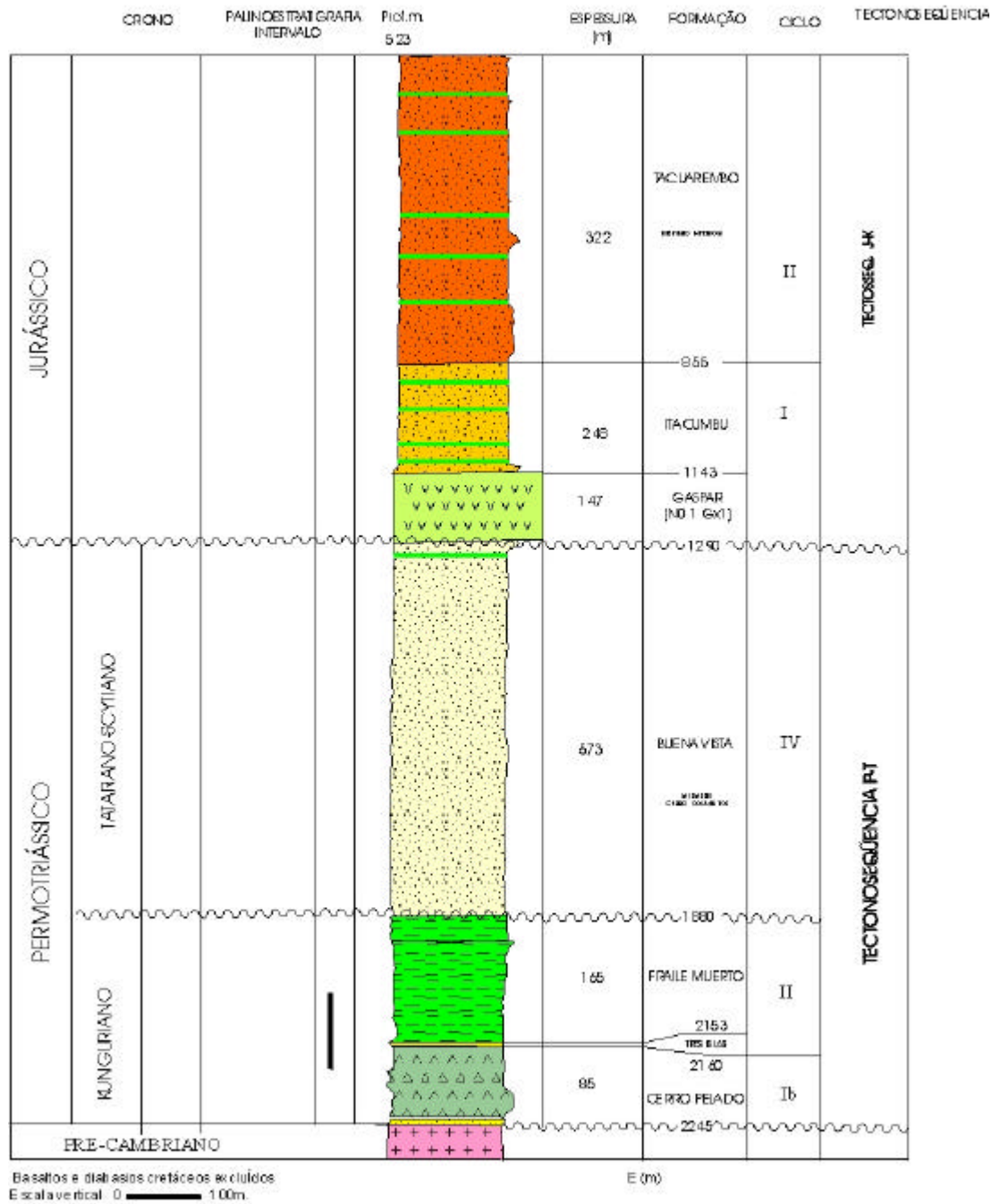
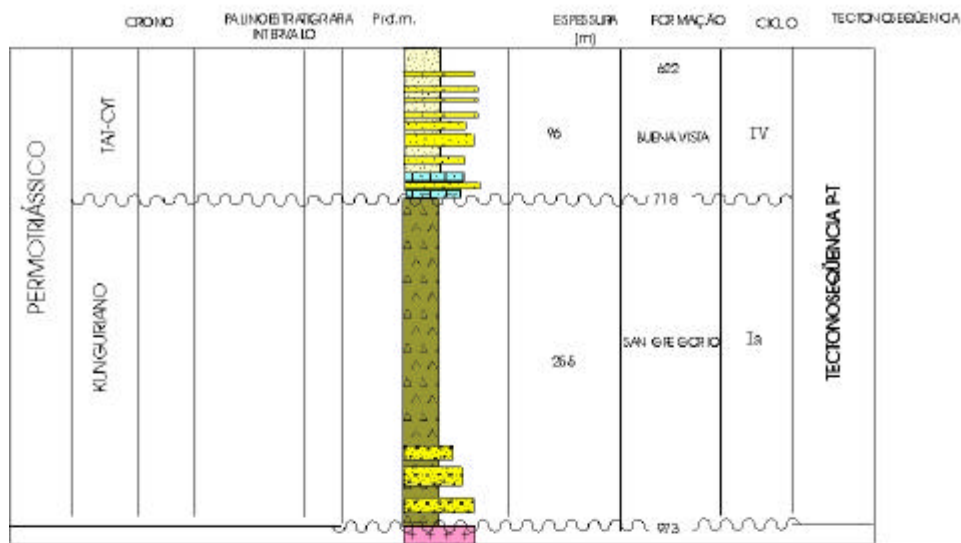
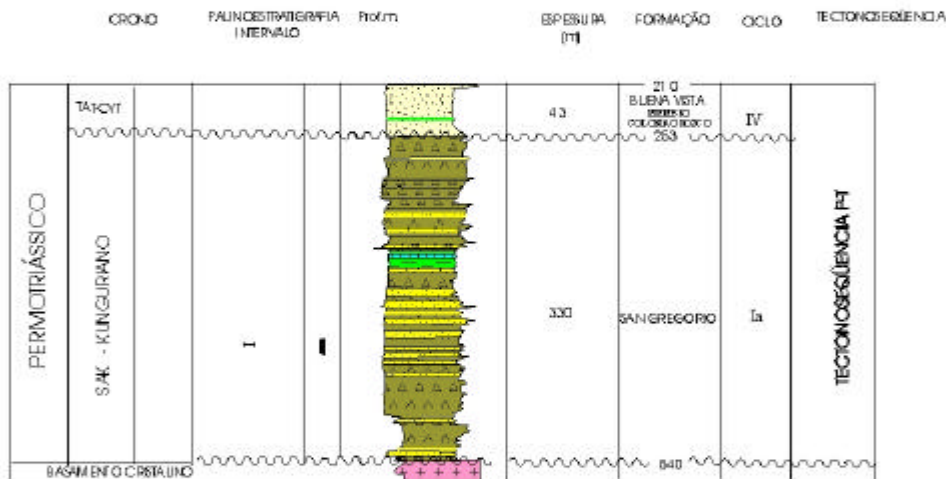


Figura IV - 8

POÇO ULLESTES



POÇO SALSIPUEDES



POÇO GUICHON

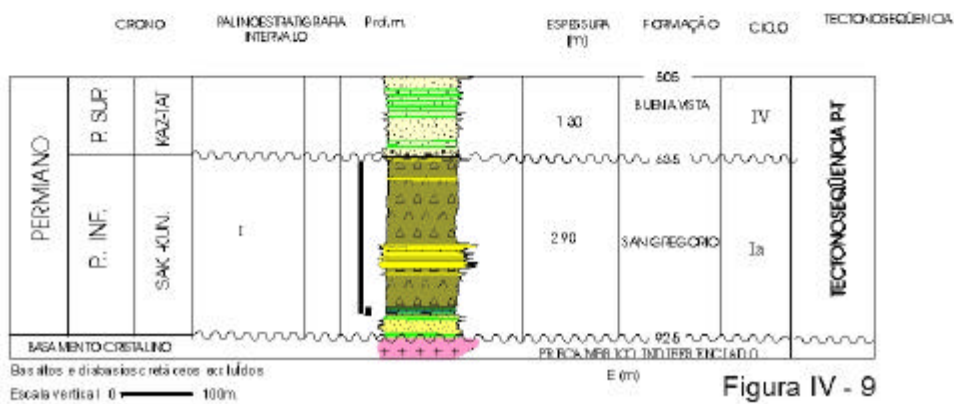
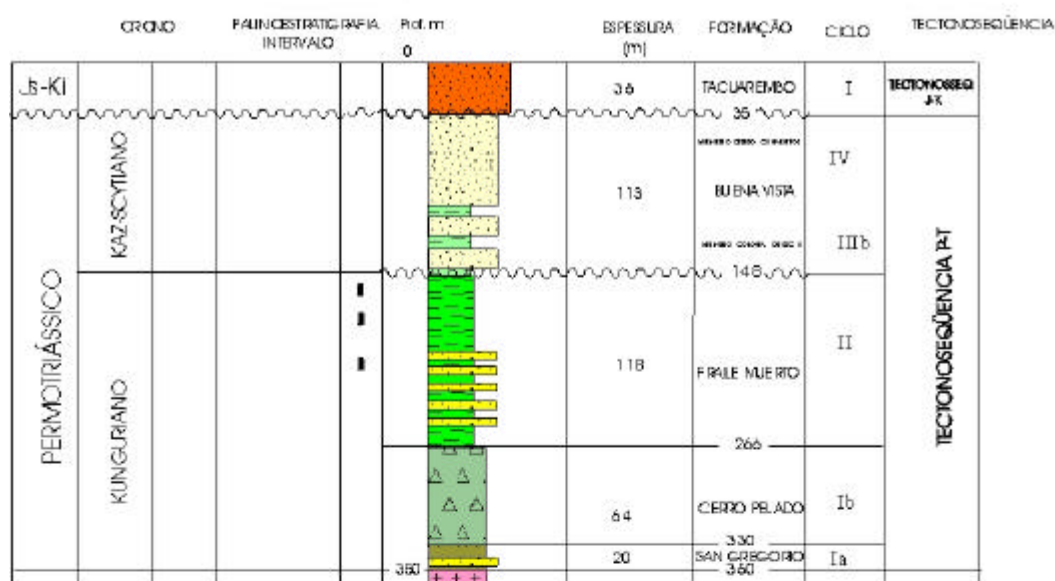
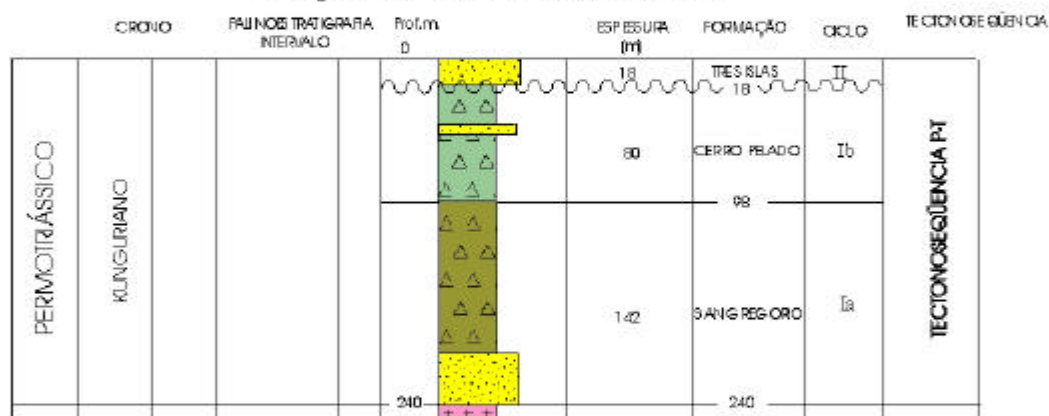


Figura IV - 9

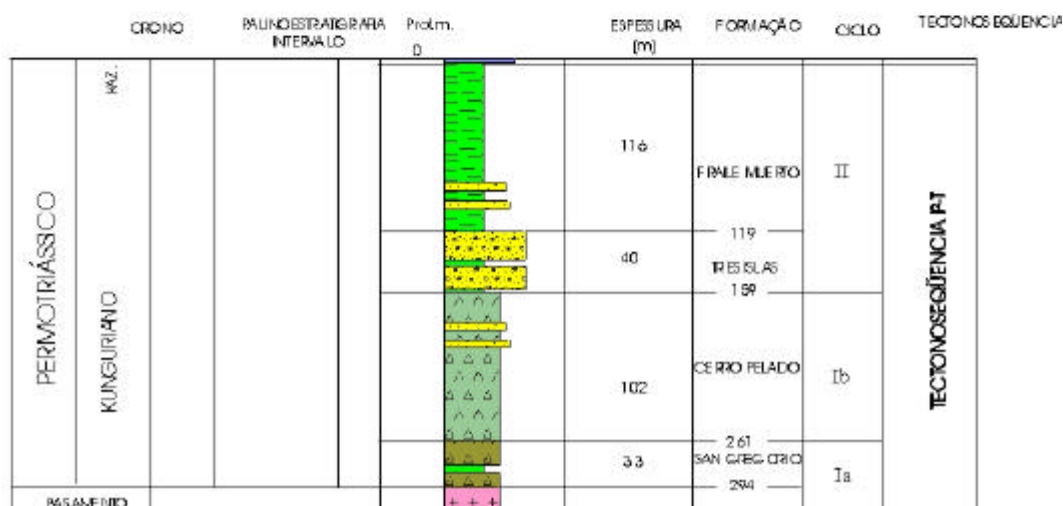
POÇO TACUAREMBO



POÇO CUCHILLA DE ZAMORA



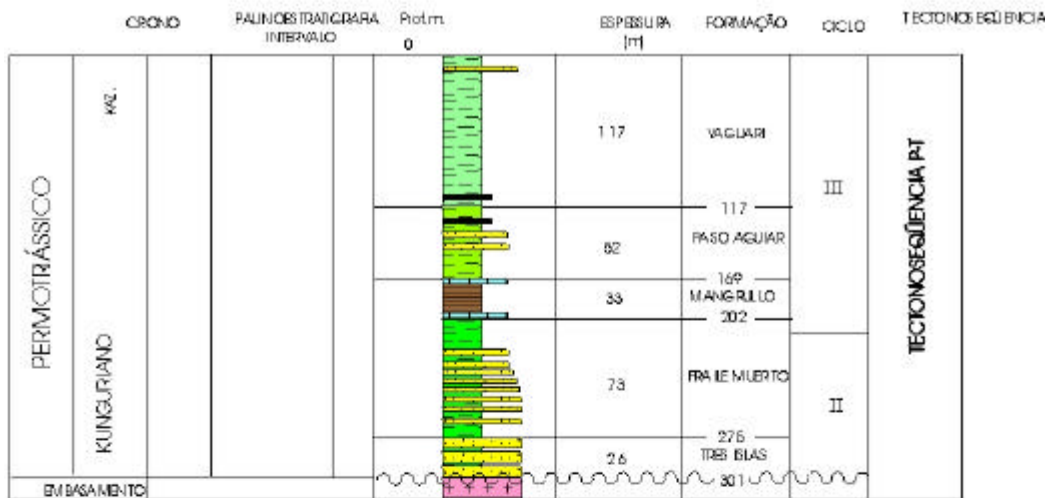
POÇO PASO BORRACHO



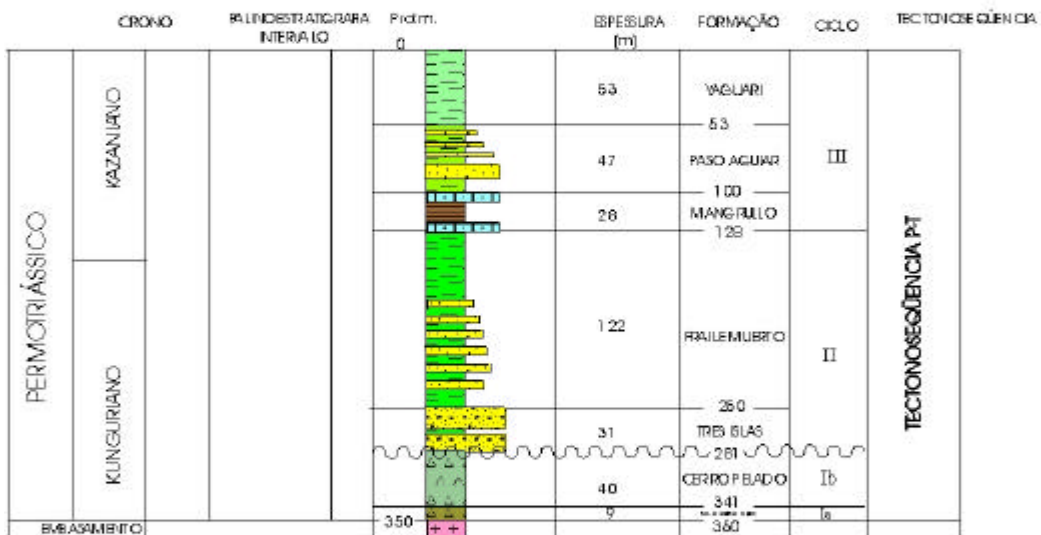
Escala vertical 0 — 100m.

Figura IV - 10

POÇO YAGUARI



POÇO LAS TOSCAS



POÇO CERRILLADA

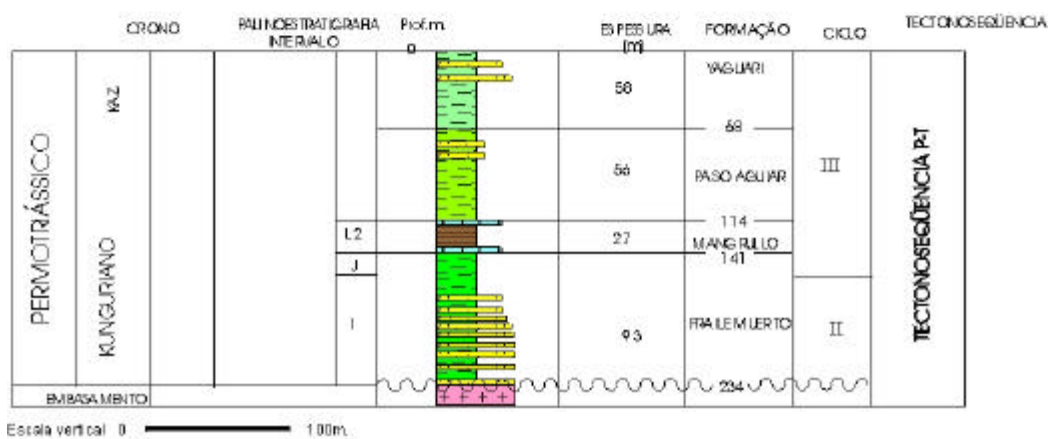


Figura IV - 11

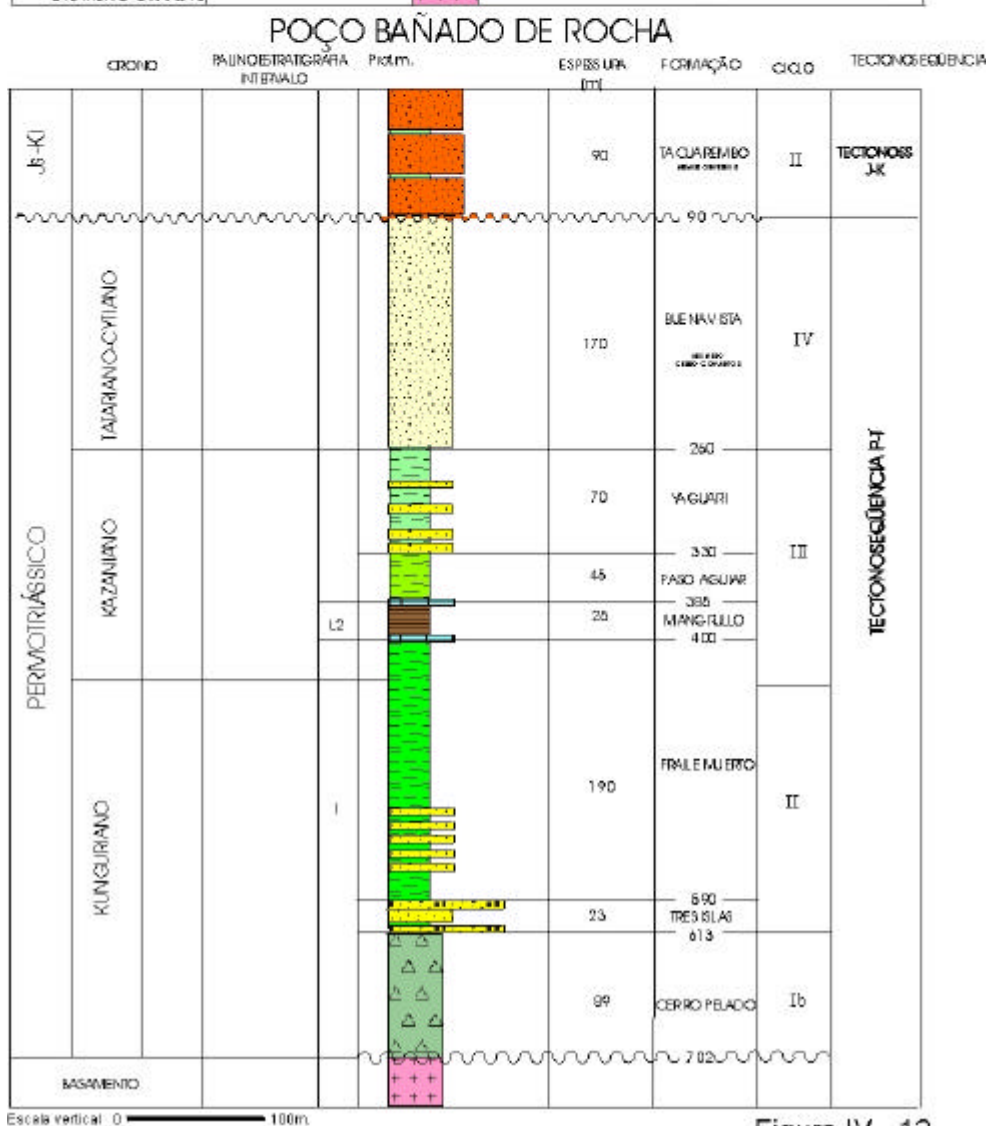
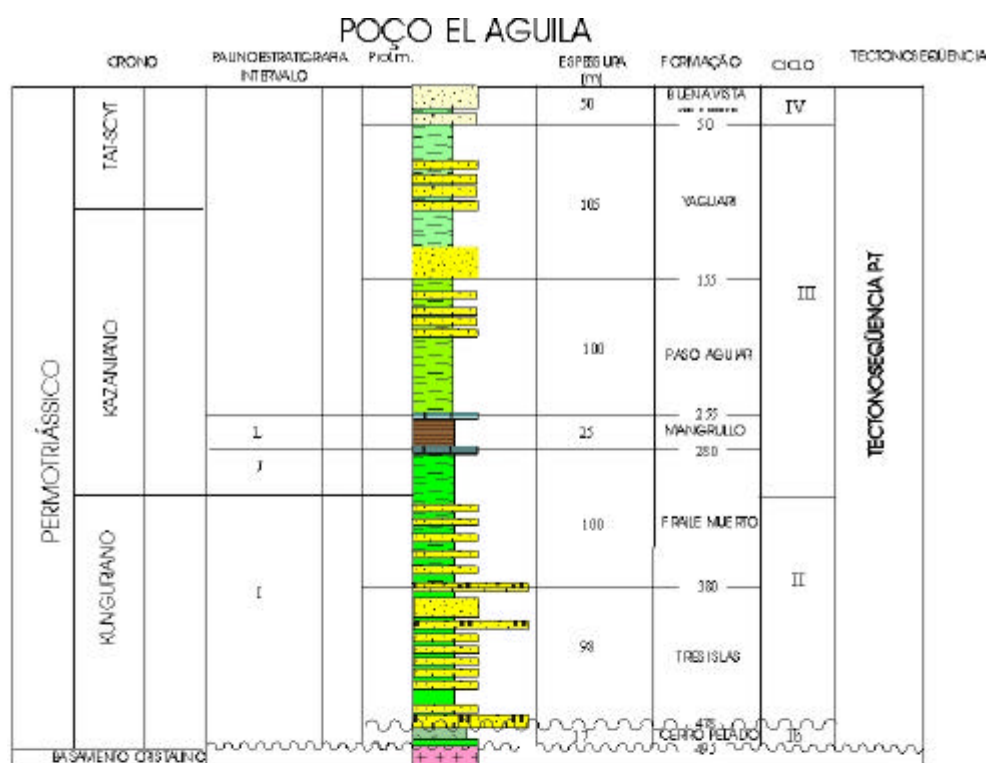


Figura IV - 12



A identificação do intervalo I e sub-intervalos palinoestratigráficos I1,I2,I3,I4 do Quadro Palinoestratigráfico do Neopaleozóico da Bacia do Paraná (Daemon & Quadros, 1970) nos sedimentos dos poços Guichón e Salsipuedes, somado à informação bioestratigráfica aportada pelos furos do domínio norte-ocidental e as associações esporo-polínicas do limite permocarbonífero nos afloramentos de ritmitos pretos da região de Cerro de la Cuentas, caracteriza a idade Asseliana a Kunguriana deste ciclo. Esta foi definida a partir de informação palinoestratigráfica obtida de amostras de testemunhos contínuos, testemunhos laterais, *cutting* e amostras de superfície de afloramentos das áreas e seção-tipo das rochas que materializam esta unidade.

As fácies e associações de fácies que materializam este ciclo foram reconhecidas tanto em afloramentos quanto em poços com “amarração” lito-bioestratigráfica e eletrofaciológica. A denominação destas associações faciológicas corresponde a locais onde melhor desenvolvem-se ou expõem-se, ora na superfície ora em subsuperfície.

Subciclo flúvio-glacial a glácio-lacustre- Sistema deposicional Rio Negro

Neste trato de sistema deposicional (Brown & Fisher, 1977), integra-se o conjunto de fácies proximais do Ciclo Asseliano – Kunguriano, materializado pelas rochas da Formação San Gregorio *sensu stricto*. Foi reconhecido no poço Salsipuedes N06 Spx-1, estando as melhores seções aflorantes localizadas nas margens do Rio Negro, de forma descontínua, desde o Paso Minuano (departamento de Cerro Largo) até o Paso del Puerto (departamento de Flores).

O Sistema Rio Negro foi reconhecido nos poços Guichón, Paso Ulleste, Paso Borracho, Clara, Cuchilla de Zamora, Tacuarembó, Fraile Muerto e Salsipuedes. Este conjunto faciológico apresenta-se melhor representado na perfuração Salsipuedes. Nas demais perfurações seu desenvolvimento é bastante menor, apresentando interrupções.

Nas perfurações Salsipuedes, Guichón e Paso Ullestes, localizadas no eixo da fossa do Rio Negro, considerando tanto antigos perfis de potencial espontâneo (SP) e

elétricos, quanto dados litológicos, é possível reconhecer três ciclos granodecrescentes (*finning-upward*). Este subciclo está representado por diamictitos, conglomerados, arenitos grossos a conglomeráticos, arenitos finos e ritmitos. No topo podem ocorrer níveis de ritmitos cinza e pretos e argilitos avermelhados com intercalações calcárias.

No poço Paso Ulleste também foram reconhecidos estes subciclos com espessura decamétrica, estando representados por empilhamentos de diamictitos, arenitos conglomeráticos e arenitos finos. No entanto, no poço Paso Borracho expõe-se ou preserva-se somente uma sucessão de 35 m de espessura de litologias diamictítico-arenosas que culminam no topo com ritmitos com *dropstones*.

Este subciclo granodecrecente é também reconhecido em afloramentos e subsuperfície na localidade de Paso del Puerto (Bossi, 1966). Tanto os sedimentos das seções aflorantes, quanto os dos quatro poços rasos descritos nessa localidade, indicam importantes variações na espessura dos arenitos estratificados e dos diamictitos arenosos maciços. Além disto, desaparecem parcialmente os termos finos (varvitos) em algumas das sucessões definidas.

Esta associação faciológica está melhor representada no Paso Romero (departamento de Durazno), margem esquerda do Rio Negro, defronte à localidade de San Gregorio de Polanco (Figura III 1).

Associação de fácies flúvio-glacial

As litologías que dominam a presente assembléia faciológica são os diamictitos, que podem perfazer sucessões relativamente contínuas, com espessuras que alcançam pouco mais de dez metros. Estas associações diamictíticas se alternam com associações de arenito fino a seixos em geral de características muito imaturas e ritmitos com *dropstone* (Figura IV-15).

Esta associação apresenta bom desenvolvimento nos poços localizados na borda sul da bacia (N05-Gu x-1-Guichón e N06-Sp x-1 Salsipluedes), onde os perfis elétrico-radioativos revelam um comportamento onde predomina a morfologia serrilhada, e secundariamente a cilíndrica.

SISTEMA RIO NEGRO **ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES FLÚVIO-GLACIAL**



Figura IV- 15. A: fácies diamictitos com blocos arredondados de até dois metros de diâmetro (boulders) suportado por matriz siltico-arenosa milonítica (ponto 2). B: fácies arenitos turbidíticos com gradação normal (ponto 3). C e D: fácies diamictitos maciço polimítico muito tenaz com superfícies estriadas por ação glaciogénica associado a depósitos de morenas de alojamento (ponto 3). E: fácies arenitos com ripples geradas por ondas, com detalhe de superfície estriada (ponto 3). F: fácies arenitos maciços e com laminação convoluta (ponto 2). G: fácies ritmo glacio-lacustre siltico-arenoso com ripple assimétrico localmente "dropstone" (ponto 31). H: fácies arenito com estratificação cruzada planar e tangencial, fluvio-deltaica (ponto 32)

Em geral, as fácies de diamictitos e arenitos apresentam estrutura maciça, com matriz silto-arenosa, onde ocorrem granulometrias muito grossas do tipo grânulos, seixos e matacões (*boulders*).

Os ritmitos silto-arenosos e pelitos com *dropstone* que se associam geralmente na lateral aos diamictitos, apresentam seixos caídos de textura e composição bem variada, de natureza granítica, calcária, quartzítica e com arredondamento muito variado, o que evidencia fonte ígneo-metamórfica e clastos policíclicos de natureza sedimentar.

A associação de fácies do sistema Rio Negro é constituída por diamictitos, conglomerados, arenitos gradados, arenitos finos maciços e com laminação convoluta, arenitos médios a grossos com estratificação cruzada e com *ripples*.

fácies de diamictitos

As fácies diamictíticas são geralmente arenosas e lamíticas com clastos de tamanho e composição variáveis. Geralmente a matriz é arenosa (arcosiana e sublítica) a arenopelítica, de cores avermelhadas e violáceas, porém algumas vezes apresentam cores marrom e cinza claro.

Do ponto de vista das estruturas sedimentares, estas litologias expõem estratificação maciça e com gradação normal ou inversa, de textura clasto e matriz suportada. Assim mesmo, foram observados arenitos conglomeráticos gradados e com *ripples* de corrente.

A matriz desses diamictitos está representada por arenito médio a muito fino, arcossiano a sublítico, e às vezes muito argilosa, com argila de natureza illítica (Bossi, 1966).

Goso (1994), em seções delgadas, reconheceu na fração arenosa, clastos subangulosos de plagioclásios e microclínio saussuritizado, e minerais opacos como acesórios.

Os clastos são de diversos tamanhos e apresentam feições irregulares. São facetados e geralmente clasto-suportados. A composição é do tipo polimítica, com

fragmentos de granitos, milonitos, quartzitos, gnaisses, calcários, filitos e metapelitos, concreções biogênicas e rochas ígneas máficas.

A geometria destas fácies é muito irregular apresentando feições tabulares e acanaladas. As espessuras apresentam certo grau de relação com a geometria. Geralmente é bastante variável e depende das figuras erosivas, da paleotopografia do substrato proterozóico e do grau de preservação e erosão de cada episódio.

Na localidade de Paso del Puerto, estas fácies evidenciam uma alta variabilidade na espessura, entre 2 e 30 m que indicam geometrias do tipo acanaladas, controladas por uma topografia do embasamento cristalino muito acidentada.

Nos poços Paso Ullestes e Salsipuedes, os pacotes diamictíticos apresentam espessuras que variam entre 2 e 15 m.

Na fazenda Las Moras (Figura IV-15-D), as rochas diamictíticas com alto grau de consolidação são de natureza polimíctica, com clastos muito angulosos, facetados e estriados. Este diamictito com estrias glaciais define-se como um tilito de antigas morenas de alojamento. Este depósito encontra-se preenchendo sulcos glaciais, na frente de estruturas glaciogênicas gravadas no embasamento cristalino e no próprio tilito (Figura IV-15C). No mesmo local aparecem intercalados aos ritmitos com *dropstones*, diamictitos polimícticos estratificados e gradados, com estratos granodecrecentes e granocrecientes, os clastos de tamanho até 25 cm, compostos por quartzo, pelitos, granitos e calcários. Estas unidades diamictíticas expõem geometrias acanaladas e acunham-se lateralmente. Localmente, mostram estratificação cruzada e horizontal com clastos de composição carbonática e sub-arredondados.

Na localidade de Paso Romero (San Gregorio de Polanco), as fácies diamictíticas apresentam estratificação incipiente, desenvolvendo fácies de tipo Dmg com gradação normal. Estas litofácies expõem-se em pacotes métricos intercalados com arenitos médios a grossos, micáceos a sublíticos, e arcossianos de cores avermelhadas e violáceas, com estruturas deformacionais e diques clásticos.

Nos poços Salsipuedes e Rincón del Bonete, as fácies diamictíticas apresentam clastos polimícticos subangulosos, e espessuras que variam entre 10 e 20 m.

Na localidade de Paso Minuano, estas fácies atingem espessuras de 5 m. Em Paso del Puerto, no Rio Negro, as geometrias são acanaladas e apresentam espessura de

10 m. Outras zonas com afloramentos de diamictitos maciços localizam-se no Paso del Gordo (“Arroio Cordobés”). Na região dos morros Guazunambí, as fácies de diamictitos associam-se a grandes *boulders* com matriz milonítica.

fácies de conglomerados

São conglomerados polimíticos, com clastos de até 30cm, arredondados e angulosos (seixos de calcário, quartzito e granito), clasto-suportados (areia grossa a média), às vezes maciços ou com gradação normal que aparecem em estratos métricos. Estas fácies aparecem em subsuperfície nos poços Salsipuedes e Guichón e associados à fácies de arenitos com estratificação cruzada e arenitos maciços.

fácies arenitos gradados

Litologicamente estas fácies estão representadas por arenitos finos a muito grossos, com matriz argilosa, subarcosianos, micáceos, vermelhos e com gradação normal. Desenvolvem ciclos decimétricos a centimétricos com geometria tabular e estratificação horizontal na base e *climbing ripples* no topo. Às vezes acunham-se com fácies conglomeráticas que ocasionalmente apresentam diques clásticos.

Estas fácies arenosas, associadas a fluxos suspensivos de areia, também ocorrem em uma pequena pedreira localizada no caminho que une Paso del Gordo à localidade de Arévalo; ao sul da localidade de Cerro de las Cuentas, no cruzamento da ferro-rodovia com a rodovia Nº 7 (Figura IV-15B).

fácies de arenitos finos a muito finos maciços e com laminação convoluta

Integram estas fácies arenitos finos argilosos que apresentam cores amareladas e marrons, estratificação pouco ou mal definida, portanto, geralmente, são de aspecto maciço. Também apresentam estratificação convoluta e estruturas de escape de água. Estas fácies atingem espessuras de vários metros e estão bem expostas na base dos poços Guichón e Salsipuedes. Ocorrem também afloramentos deste tipo em Paso Minuano, no Rio Negro e na base dos Cerros Guazunambí (Figura IV-15F).

fácies arenitos médios a grossos com estratificação cruzada e com *ripples*

Esta unidade faciológica é composta por arenitos médios a grossos sub-arredondados a subangulosos de composição subarcosiana. A estratificação cruzada é de tipo acanalada e tangencial, de mediano a grande porte, com geometrias tabulares e cuneiformes. Associadas com estas fácies reconheceram-se arenitos médios com *ripples* cavalgantes e *ripples* simétricos.

Estas fácies foram observadas nas localidades de Paso Minuano e Paso del Puerto (Figura IV-15H), no Rio Negro, tendo sido também reconhecidas em grandes escarpas nas proximidades de Pueblo Arévalo, no caminho que une esta localidade com a Ruta Nacional Nº 7, e a 18 km a norte da localidade de la Paloma no departamento de Durazno, na fazenda do Estado.

A associação de fácies do sistema Rio Negro que caracteriza os depósitos da Formação San Gregorio, está relacionada a processos predominantemente de ressedimentação em massa. Tratam-se de fluxos de detritos e queda maciça de sedimentos vinculado a um ambiente de tipo flúvio-glacial, fluxos de detritos coesos com retrabalhamento de correntes, fluxos de detritos arenosos e turbidíticos, e localmente decantação a partir de mecanismos suspensivos com descarga de detritos, pela passagem de gelos flutuantes ou migrantes.

A ocorrência tanto de pacotes diamictíticos ressedimentados, produto de fluxos gravitacionais, quanto de canais arenosos com a presença localizada de *dropstones*, evidencia pequenos corpos de água isolados, represados e alimentados por sedimentos glaciogênicos.

Por um lado, a presença de tilitos de alojamento, com clastos facetados e pavimentos estriados na fazenda Las Moras, e por outro, os matacões erráticos e *boulders* nos morros Guazunambí, sugerem uma situação proximal ao glacial (Visser *et al.* 1987).

Tanto os depósitos diamictíticos maciços que se relacionam com diamictitos ressedimentados, quanto os arenitos estratificados associados a correntes por tração, nas localidades de Paso Minuano, Paso del Puerto e Paso Romero, são interpretados como vinculados a leques aluviais e subaquáticos à frente do glacial (Eyles *et al.* 1985).

Os arenitos finos com laminação covoluta estão relacionados a deslizamentos gravitacionais e *slumps* por liquificação e fluidização. Arenitos com *ripples*, geralmente encontram-se no topo desta associação faciológica e relacionam-se com a migração de areias regime de fluxo inferior, com retrabalhamento por ondas marinhas. Isto está evidenciado nos arenitos com *ripples* simétricos e estrias glaciais da fazenda Las Moras.

Foram observadas direções de paleocorrentes para o norte e noroeste, em estrias e estratificações dos canais subaquáticos na localidade de Cerro de las Cuentas. A deformação do “substrato milonítico” dos *boulders* nos morros Guazunambí, assim como também, a presença de clastos de granito, metamorfitos e calcários, sugerem suprimento flúvio-glacial e glacial desde o sul e sudeste da bacia, particularmente das porções altas e montanhosas do cráton do Rio de la Plata.

A associação faciológica Rio Negro, que constitui o preenchimento basal do ciclo Asseliano-Kunguriano, evidencia um trato de sistema de mar baixo (TSMB).

Associação de fácies glácio-lacustre com retraballamento marinho

Esta associação está composta basicamente pelas fácies ritmitos e pelitos laminados, arenitos com estratificação ondulada e arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo.

fácies de ritmitos e pelitos laminados com *dropstones*

Estas fácies estão constituídas por ritmitos miliméticos a centimétricos de argilito e siltito, que às vezes torna-se arenoso, podendo apresentar *dropstones*, de grãos arenosos e seixos que provocam deformação das lâminas (FId).

Esta unidade exhibe contatos abruptos com fácies diamictíticas que às vezes resultam em ciclos granodecrecentes. Um arranjo similar destas unidades, que expõem relações do tipo transicional, onde depósitos diamictíticos e arenitos gradados e com estratificação cruzada acunham-se com ritmitos com *dropstones* e *ripples*, pode ser observado nos ciclos granodecrecentes localizados na borda leste do sistema Rio Negro.

Nos depósitos basais localizados na fazenda Las Moras, onde os pelitos e ritmitos apresentam um rico conteúdo de palinomorfos, é definida a idade mais antiga do sistema, próxima do limite do Permocarbonífero. Nesse local foi possível reconhecer as relações laterais de natureza transicional, onde as fácies diamictíticas acunham-se e localmente interdigitam com as camadas pelíticas.

Uma relação similar, de depósitos flúvio-lacustres com domínio glacial, representados por diamictitos maciços, gradados e estratificados, arenitos com estratificação cruzada e ritmitos finos constituídos por pelitos com *dropstones*, apresenta-se em um paleovale glaciogênico que se localiza no km 377 da Rodovia 8, ao sudeste da cidade de Melo (Figura IV-15G).

fácies de arenitos com laminação ondulada

Esta fácies está representada por arenitos finos a médios, com escassa matriz pelítica, apresentando laminação e estratificação ondulada por ação de ondas.

Estes depósitos localizam-se no topo da seção em Paso del Puerto, na margem esquerda do Rio Negro. Nesse ponto os arenitos preservam *ripples* de corrente e *ripples* simétricas com laminação ondulada associadas à ação de ondas.

Na seção exposta no morros Guazunambí os arenitos apresentam *ripples* cujo eixo das cristas possuem direção SW-NE, e paleocorrentes para SW .

No topo da seção arenosa da fazenda Las Moras, ao sul do povoado Cerro de las Cuentas, os arenitos apresentam pacotes de até 10 m de espessura com *ripples* simétricos, produto da ação de ondas. Nessa localidade, estas litofácies exibem estrias de origem glacial com direção NE, que seguramente vinculam-se com a ação de massas de gelo migrantes em um corpo de água raso (Figura IV-15E).

fácies de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo

São arenitos médios a finos, às vezes grossos, com escassa matriz pelítica, e estratificação cruzada de baixo ângulo a sub-horizontal. Aparecem em estratos tabulares, de espessura métrica e aparecem associadas às fácies de arenitos com estratificação ondulante.

As melhores exposições e relações de fácies apresentam-se ao sul de Cerro de las Cuentas, particularmente na fazenda “Las Moras”.

Subciclo Glácio-marinho - Sistema Sierra de Guazunambí

Este conjunto faciológico está litoestratigraficamente materializado por depósitos fundamentalmente finos, de cor cinza, agrupados na Formação Cerro Pelado, e evidenciam influência glaciogênica com variações climáticas de frias e áridas a temperadas (de Santa Ana *et al.*, 1993).

A associação faciológica foi caracterizada e definida por Goso (1995), na área aflorante e subaflorante de Cerro Largo Sul, na Sierra de Guazunambí, próxima à localidade de Arbolito, onde esta unidade apresenta um bom desenvolvimento.

Goso (*op.cit.*), a partir de informação de superfície e subsuperfície realizou um estudo estratigráfico seqüencial, onde define o conteúdo faciológico e as relações estratigráficas deste sistema deposicional.

Associação de fácies glácio-marinhas

Esta associação de fácies está composta pelas fácies de pelitos e folhelhos laminados e bioturbados, fácies de arenitos finos a grossos e fácies de diamictitos (Figura IV-16)

fácies pelitos e folhelhos laminados e bioturbados

A cor deste conjunto litofaciológico é preta e cinza escuro quando a matéria orgânica atinge 1,60 % de carbono orgânico total (COT). Nesse caso o tipo predominante é algal. A laminação é horizontal e o aspecto é papiráceo. Nos afloramentos reconhecem-se lâminas de 0,2 a 1,0 cm de natureza síltica e argilosa com teor variável de calcário (Figura IV-16 B,C).

Esta unidade é rica em conteúdo palinológico e evidencia importantes variações no tipo e conteúdo da matéria orgânica. Apresenta teores de COT entre 0,7 a 1,67%,

fundamentalmente com matéria orgânica tipo I no setor ocidental da bacia. Por sua vez, é de natureza herbácea e lenhosa no setor localizado a leste da bacia onde se constata maior aporte de natureza continental (Figura IV-16 C,F,G).

SISTEMA CUCHILLA DE GUAZUNAMBI **ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES GLACIOMARINHAS**

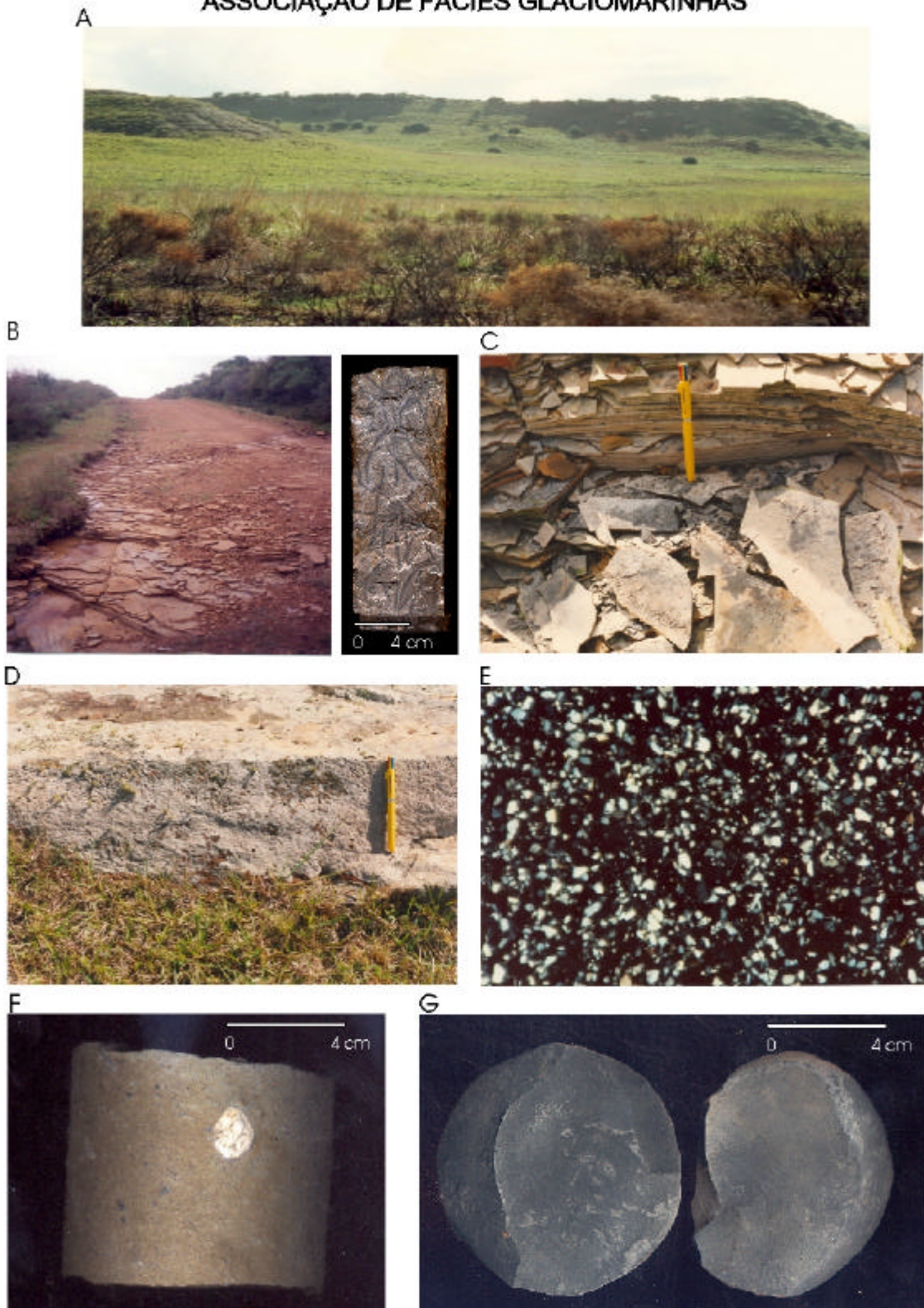


Figura IV- 16.A: Vista geral da Cuchilla de Guazunambi. B: fácies de folhelhos laminados bioturbados. Detalhe mostrando pelitos laminadas com ichnofósseis (ponto 43). C: fácies pelitos com laminação horizontal muitos fósseis e de aspecto papiráceo(ponto 2). D: fácies arenito fino com estratificação cruzada, horizontal, com geometria tabular (ponto 2). E: microfotografia da fácies arenitos finos com matriz sílica e clastos angulosos a subangulosos de natureza quartzosa (ponto 2). F: fácies diamictitos maciço suportado por matriz sílica (poço NO3-Sx1, Test. 26 prof. 2080 m.). G: fácies pelitos cinza e pretos fossilíferos de influencia marinha (poço NO3-Sx1, Test. 36 prof. 2170 m)

Este conjunto faciológico expõe um desenvolvimento muito contínuo na bacia, relacionando-se tanto lateral quanto verticalmente com pelitos maciços ou pobremente laminados e pelitos com *dropstones*, com lâminas que às vezes podem apresentar gradação normal incluindo arenitos imaturos muito finos. Esta unidade exhibe relações transicionais com camadas métricas a centimétricas de arenitos finos gradadas e estratificadas.

Goso (1995) reconheceu estas litofácies tanto em subsuperfície quanto em superfície na área da Sierra de Guazunambí e observou bioturbações com marcas de icnofósseis, predominantemente representados pelos icnogêneros *Taenidiun*, da espécie *Cruziana problematica* (Figura IV-16 B).

Estas litofácies, com bom desenvolvimento nos poços Yacaré e Artigas (camada Yacaré), se associam ao terço inferior da Formação Cerro Pelado, e são reconhecidas em quase todos os poços do setor ocidental da bacia, onde apresentam espessuras entre 5 e 20 m.

fácies de arenitos finos a grossos

Geralmente, os arenitos expõem granulometrias finas a médias, de natureza subarcosiana, micáceos e com matriz síltica. Apresentam diversas estruturas deposicionais, como estratificação cruzada tangencial e sigmóide, assim como também, cruzada de tipo cavalgante. Os ciclos gradacionais são de tipo *fining-upward*, e geralmente apresentam geometria tabular.

Arenitos tabulares de espessura decimétrica, com estruturas gradacionais, são reconhecidos na parte superior da Formação Cerro Pelado no afloramento localizado na falha de “Frigorífico PUL”, na rodovia Nº 8, e na área tipo da unidade, ao leste da cidade de Melo. Nos poços rasos e afloramentos na área da Sierra de Guazunambí e no setor norte-ocidental da bacia, estas litofácies são reconhecidas no topo da Formação Cerro Pelado. Por exemplo, nos poços Pelado N07 Px-1, Artigas N02 Ax-1, Yacaré N08 Yx-1, onde estas unidades tabulares de grande desenvolvimento, mostram até 10 m de espessura.

As fácies com estratificação cruzada tangencial e sigmóide, às vezes com sets truncados, localizam-se no Caminho de la Cruz e na Cuchilla de la Portera de Piedra, na região de Cerro Largo Sul (Figura IV-16 D).

fácies de diamictitos

Estas litofácies estão representadas por diamictitos cinzas, maciços, matriz-suportados, desorganizados, com seixos e grânulos de tamanho fino a médio e ocasionalmente grossos. Sua composição é polimítica, com clastos angulosos de granito, quartzito, filito e calcários. Os lamitos com seixos são cinza médio, com matriz pelítica com 0,5 % de matéria orgânica de origem mista. Os clastos são de areia média a grossa, arredondados e de composição quartzosa (Figura IV16 F).

Esta unidade é reconhecida tanto em subsuperfície quanto em superfície na região de Cerro Largo Sul, nas Cuchillas de Guazunambi, de los Portones e de Arbolito, assim como, em subsuperfície na região ocidental da bacia, onde esta unidade faciológica atinge espessuras médias de 80 m. Estas fácies também têm sido reconhecidas no flanco sul e em pequenas bacias da “Ilha Cristalina de Rivera”.

Os depósitos acumulados por decantação a partir da suspensão e desaceleração de correntes relacionadas com sedimentos finos laminados, que interatuam com arenitos gradados associados a fluxos turbidíticos distais, indicam um aprofundamento da bacia com um aumento do nível do mar. A ocorrência de processos de ressedimentação e remobilização em massa de sedimentos, materializada por fácies diamictíticas e lamíticas (Goso, 1995) evidencia uma influência glaciogênica em âmbito marinho.

A maior espessura destas fácies registra-se na região ocidental da bacia, no poço Artigas, onde atinge 20 m. Nesses depósitos predomina a matéria orgânica tipo I e II e o registro fóssilífero é fundamentalmente de origem marinha. Naquele setor, o mergulho regional mostrado pelos perfis de mergulho, indicam direções NW, com sentido de ingressão marinha predominantemente de norte e noroeste (Figura IV-16 F,G).

No setor oriental da bacia registram-se uma maior acumulação de palinomorfos continentais associada a fácies de ressedimentação e direções de paleocorrentes

para NW e W nas fácies arenosas, que estariam indicando a persistência de suprimento glacial de sudeste.

A rápida incursão marinha representada pela “Camada Yacaré” (unidade basal da Formação Cerro Pelado) marca a presença de um trato de sistema transgressivo, com importante influência glacial materializado por fácies lamíticas e diamictíticas, que definem mecanismos de ressedimentação associados a fluxos de detritos e *rain out*.

O sistema glácio-marinho que caracteriza a sedimentação durante o Artinskiano-Kunguriano, individualiza a máxima expansão da área deposicional da bacia. Isto se define por um progressivo aumento do *onlap* sobre sistemas flúvio-glaciais e parte do cráton do Rio de la Plata, no setor sudoeste da Bacia Chacoparaná uruguaia e argentina.

O sistema deposicional Cuchilla Guazunambi evidencia um Trato de Sistema Transgressivo (TST), que se registra em todas as bacias de domínio atlântico.

Aspectos paleogeográficos da sedimentação glaciogênica Asseliano-Kunguriano

O ciclo Asseliano-Kunguriano representado na BChPu está definido pelo intervalo I e por uma associação esporopolínica que individualiza a passagem Carbonífero-Permiano. Esta unidade é materializada pela associação de fácies que caracterizam o trato de sistema Rio Negro. Integram esta associação sistemas continentais predominantemente flúvio-glaciais e limno-glaciais com preservação de algumas estruturas erosivas como estrias, sulcos, promontórios e vales entalhados sobre o embasamento cristalino e sobre depósitos tilíticos de alojamento, que marcam a passagem e ação glaciogênica no setor sul da bacia .

Os sedimentos predominantemente grossos que caracterizam esta associação faciológica expõem uma proveniência de rochas ígneas e metamórficas das bordas sul e sudeste de terrenos paleotopograficamente altos do embasamento cristalino do Rio de la Plata e Cuchilla de Dionisio (Bossi & Campal, 1992), com sistemas continentais empilhados desde o sul e sudeste para noroeste e oeste. Isto está registrado através da distribuição e de eixos dos depocentros, das direções de paleocorrentes, assim

como também, pelo sentido de fluxo das geleiras definidas a partir das direções das estrias e outras estruturas erosivas glaciogênicas observadas na fazenda Las Moras.

No Kunguriano, a diminuição das massas de gelo gerou uma rápida subida do nível do mar, provocando importantes avanços e *onlap* nas áreas cratônicas do norte, leste e provavelmente sobre os atuais altos de embasamento da borda sudoeste da Bacia Chacoparanaense.

O alívio da carga isostática gerada pela deglaciação definitiva, com a conseqüente fusão das massas de gelo na borda sul da bacia, e a tectônica operante na margem gondwânica, geraram um ajuste e uma compensação isostática, com soerguimento dessas áreas da borda sul e subsidência e individualização de depocentros nos setores oeste e leste da bacia.

Na região norte-ocidental, novas áreas deposicionais começam a individualizar-se a partir da ingressão marinha provinda de oeste. Esta situação transgressiva provoca uma expansão da área deposicional, sendo a sedimentação glácio-marinha controlada pelos altos internos preservados da bacia, como por exemplo: Alto Paysandú-Cerro Ombú, Alto Gaspar-Biassini e Alto Rivera-Aceguá.

IV.2.2- Ciclo marinho-deltaico Kunguriano - Sistema Cuchilla de Melo Este

A região de “Cuchilla de Melo” está localizada a 40 km para nordeste da cidade de Melo, e apresenta-se como um leve acidente morfoestrutural de direção E-W, seguindo o eixo da “Cañada de los Burros” e o “Bañado de Acegúa”.

No setor leste da estrutura, desde o morro La Valeriana até o Paso del Carbón, sobre o Rio Yaguarón, na fronteira com o Brasil, as fácies desta associação se apresentam melhor individualizadas a partir dos dados de superfície e subsuperfície.

Exposições relativamente completas deste conjunto faciológico localizam-se na região de Rincón de Pí, ao sul da cidade de Fraile Muerto. Ao nordeste da bacia, outras seções aflorantes que individualizam os ciclos transgressivos e o registro da máxima inundação marinha (MFS), são identificados no curso do Arroyo Seco, ao norte da “Isla Cristalina de Rivera”.

As fácies conglomeráticas grossas e de arenitos com estratificação cruzada de grande porte, e horizontal de natureza aluvial com retrabalhamento eólico, apresentam-se no morro La Pedrera, 7 km ao leste da cidade de Melo. Essas mesmas litologias afloram na estrada secundária ao norte da rodovia Nº 26, a cerca de 15 km da cidade de Melo, e na rodovia Nº 7, entre as localidades de Fraile Muerto e Tres Islas.

Nos extremos oeste e noroeste da bacia, analisando os poços Salto, Belen, Yacaré, e Itacumbú, estão somente representadas fácies pelíticas e heterolíticas bioturbadas e fácies arenosas finas com estratificação tipo *ripple* e *humocky*.

Nos poços Artigas e Pelado, que estão localizados no extremo norte da bacia, foi caracterizada a presença por um lado, de corpos arenosos grossos com estratificação cruzada na base e por outro lado, arenitos finos com *ripples* com pelitos e sedimentos heterolíticos, em um arranjo similar àquele da região leste da Cuchilla de Melo.

Este ciclo pôde ser caracterizado em três grandes associações de fácies: associação de fácies alúvio-deltaico; associação de fácies deltaicas, e associação de fácies prodelta-plataforma .

Associação de fácies alúvio-deltaico

Esta associação de fácies é representada por: fácies de conglomerados polimíticos, fácies de arenitos com estratificação horizontal e *climbing ripples*, e fácies de arenitos com estratificação cruzada de grande porte (Figura IV-17)

SISTEMA CUCHILLA DE MELO LESTE ASSOCIAÇÃO ALUVIAL-FLUVIAL

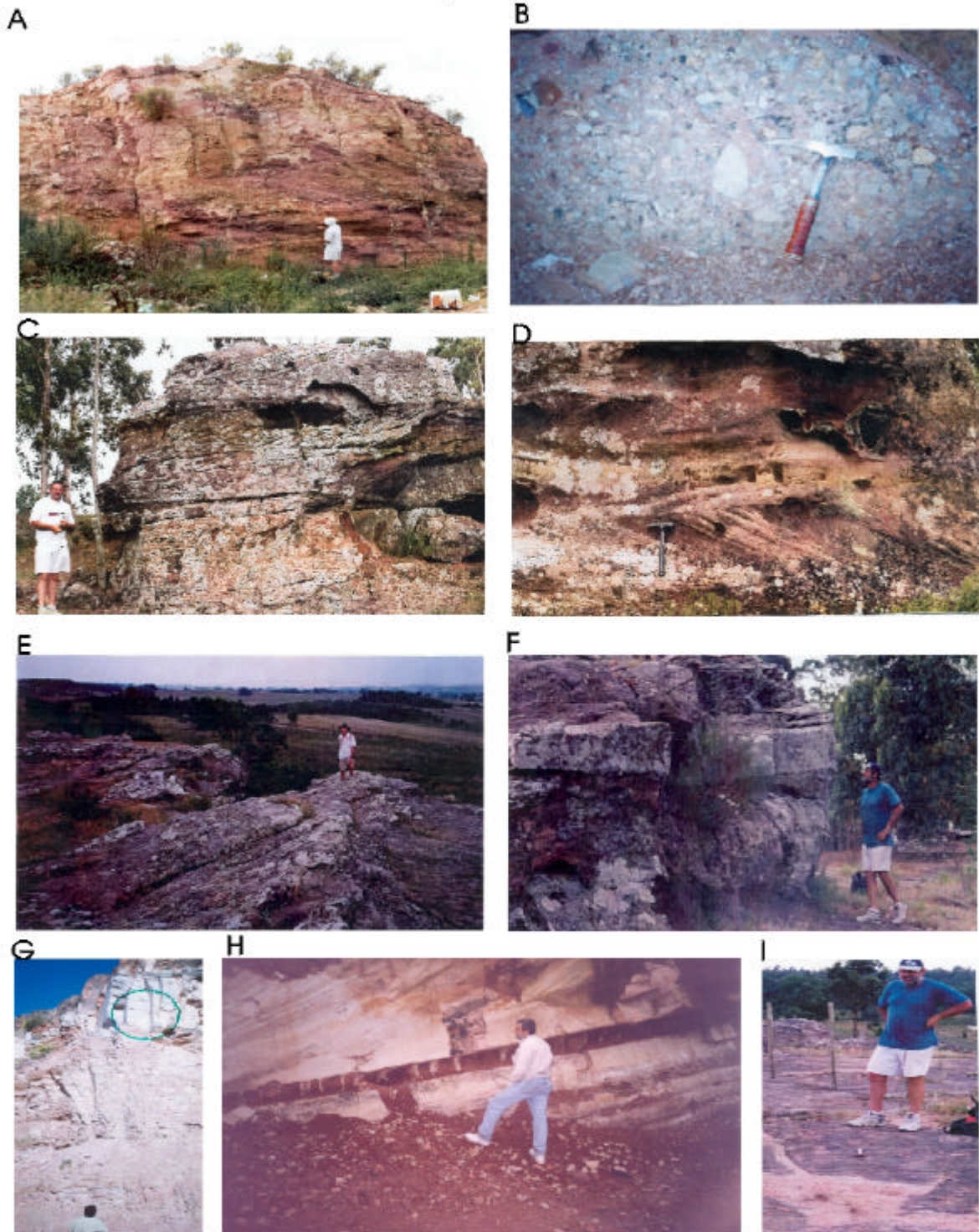


Figura IV - 17. A : fácies conglomerados e arenitos com estratificação cruzada e horizontal (ponto 6). B: detalhe de conglomerados polimíticos com clastos angulosos de até 12 cm de diâmetro (ponto 6). C e D: fácies arenitos médios a grossos com estratificação cruzada tabular, as camadas frontais dos estratos cruzados podem apresentar tangencialidade na base e inclinações menores de 25° indicando paleocorrentes nas barras fluviais para o SW e NW (ponto 7). E: fácies arenitos com estratificação cruzada de grande porte associados a grandes barras de sistema *braided* (ponto 7). F: facies arenitos meios com base plana e topo curvo (ponto 7). G: facies arenitos finos a médios com estratificação cruzada de grande porte com retrabalhamento eólico, indicando paleocorrentes para E. (ponto 6). (H) detalhe de dique clástico (ponto 6) e (I) detalhe de *ripples* de corrente (ponto 7).

fácies de conglomerados polimíticos

Esta unidade apresenta exposições de muito boa qualidade na pedreira municipal que se localiza no morro La Pedrera, a 7 km a leste da cidade de Melo. Aqui expõem-se frentes que superam 20 m de espessura com uma extensão de aproximadamente 500 m.

Tratam-se de conglomerados polimíticos relativamente organizados com estratificação cruzada e horizontal. Os fragmentos líticos apresentam imbricação. São de natureza granítica, gnáissica, milonítica, quartzítica, e, às vezes, aparecem clastos lamíticos e pelíticos cinzas com tamanhos em torno de 2 a 5cm.; a matriz arenosa é de composição arcossiana a subarcossiana de cor avermelhada (Figura IV 17 A,B).

Os depósitos conglomeráticos apresentam tanto geometria tabular, quanto cuneiforme e acanalada. O arranjo é do tipo estrato e granodecrescente. Nestas fácies conglomeráticas acunham-se delgados corpos lenticulares e tabulares, de tipo lençóis de areia conglomerática, imatura e com estruturas gradacionais, tanto normal quanto inversa. Estas fácies são interpretadas como associadas a sistemas de correntes de tração, canalizadas e desenvolvidas em leques alúvio-fluviais.

fácies de arenitos com estratificação cruzada

Esta associação faciológica apresenta boas exposições em diferentes pontos da bacia. Por exemplo, na ladeira leste do morro La Tuna, a leste da cidade de Melo; próximo da localidade de Tres Islas; na borda leste da bacia, na rodovia Nº 26; e ao norte dessa rodovia, a 15 km a leste da cidade de Melo. Na localidade de Rincón de Pi aflora uma extensa seção com fácies arenosas, pertencentes a esta associação faciológica.

Em subsuperfície, esta unidade está representada nos poços do setor leste da bacia, como no poço El Aguila, e perfurações realizadas para a exploração de carvão (Paso de Melo e Paso del Carbón).

Estas fácies caracterizam-se por arenitos médios a muito grossos, subarcossianos a sublíticos, com cores róseas, vermelhas e violáceas. Podem apresentar estratificação gradacional normal e inversa com estruturas de deformação sinsedimentar e estratificações cruzadas acanaladas de mediano a grande porte. Os

ângulos das estratificações cruzadas diminuem para o topo dos estratos. As paleocorrentes medidas indicam direções N 220 e N 330 (Figura IV-17 C).

Os arenitos médios também apresentam estratificação cruzada planar, geometrias tabulares e cuneiformes com *ripples* simétricos e debilmente assimétricos. Além disto, aparecem *ripples* cavalgantes com direções de paleocorrente N 240, N 270 e N 320 (Figura IV-17 D,I).

Todos os arenitos exibem uma tendência a se dispor em ciclos granodecrescentes de 1 a 3 m de espessura. Cada um desses ciclos está limitado por superfícies de reativação ou níveis pelíticos muito finos, deformados e ferrificados.

Os arenitos pertencentes a estas fácies com estratificações cruzadas caracterizam um regime de fluxo inferior, que provoca migração de areia e gera dunas arenosas subaquosas, com estratificação cruzada acanalada e barras transversais, que estão registradas por arenitos com estratificação cruzada (Figura IV-17 E,F).

A predominância dos arenitos de canal sobre depósitos finos sugerem a presença de sistemas fluviais de tipo *braided*, dominados por um sistema de canais entrelaçados.

fácies de arenitos com estratificação horizontal e *climbing ripples*

Estas fácies que aparecem na região do morro La Pedrera mantêm uma relação gradacional e transicional com fácies de conglomerados polimíticos. Está litologicamente constituída por arenitos finos a grossos, de composição quartzosa a sublítica, com feldspatos predominantemente potássicos e parcialmente caulinitizados, e geralmente micáceos e de cor arroxeada.

Geralmente apresentam geometria tabular com estratificação horizontal, com estrutura do tipo lineação de partição (*parting lineation*), com minerais densos orientados. Isto evidencia a ação de correntes de tração de regime de fluxo superior. Estas fácies mostram freqüentemente gradação normal e no topo *climbing ripples*, com *ripples* parcialmente preservados e lâminas pelíticas com gretas de contração que ocasionalmente aparecem retrabalhadas por eventos tracionais. As cristas dos *ripples* apresentam direção N 280-320, com paleocorrentes que indicam direção NE-

SW. Na base dos arenitos, no contato com termos grossos desenvolvem-se diques clásticos (Figura IV-17 H).

Estas fácies são interpretadas como lençóis de areia tabulares de sistemas aluviais com episódios de decantação associados com o desenvolvimento de pequenas planícies de inundação com exposição subaérea.

fácies de arenitos com estratificação cruzada de grande porte

Esta litofácies relaciona-se tanto vertical quanto lateralmente, em contatos gradacionais, com os arenitos finos a grossos com estratificação horizontal e com as fácies que caracterizam o conjunto conglomerado-areia.

São arenitos finos e médios, de composição quartzosa a sublíticos, com grãos arredondados a muito arredondados e polidos. As estratificações são cruzadas planares de grande porte com ângulos de inclinação entre 20 a 25°. Nas superfícies frontais observam-se *ripples* isolados.

As paleocorrentes medidas nas faces de avalanche dos grandes sets que atingem 15 m de espessura, registram direções N90 a N110 (Figura IV-17 G,H). Esta unidade faciológica representa a deposição de frente deltaica com provável retrabalhamento eólico de algumas barras no ambiente flúvio-deltaico.

Associação de fácies deltaicas

Nesta associação faciológica se incluem: fácies de arenitos com estratificação cruzada tipo *hummocky*, fácies de arenitos gradados com estratificação horizontal e megaondulações simétricas, fácies de pelitos carbonosos e carvão, e fácies de arenitos grossos (Figura IV-18).

fácies de pelitos carbonosos e carvão

Estas fácies apresentam escassa expressão e foram reconhecidas no extremo nordeste da bacia, na região da Cuchilla de Melo, onde está o depocentro da Cañada dos Burros, a área de máxima subsidência. Naquela porção bacinal, o

SISTEMA CUCHILLA DE MELO ESTE **ASSOCIAÇÃO DE FACIES MARINHO PLATAFORMAL DELTAICO**



Figura IV - 18. A: fácies arenitos gradados com detalhe de mega-ripples (B) gerados por ondas (ponto 8). C : fácies arenitos muito finos com laminação ondulada (D)estratificação tipo hummoky associada a tempestitos e barras de plataformas (ponto 33). E: fácies arenitos finos de geometria tabular. (Ponto 34) F: fácies arenitos conglomeráticos gradados.(ponto 34). G: fácies ritmicos heterolíticos, fosfáticos - glauconíticos de plataformas com detalhe de acamamento *wavy* e *linsen*. (ponto 9)

registro arenoso flúvio-deltaico e litorâneo da Formação Tres Islas supera os 100 m de espessura.

Em superfície, estas fácies têm sido reconhecidas no Paso del Carbón, no Rio Jaguarão e na estrada a Paso de Melo, onde as camadas de carvão não superam 1,5 m de espessura.

Em subsuperfície, na região de Cuchilla de Melo, têm sido reconhecidos vários níveis carbonosos em mais de 10 poços, com uma profundidade de 35 a 235 m. Tanto no poço Cañada de los Burros, quanto Paso de Melo, apresenta-se um pacote com uma espessura máxima de 1,2 m. Nos poços de Picada da Tia Gregoria, Picada de la Cachoeira e Cuchilla de Melo, expõem-se de 3 a 6 camadas de carvão de 0,5 m de espessura. Nas perfurações Berachi, Aceguá e Picada de Felipe não foram observadas estas fácies. As fácies pelíticas carbonosas possuem cores cinzas e quando mais escuras gradam para carvão. Estas fácies apresentam aspecto maciço, ou podem apresentar estruturas laminadas, onde alternam níveis de areia e camadas de carvão, e restos de raízes e folhas. Os carvões de aspecto fosco são de composição sub-betuminosa.

Tanto os pelitos cinza escuros a pretos, quanto os níveis carbonosos associados, apresentam um importante controle paleogeográfico e tectôno-fisiográfico. Estes depósitos dispõem-se linearmente, de forma muito longa e estreita, em regiões baixas limitadas por estruturas do embasamento da Sierra de Rios e Aceguá.

A partir de informação estratigráfica de subsuperfície foi possível identificar fácies lacustes e palustres associadas com litofácies carbonosas. Estas localizam-se no topo de arenitos subarcosianos médios a grossos e conglomeráticos. Intercalam-se com fácies arenosas finas a médias, ortoquartzíticas, com estratificação cruzada de baixo ângulo e estratificação gradada e ondulada, geradas sob condições flúvio-deltaicas.

Provavelmente, os depósitos carbonosos de maior espessura foram gerados em sistemas parálicos, relacionados com ambientes palustres, deltas, estuários, e barreira-laguna, preservados pela ingressão marinha, em períodos de maior estabilidade tectônica.

Ao norte e nordeste do eixo da Cañada de los Burros, onde estas fácies desenvolvem várias camadas de menor espessura ou não estão preservadas,

possivelmente os sistemas lacustres poderiam estar mais afetados pelos contínuos movimentos da ingressão do mar. Na borda sul e sudeste, os depósitos lacustres estariam mais afetados pelas progradações fluviais desde o Alto de Sierra de Rios.

fácies de arenitos gradados com estratificação horizontal e megaondulações simétricas

Estas fácies estão associadas e relacionam-se concordantemente com pelitos cinzas laminados, e arenitos finos com estratificação ondulada e *hummocky*.

São arenitos gradados finos a grossos, subarcócos com clastos de feldspato potássico caulinitizados. Geralmente, a espessura é centimétrica a decimétrica. A geometria é tabular e os contatos são do tipo abrupto, planos a suavemente acanalados na base. Aparecem ondulações simétricas de grande porte, nas quais se observam grânulos, vinculando estas estruturas à atuação de ondas de tempestade (Figura IV-18 A,B).

Nestas fácies apresentam-se arenitos com estratificação horizontal, estruturas de escape de água, marcas de corrente subaquosas, *climbing ripples* e estruturas deformacionais (*slump*).

Em subsuperfície, estas unidades são reconhecidas nas perfurações do setor norte e norte-ocidental da bacia, entre profundidades de 1.500 e 2.100 m. Na perfuração El Aguila, no setor leste da bacia, esta unidade aparece entre 450 e 380 m.

Estas fácies remetem a processos relacionados com correntes de turbidez e fluxos suspensos de areia em ambientes de prodelta, onde o topo de cada ciclo turbidítico é retrabalhado por ondas de tempestade.

fácies de arenitos grossos

Esta unidade está litologicamente representada por arenitos grossos e muito grossos, localmente até conglomeráticos, selecionados, em geral com tamanhos menores a 2 cm. Os clastos são subarredondados a arredondados e apresentam composição subarcósica a sublítica, com matriz arenosa e localmente cimento calcário. Apresentam-se com estruturas gradacionais inversas, estratificação cruzada de pequeno ângulo e porte e laminação ondulada no topo, vinculada com ação de

ondas. Localmente podem apresentar figuras canaliformes de grande raio com tendência de gradação normal.

A geometria tende a tabular e conforma corpos de espessura decimétrica com grande continuidade lateral.

Foram reconhecidas em afloramentos das seções de Arroyo Seco, no departamento de Rivera, e também no terço superior das exposições de Rincón de Pí no departamento de Cerro Largo. Relacionam-se lateral e verticalmente com fácies de plataforma proximal.

Associação de fácies de plataforma

Esta associação está constituída pelas seguintes fácies: fácies de arenitos finos com *ripple* e *hummocky*, fácies heterolíticas com acamamento *linsen*, *wavy* e *microhummocky*, fácies de calcilitos micríticos, fácies de arenitos granocrescentes com estratificação cruzada (Figura IV-18)

fácies de arenitos finos com estratificação ondulada e *hummocky*

Estas fácies sedimentares apresentam afloramentos de boa qualidade no topo do morro La Valeriana; na margem esquerda da Cañada de los Burros, na estrutura de Isla Zapata (na Rodovia Nº 7, nordeste da cidade de Melo); e no terço superior da seção de Rincón de Pí, ao sul da localidade de Fraile Muerto.

São depósitos com espessuras menores de 15 m. Caracterizam-se por arenitos finos a médios, com estratificação cruzada tipo *hummocky* truncada por ação de ondas (Figura IV.18 C, D).

Os arenitos finos são de composição quartzosa, brancos a cinza claro, micáceos e bem selecionados. Apresentam estruturas geradas por ondas (laminação ondulada e ondulada truncada). Expõem, às vezes, restos de troncos carbonizados. Estes arenitos finos também desenvolvem estratificação plano paralela, em condições de decantação evidenciada pela presença de grandes fragmentos de biotita.

As cristas das ondas nos arenitos grossos, localizados nos ciclos gradacionais, indicam direção NW. Estes arenitos possuem espessura centimétrica e apresentam geometria tabular, aparecendo no topo do morro La Valeriana e Isla Zapata.

Estas fácies apresentam relações transicionais com pelitos arenosos cinza moderado, com estratificação ondulante e lenticular, e com figuras de deformação e bioturbação.

Estas fácies arenosas finas com estratificação tipo *hummocky* interpretam-se como geradas em ambientes de plataforma interna e *shoreface* influenciados por ondas de tempestade.

Litofácies arenosas quartzíticas de geometria tabular, com extensão kilométrica e com até 20 m de espessura reconheceram-se nos setores norte e noroeste da bacia. Estes corpos sedimentares mostram, tanto nos perfis Raio Gama quanto em testemunhos contínuos, um empilhamento granocrescente, pequenos ciclos com gradação normal e laminação bioturbada.

Estas fácies apresentam laminação plano paralela, *ripples* clinoascendentes, estratificação cruzada de baixo ângulo e laminação ondulada no topo. Associam-se por grandes extensões com pelitos marinhos. Nesse setor bacinal, estas fácies são interpretadas como barras de plataforma ou de *offshore*.

Fácies similares estão expostas na localidade de Arroyo Seco (departamento de Rivera), onde os níveis arenosos apresentam relações bruscas e transicionais com as fácies heterolíticas (Figura IV 18 E, F).

fácies heterolíticas com acamamento linsen, wavy e *microhummocky*

Esta fácies é a de melhor exposição, tanto em extensão quanto em continuidade em toda a bacia. Caracteriza um ambiente prodeltaico e plataformar em um trato de sistema deposicional deltaico e marinho, bem exposto na Cuchilla de Melo.

Litologicamente está composta por termos heterolíticos cinza claros a escuros, com acamamento lenticular e ondulado (*insen* e *wavy*). As lentes de arenito calcário, muito finos, são de espessura centimétrica a milimétrica, de coloração cinza clara, enquanto a fração pelítica dominante apresenta coloração cinza clara a escura, com finas laminações deformadas (Figura IV-18 G).

O acamamento ondulado está representado por lâminas e estratos finos ondulados, integrados por arenitos muito finos, pelitos e folhelhos.

A bioturbação é moderada a alta, apresentando freqüentemente a laminação totalmente deformada. Nestas fácies, a ocorrência de pirita é bastante abundante, sob forma disseminada ou em nódulos esféricos de 1 a 3 cm de diâmetro.

Este conjunto faciológico depositou-se por suspensão-tração, em águas relativamente calmas, com baixo nível de base de ação das ondas de tempestade e representa a superfície de máxima inundação da transgressão “Fraile Muerto”, correlacionável com a mesma superfície que caracteriza o “mar Palermo” no setor brasileiro da Bacia do Parana (Perinotto, 1992).

Esta fácies, de grande desenvolvimento na bacia, marca a passagem Kunguriano-Kazaniano, tendo sido caracterizada nos afloramentos e poços da região de Arroyo Seco, ao norte da Isla Cristalina de Rivera, onde foi definido o intervalo palinoestratigráfico J, segundo o critério bioestratigráfico de Daemon & Quadros (1970), para a Bacia do Paraná.

No setor aflorante da bacia, esta unidade está exposta na Cañada de los Burros, no flanco sul do morro La Valeriana. Na seção completa do Arroyo Seco (departamento de Rivera), os pelitos e fácies heterolíticas bioturbadas apresentam-se associadas com glauconita e os nódulos fosfáticos com abundante fauna marinha (Andreis & Ferrando, 1993).

Estas fácies alcança seu maior desenvolvimento no setor norte e noroeste, onde atinge espessuras superiores a 350 m (Figura IV 3, 4, 5, 6). Apresenta abundante bioturbação, estando vinculada a uma sedimentação de tipo plataformar.

fácies de calcilutitos micríticos

As rochas calcárias apresentam-se associadas lateral e verticalmente com as fácies heterolíticas e pelíticas cinza e pretas bioturbadas.

Estas fácies apresentam no domínio oriental da bacia geometrias lenticulares de até meio metro de espessura e poucos metros de extensão. No setor norte-ocidental desenvolvem-se camadas métricas relativamente contínuas de importante desenvolvimento tal como ocorre nos poços Artigas e Salto (Figura IV 2, 3).

Litologicamente estão constituídas por calcilutitos, em geral recristalizados, de natureza submagnesianos a dolomíticos, com alguns clastos de areia de composição siliciclástica dispersos.

Em geral apresentam aspecto maciço e as estruturas sedimentares mais comuns são laminação horizontal plano-paralela com estruturas de deformação, e alguns intraconglomerados nos contatos com as lâminas e corpos de siltito e argilito cinza.

fácies de arenitos granocrescentes com estratificação cruzada

Este conjunto litofaciológico desenvolve-se no setor norte e noroeste da bacia. Foi reconhecido em subsuperfície nos poços Artigas, Belén, Pelado e Yacaré (Figura IV 2, 4, 5, 6).

Está constituído por arenitos finos a médios, de composição quartzosa a sublítica, com clastos subarredondados a arredondados, de cor branca a cinza claro com tonalidades ocre em afloramentos; apresenta em geral intercalações pelíticas e heterolíticas de coloração cinza escuro a claro, e arenitos finos laminados com estratificação e laminação cruzada, podendo-se observar em afloramento como em testemunhos.

Os perfis de raios Gama (GR) permitiram reconhecer ciclos com ordenamento granocrescente e estratocrescente, com espessuras que variam entre 5 e 20 m. As paleocorrentes, caracterizadas nos perfis de mergulho, indicam direções predominantemente para o norte e oeste.

Com base no ordenamento estratigráfico, na espessura e nas características faciológicas, esses arenitos foram interpretados como barras de plataforma relacionadas com um sistema deltaico progradante. Esta progradação tem fonte na borda leste da bacia, bem como nos novos altos que marcam o início de grandes inversões estruturais e deposicionais da região ocidental e oriental da bacia no início do Kazaniano.

Aspectos paleogeográficos do ciclo marinho-deltaico do Sistema Cuchilla de Melo

Neste setor da bacia, esta associação faciológica atinge mais de 200 m de espessura, com predomínio de fácies arenosas, as quais superam os 170 m. Na região noroeste, este ciclo atinge 350 m de espessura, com barras de plataforma de 10 a 20 m nos poços Belén, Artigas, Pelado, Yacaré e Itacumbú, com ausência de representantes das fácies arenosas distais no poço Salto (Figura IV 13, 14).

Na região leste, nos poços Paso de Melo e Paso San Diego, localizados no extremo leste da Cuchilla de Melo, foram caracterizados 10 ciclos grano e estratodecrescentes de menor ordem (parasseqüências). Estes ciclos estão representados por arenitos conglomeráticos, arenitos médios, pelitos carbonosos e carvões e pelitos cinza escuros a pretos, com pirita, muito bioturbados e finos níveis e lentes calcários.

Na base destas perfurações para exploração de carvão, foram identificados 3 a 4 ciclos, de 15 a 30 m de espessura, representados por fácies proximais arenosas grossas a médias, subarcosianas e quartzo-ortoconglomerados, com estratificação cruzada que evidenciam o desenvolvimento e predomínio de sistemas flúvio-deltaicos dominados por correntes de tração.

Os sistemas lacustres e litorâneos presentes nos poços Paso San Diego e Melo, estão definidos pela presença de 3 a 4 camadas de carvão, com espessuras de 1,2 a 0,5 m (Bossi, 1966; Spoturno, 1984). Intercalam-se com arenitos finos, de composição quartzosa, com espessura que varia de 2 a 15 m.

Os ciclos superiores atingem os 8 m de espessura e estão representados por arenitos finos, com estratificação ondulada e *hummocky*. Também ocorrem fácies pelíticas e heterolíticas, de coloração cinza e bioturbadas, que caracterizam sistemas transgressivos de *shoreface* e *offshore*.

No setor norte e noroeste da bacia estas parasseqüências podem ser cartografadas a partir de diagrfias de correlação (raios gama e resistividade), onde, apesar de possuir uma menor ocorrência e desenvolvimento, as fácies arenosas

também foram cartografadas e caracterizados vários ciclos, ora com tendência estratodecrescente ora crescente.

No ciclo Kunguriano tardio, representado pela associação de fácies Cuchilla de Melo, é possível caracterizar dois lóbulos deltaicos, cada um deles com eixos EW. O lóbulo Artigas e o lóbulo Cañada de los Burros são progradacionais desde o leste e sudeste sobre uma extensa plataforma com mergulho regional noroeste e oeste, na direção da bacia chacoparanaense argentina. Ao fim do Kunguriano e início do Kazaniano - momento da máxima transgressão do Mar Fraile Muerto - gerou-se um *onlap* nas regiões altas da Sierra de Rios e Aceguá-Rivera.

IV.2.3- Ciclo Transicional-Marinho (Kazaniano-Tatariano)

O ciclo marinho Neopermiano está exclusivamente representado no setor oriental da BChPu. Evidencia-se no setor oeste por importantes controles tectônicos e deposicionais de direção NS e NW (Figura IV 13 y 14).

Este ciclo tem sido dividido em dois subciclos ou eventos deposicionais. O basal está relacionado a condições ambientais marinhas restritas - *lagoon*. Por sua vez, o superior está caracterizado por um maior suprimento de sedimentos sob condições de plataforma até planícies transicionais sob domínio de maré com mais ampla circulação e oxigenação.

O máximo desenvolvimento deste ciclo expõe-se no setor leste da BChPu, nos domínios da Bacia do Paraná e da Bacia do Karoo.

A idade Kazaniano desta sedimentação tem sido definida a partir da caracterização do intervalo palinoestratigráfico L2, do quadro bioestratigráfico da Bacia do Paraná (Daemon & Quadros, 1970), nos níveis calcários e betuminosos das seções-tipo no córrego Rodeo del Barón e nos poços da região oriental da BChPu (de Santa Ana, 1989; de Santa Ana & Veroslavsky, 1993).

O registro sedimentar tatariano, foi definido a partir da presença do registro de vertebrados (Piñeiro, 2001), e evidencia o início da oscilação e regressão do mar permiano, por fatores predominantemente do tipo tectono-eustáticos.

Subciclo Marinho Restrito-Lagoon - Sistema Cañada del Barón

O córrego Rodeo del Barón localiza-se a poucos km ao norte do povoado Mangrullo, no nordeste do departamento de Cerro Largo. Este córrego é tributário da Cañada de los Burros, e nele apresenta-se a melhor exposição da associação de fácies do sistema marinho restrito do Permiano superior

Associação de fácies marinho restrito - *lagoon*

Nesta associação são encontradas fácies de pelitos maciços micáceos cinzas, fácies de *mudstone* dolomíticos e brechas calcárias, e fácies folhelhos e margas betuminosas (Figura IV-19).

fácies de pelitos maciços micáceos cinzas

Este conjunto litofaciológico está integrado por pelitos muscovíticos, de cor cinza escuros, de aspecto maciço, com matéria orgânica mista a algal e com teores de matéria orgânica de até 0,5 %. A fração argilosa está constituída por esmectita e illita; a pirita é abundante e se apresenta como nódulos, cristais e disseminada.

A laminação plano paralela ondulada e lenticular é muito pouco evidente e está marcada pela disposição das lâminas micáceas e pela presença de lentes milimétricas a centimétricas isoladas de arenito muito fino carbonático, desenvolvendo localmente laminação deformada e marcas de carga.

Em associação com esta fácies, se desenvolvem estratos finos e lentes de 0,5 a 15 cm de arenitos muito finos calcários, com laminação ondulada truncada tipo *microhummocky*.

A bioturbação é muito escassa nos níveis que se intercalam com as camadas betuminosas e calcárias. Porém, é muito mais significativa nas lentes e níveis de arenitos finos.

Os depósitos pelíticos são fundamentalmente argilosos, micáceos, cinza médio a escuro, de aspecto maciço ou com laminação fina horizontal plano-paralela, ondulada e lenticular de pequena escala.

SISTEMA CAÑADA DEL BARON **ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES MARINHO RESTRITO COM INFLUÊNCIA DE MARÉ**

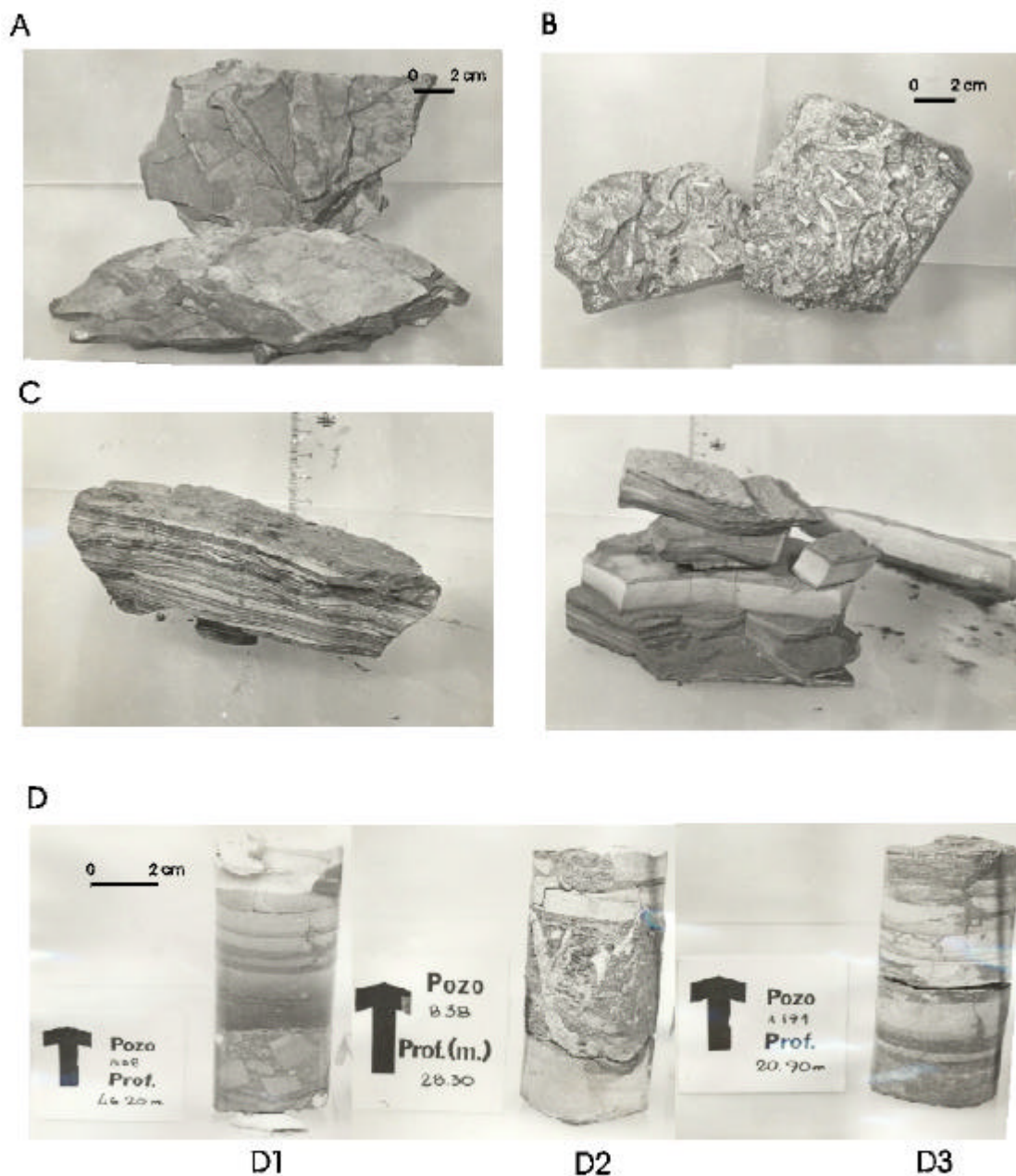


Figura IV - 19 .A: fácies de folhelho betuminoso fissil de aspeto papiráceo (ponto 35). B: fácies folhelhos betuminosos com restos ósseos de *Mesossaurus brasiliensis*. (Ponto 36) C: fácies de folhelhos betuminosos e calcilutitos arenosos apresentando laminação e estratificação fina com acamamento de tipo wavy e linsen.(Ponto 37). D: fácies mudstone dolomítico. D1- brechas calcárias. D2- dobra sinssedimentar. D3- estrutura de dissecações (gretas de sineresis?)

A espessura destas fácies varia entre 12 a 15 m. As camadas intermediárias que se localizam entre fácies calcário-bituminosas de até 100 m, associam-se com pelitos heterolíticos da Formação Paso Aguiar.

fácies de *mudstone* dolomíticos e brechas calcárias

Este conjunto litofaciológico está caracterizado por *mudstones* magnesianos a dolomíticos, de cor cinza claro e apresenta-se de cor azulada quando existe recristalização diagenética, com fósseis de crustáceos da família *Pygaspis*.

Na base de cada camada, os calcários dolomíticos apresentam figuras de deformação com brechas penecontemporâneas com a sedimentação. Isto, possivelmente está relacionado com gretas de sinéresis, que evidenciam relações não concordantes com as fácies pelíticas cinza escuras (Figura IV 19 D1, 2, 3).

As camadas calcárias apresentam uma importante continuidade lateral e geometrias tabulares com espessuras que variam entre 1cm e 30 cm. No topo dos calcários dolomíticos aparece freqüentemente laminação ondulada truncada (Figura III 12 C).

Estas fácies, que representam episódios de arrasamento (tornar-se raso) e que refletem condições de pouca profundidade em nível de bacia, são geradas por uma rápida descida do nível do mar.

Esta queda do nível do mar está definida por brechas calcárias e margas arenosas. É acompanhada por uma restrição gradual, com evolução de um meio anaeróbico materializado pela ocorrência de ritmitos calcipelíticos-bituminosos com laminação plano paralela e ondulada (Figura III 12 E).

Esta litofácies de natureza fundamentalmente bioquímica, gerou-se entre o nível das ondas de tempestade e o nível de ondas normais, podendo, em alguns setores paleotopograficamente altos (região de Fraile Muerto - Yaguari), expor evidências de condições mais rasas.

fácies de folhelhos e margas betuminosas com répteis fósseis

Os folhelhos e pelitos micáceos pirobetuminosos são de cor preta, cinza escuro e castanho escuro com fósseis de *Mesosaurus brasiliensis* (Figura IV 19 B). A cor está diretamente relacionada ao conteúdo de matéria orgânica.

Segundo de Santa Ana & Gutiérrez (2001), estas rochas argilosas expõem matéria orgânica amorfogênica finamente dividida, de natureza predominantemente insolúvel e representada por macromoléculas orgânicas complexas (kerogeno).

As estruturas sedimentares mais freqüentes são laminação plano-paralela e laminação ondulada. A fissilidade é bem marcada e está condicionada pela disposição e orientação dos minerais micáceos que conferem um aspeto papiráceo, quando apresenta-se com certo grau de alteração (Figura IV 19 A).

Os níveis betuminosos apresentam importante continuidade e tabularidade no setor oriental da bacia, e se revestem de importância econômica como recurso energético fóssil.

As relações de contato com as fácies calcárias são do tipo transicional, e estão definidas pela alternância e ritmicidade de níveis centimétricos a milimétricos muito escuros betuminosos com lâminas claras calcipelíticas, às vezes com níveis argilosos (cinzas vulcânicas), de cor verde, com laminação ondulada, plano-paralela e laminação ondulada e truncada (Figura IV19 C).

A ciclicidade dos folhelhos pirobetuminosos caracteriza a persistência de condições restritas com muito escasso suprimento de sedimentos, circulação d'água e baixo teor de oxigênio no fundo do mar.

Aspectos paleogeográficos do subciclo marinho restrito-*lagoon* (Kazaniano)

Sistema Cañada del Barón

O ciclo Kazaniano mostra uma área deposicional localizada no domínio leste, com eixos deposicionais de direção noroeste e leste. Em relação aos processos sedimentares envolvidos, estes seriam principalmente de decantação de finos por fluxos suspensivos, vinculados a uma sedimentação marinha do tipo plataformal.

As associações de fácies Cañada del Barón materializam um sistema deposicional marinho, com períodos de escassa circulação e suprimento, de máxima restrição, e outros de maior profundidade e conexão com o mar aberto.

O registro faciológico deste ciclo evidencia baixa disponibilidade de oxigênio em ambientes marinhos com alternância de períodos de arrasamento (tornar-se raso) e de máxima inundação.

O cenário deposicional da região oriental apresenta importantes restrições das áreas deposicionais, com baixas taxas de sedimentação e importantes variações na circulação e suprimento d'água e sedimentos. Estas variações estão evidenciadas no registro sedimentar e marcam o começo de uma importante dissociação da bacia chacoparanaense uruguaya. Esta compartimentação expõe um domínio ocidental de natureza não-deposicional e parcialmente erosivo, com inversão tectônica e peneplanização. Por outra parte, no setor leste ou domínio oriental, a evolução sedimentar deu-se sob condições marinhas restritas, de tipo epinerítico, em uma bacia com períodos de muito baixa taxa de sedimentação, e outros com importante subsidência localizada.

No ciclo Kazaniano identificam-se dois grandes cenários tectonossedimentares :

- **o domínio ocidental**, onde registra-se um importante soerguimento e inversão de antigas áreas deposicionais, que provocaram uma continentalização inicial, caracterizada pela ocorrência de extensas áreas sedimentares peneplanizadas e expostas à erosão.
- **o domínio oriental**, subsidente com muito e variado registro deposicional, onde ocorreram importantes flutuações tectono-eustáticas, que caracterizam períodos de restrição, aprofundamento e arrasamento do nível do mar.

Tanto as direções dos eixos de subsidência quanto os dois controles deposicionais no setor ocidental da bacia, estariam indicando erosão ou falta do registro e limite deposicional do mar Kazaniano para oeste; no domínio da bacia chacoparanaense o

desenvolvimento de uma plataforma restrita para o setor leste, em continuidade com a bacia do Paraná no Brasil e a bacia de Karoo na África.

Subciclo plataformar a transicional sob domínio de maré (Kazaniano-Tatariano)

- Sistemas Cuchilla de Matamoras-Mangrullo

Este evento deposicional desenvolve-se no domínio oriental da bacia e expõe os melhores afloramentos e uma completa informação de subsuperfície na porção sul da Cuchilla de Matamoras (ao sul da localidade de Mangrullo). Este subciclo está caracterizado litoestratigraficamente pelos sedimentos da Formação Yaguarí e episódios transicionais entre esta unidade e a Formação Paso Aguiar.

É possível agrupar esses dois grandes conjuntos litológicos em associações de fácies genéticas: a associação de fácies de plataforma e a associação de fácies de planícies transicionais sob domínio de maré.

Associação de fácies de plataforma

Esta associação de fácies é composta pelas fácies de pelitos cinzas e fácies heterolíticas com acamamento lenticular ondulado (Figura III-14).

fácies de pelitos cinzas

Esta fácies é caracterizada por pelitos cinzas, micáceos, de aspecto maciço, localmente laminados, em geral laminação horizontal plano-paralela, com evidências de deformação biogênica. Encontram-se associadas a estas litologias estruturas epigenéticas como cristais de pirita, recristalizações calcíticas e vênulos calcosilicosos, assim como níveis de concreções carbonáticas e silíceas.

Localmente, aparecem associados a esta unidade arenitos muito finos, calcários, com estratificação ondulada e laminação *microhummocky*, dispostos em finas camadas e lentes (centimétricas).

fácies heterolíticas bioturbadas com acamamento lenticular, ondulado e *flaser*

Esta unidade faciológica está integrada por ritmitos arenopelíticos cinza claros a moderados, com acamamento de tipo lenticular, *flaser* e ondulado. Intercalam-se pacotes de pouca espessura e lentes de arenitos finos a muito finos, micáceos e calcários, com microlaminação cruzada e, às vezes, depósitos lentiformes, com laminação ondulada e bioturbação (Figura III 14).

Os *ripples* são do tipo retilíneos e lingüóides, com direções de corrente predominantemente para SSW.

Esta unidade apresenta contatos concordantes e transicionais com fácies pelíticas cinza escuro. Seu maior desenvolvimento localiza-se no setor oriental da bacia. Naquela região, chega a atingir espessuras de até 80 m.

Estas fácies associam-se com lentes de arenito muito fino, algo calcário com laminação ondulada e truncada do tipo *microhummocky*, muito provavelmente relacionadas com tempestitos distais.

A recorrência das fácies pelíticas relaciona-se com sistemas deposicionais marinhos de 20 a 30 metros de profundidade. As fácies calcárias vinculam-se a ambientes marinhos mais rasos e marcam variações eustáticas. Estas variações ficam evidenciadas pela alternância de pelitos laminados cinza, correspondente a momentos de máxima inundação marinha, e brechas calcárias e calcários com laminação ondulada truncada, correspondentes a rápidas descidas do nível do mar, ocasião em que este atinge máximos de mar raso.

O desenvolvimento de fácies heterolíticas bioturbadas e arenitos finos no topo do ciclo Kazaniano, estaria indicando sedimentação em ambiente de tipo prodeltaico, próximo à linha de costa, em um contexto gradualmente regressivo.

Associação de fácies de planícies transicionais sob domínio de maré

Esta associação de fácies está composta pelas fácies arenitos finos cinza-esverdeados e violáceos com laminação ondulada com *climbing ripples*; arenitos finos com laminação e estratificação horizontal a sub-horizontal com *ripples*; arenitos finos

e pelitos interdigitados; arenitos com estratificação cruzada e geometria lenticular; calcários laminados e brechóides (Figura IV-20 e 21).

SISTEMA CUCHILLA DE MATAMOROS-MANGRULLO ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES PLATAFORMA SOB DOMÍNIO DE MARÉ

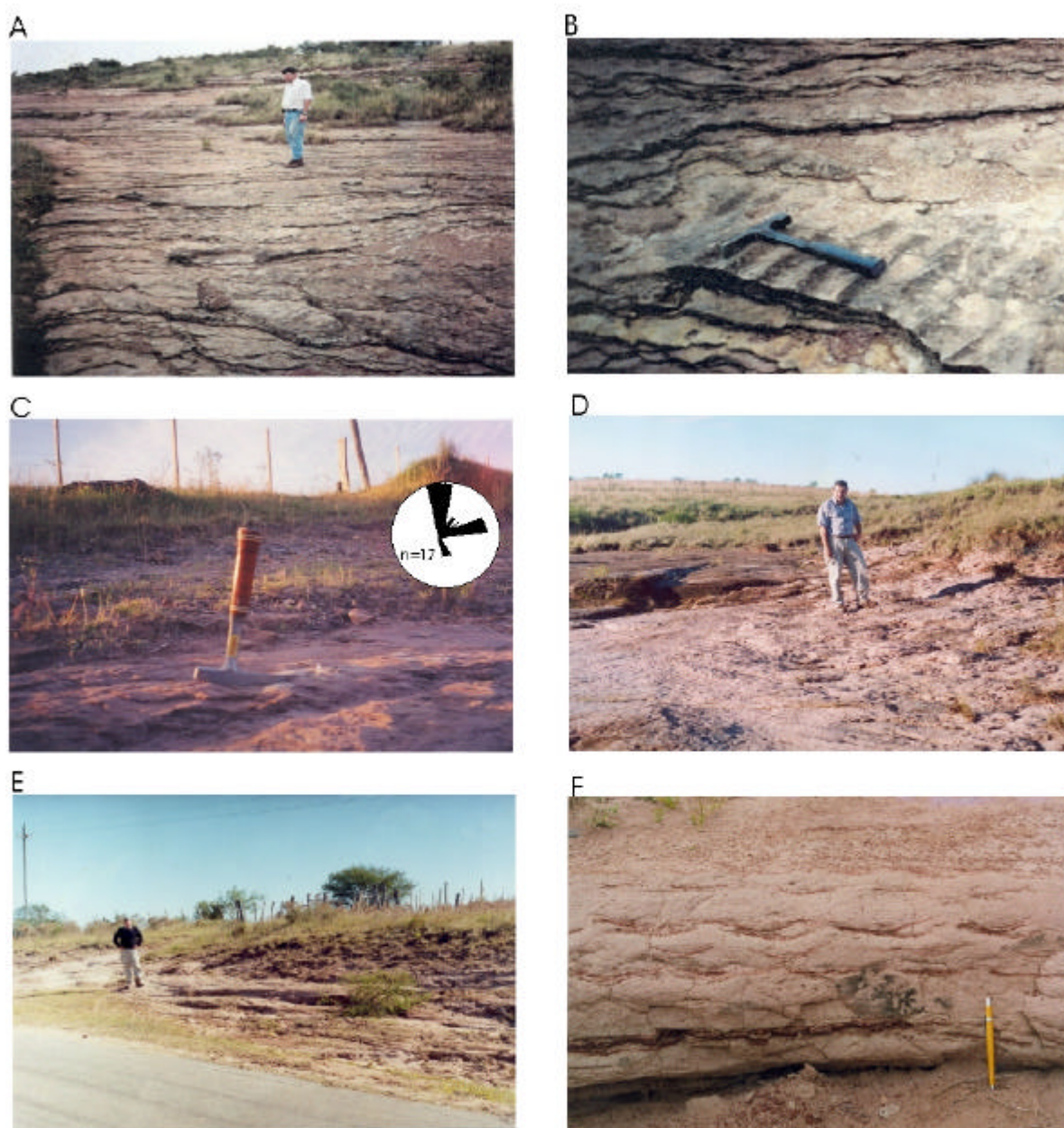


Figura IV - 20. A- fácies de arenitos finos micáceos com estratificação planar horizontal localmente cruzada acanalada, de plataforma rasa.(ponto 14) B e C- detalhes de ripples simétricos rectilíneos (flat topped), gerados por correntes de retorno e refluxo de direção NE e SE e ripples de fluxo de direção SW, gerando microestratificações cruzadas bipolares associadas com plataforma e planícies de maré arenosas (ponto 14). D- escarpa erosional assimétrica geralmente presente nas bordas de âmbitos de domínios intermarés geradas por canais meandriformes de maré. (Ponto 38) E- depósitos de maré constituídos por fácies de siltitos e arenitos muito finos com estratificação horizontal planar com figuras erosivas e truncamentos gerados por fácies de arenitos de canais de maré, onde se observa estratificação cruzada acanalada e migração lateral dos canais (ponto 39) F- depósitos de plataforma rasa e planícies arenosas caracterizados por fácies de arenitos muito finos e lâminas pelíticas com acamamento flaser bifurcada.(ponto 39)

SISTEMA CUCHILLA DE MATAMOROS-MANGRULLO ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE MARÉ



Figura IV - 21. A- fácies de siltito e arenitos finos, calcários, laminados com gretas de dissecação. (ponto 38) B- detalhe de grandes gretas poligonais de contração com juntas preenchidas de carbonato e evaporitos. As estruturas geradas por dissecação e evaporação se associam a domínios intermarés altos e supramarés. (ponto 38) C- fácies de siltitos com laminação horizontal e camadas de arenitos finos com ripples de depósitos de maré mistos (ponto 40). D- detalhe de depósitos bentoníticos em fácies de maré mista e siltítica. (ponto 40) E- facies de siltitos e arenitos muito finos com laminação cruzada e horizontal. (Ponto 38) F- detalhe de estrutura concrecional (ponto 38). G- fácies de calcários laminares gibbsíferos associados a ambientes supramarés. (ponto 20) H- detalhe de estruturas de dissolução e nodulares de tipo *soil-clast* (pedogénese). (Ponto 20)

fácies arenitos finos cinza-esverdeados e violáceos com laminação ondulada e *climbing ripples*

Os arenitos são finos a muito finos, de composição quartzosa, micáceos e apresentam cores cinza-esverdeada e violácea. Nesta fácies desenvolvem-se marcas onduladas com cristas retilíneas e lingüóides com *climbing ripples* indicando paleocorrentes bipolares com rumos para NE e SW (Figura IV 20 A, B, C).

Estas unidades faciológicas associam-se com arenitos médios, micáceos, com intraclastos finos, aciculares de pelitos avermelhados.

Esta fácies expõe relações de contato do tipo transicional com fácies heterolíticas da associação de plataforma. Também apresentam contatos do tipo gradacional ao topo com fácies de arenitos finos marrom-avermelhados desta associação de fácies.

São reconhecidas no setor oriental da bacia, apresentando bons afloramentos na cidade de Melo (rodovia 7 para Paso Centurión, mesma rodovia a 4 km para sudoeste da localidade de Villa Viñoles). Boas seções observam-se na localidade de Mangrullo, na estrada para Buena Vista - San Diego e na estrada que une San Diego a Isidoro Noblía (Figura III 15).

Nestas fácies foram reconhecidas estruturas sedimentares de decantação e tração, que evidenciam condições hidrodinâmicas vinculadas com ambientes de plataforma interna e planícies arenosas, com ação de correntes de maré.

fácies de arenitos finos com laminação e estratificação horizontal a sub-horizontal com *ripples*

Estas fácies estão caracterizadas por arenitos finos com estratificação e laminação horizontal a sub-horizontal, plano-paralela, com *ripples* e associadas lateralmente às fácies anteriores e às fácies de arenitos e pelitos finamente interdigitados (Figura IV 20 A e B).

fácies arenitos finos e pelitos interdigitados

Estas fácies estão caracterizadas predominantemente por pelitos, pelitos arenosos e arenitos finos, com laminação horizontal, finamente interdigitados, com cores avermelhadas, arroxeadas, esverdeadas e esbranquiçadas (Figura IV -21 E).

Os minerais argilosos estão representados predominantemente por montmorillonita, freqüentemente com lentes de bentonita, de cor rosa clara, associada a cinzas vulcânicas (Figura IV 21 D).

As estruturas sedimentares são laminação plano-paralela e os arenitos finos apresentam laminação ondulada. Também ocorre acamamento lenticular, intercalando-se lentes e camadas centimétricas de arenito muito fino, com laminação ondulada e microestratificação cruzada.

Nestas fácies pelíticas existem intercalações de arenitos finos calcários com *ripples*. São bastante comuns as estruturas químicas concrecionais de natureza carbonática (nódulos e septárias) (Figura-IV 21 F). Também aparecem densas redes de diaclases ortogonais, associadas com gretas de contração em geral preenchidas por material calcário (Figura IV 21 A, B).

É bastante comum encontrar estruturas deformacionais de sobrecarga e diápiros de lama, associados a lóbulos arenosos pertencentes a canais de maré.

A ocorrência de pelecípodes e conchostráceos associados a águas salobras, poderia estar indicando condições de baixa salinidade e suprimento de água doce procedente de sistemas fluviais progracionais desde o sul e sudoeste da bacia.

fácies de arenitos com estratificação cruzada e geometria lenticular

Este conjunto litofaciológico foi identificado em superfície e subsuperfície no setor oriental da bacia. Foram observados afloramentos desta litofácies na rodovia Nº 7, desde o km 3 ao km 5, trecho Melo-Villa Viñoles; na rodovia Nº 7 para Colonia Orozco; córrego próximo à Cuchilla de Mangrullo, onde melhor expõe-se o conteúdo faciológico e as relações de contato da associação de fácies.

Está constituída por arenitos finos a médios, subarcosianos, micáceos de cor marrom-avermelhada, com estratificação cruzada planar, acanalada e tangencial de médio a grande porte. Os ângulos dos sets de estratificação cruzada variam entre 7º e 20º. Estas fácies encontram-se associadas ao restante das fácies da associação, recortando como canais as diferentes associações litológicas e incorporando

intraclastos das unidades que recorta, fundamentalmente, de natureza pelítica (Figura IV 20 D, E).

Freqüentemente apresentam-se abruptos acunhamentos e truncamentos. As geometrias são acanaladas e apresentam figuras de deformação e superfícies de estratificação cruzada, onde a inclinação das camadas atenua-se lateralmente. Observaram-se direções de paleocorrente com uma tendência para NE.

Às vezes, nos planos de sedimentação levemente inclinados, preservam-se depósitos pelíticos marrom-avermelhados, com acamamento ondulado e *flaser* normal e bifurcada (Figura IV 20 F). É possível atribuir a estes sedimentos finos uma acumulação em momentos de decantação nas planícies de maré, e inclusive nas superfícies de estratificação cruzada dos canais de maré.

Os processos sedimentares e as relações faciológicas desta unidade com o restante da associação faciológica, evidencia sedimentação em canais de marés através de planícies arenosas mistas e argilosas. Foi possível interpretar que os canais migram pelas planícies. Isto está evidenciado nos planos de estratificação cruzada que indicam um sentido de acréscimo lateral dos canais.

fácies calcários laminados e brechóides

No domínio oriental da bacia, esta unidade apresenta uma distribuição descontínua. Afloramentos de boa qualidade localizam-se a 7 km ao norte de Villa Viñoles e a 5 km a sudoeste de Mangrullo. Os afloramentos ocorrem em uma antiga frente de extração de calcário.

Litologicamente esta unidade está constituída por calcário cinza claro, arroxeadado. Os teores de carbonato total alcançam 80 % com baixos valores de MgO. Geralmente apresenta-se recristalizado, com cristais de calcita de até 1 cm. Quando se preservam as estruturas sedimentares, estas fundamentalmente são laminações plano-paralela e ondulada por ação de ondas (Figura IV 21 G). Na base das camadas desenvolvem-se calcários de aspecto brechóide e concrecional, vinculados a processos de dissolução, presumivelmente associados a fenômenos pedogênicos (Figura IV 21 H).

Estas fácies quimiogênicas evidenciam momentos de exposição subaérea e evaporação e periodos de sedimentacao e retrabalhamentos por ondas. O caráter

descontínuo e lenticular destas fácies permite interpretar a existência de pequenos corpos d'água isolados, sob condições de maré, que representam os últimos registros do mar permiano.

Aspectos paleogeográficos do subciclo plataformar-transicional de domínio de maré

Do ponto de vista paleogeográfico, observa-se no setor nordeste da porção oriental da bacia (departamento de Rivera) a predominância de fácies pelíticas. Estas apresentam maior continuidade e espessura. Neste setor as planícies arenosas e as planícies de maré argilosas e mistas atingem a maior extensão e desenvolvimento. Subordinadamente, registram-se fácies arenosas associadas às planícies e a canais de maré e lóbulos subaquáticos.

No setor leste da porção oriental da bacia (departamento de Cerro Largo), evidencia-se um maior desenvolvimento das fácies arenosas, que estão relacionadas a um domínio sob condições de plataforma proximal e planícies arenosas com correntes com sentidos NE e SW. Esta situação paleogeográfica estaria associada a uma borda com uma direção NW e SE, na qual confluem canais de maré e lóbulos progradacionais, da borda deposicional que se localiza nos setores sudoeste e oeste da bacia.

Ciclo flúvio-eólico Tatariano-Scythiano - Sistema Cuchilla Grande Norte

Este ciclo expõe uma distribuição contínua no setor ocidental da bacia. Naquela porção, a espessura supera os 600 m. No setor oriental, desenvolve-se um conjunto litológico correspondente a sistemas fluviais e eólicos. Esta associação desenvolve-se ao norte da cidade de Melo, com uma direção nordeste-sudoeste seguindo os lineamentos do norte da Cuchilla Grande, desde o Arroyo Zapallar até a localidade de Buena Vista. Este trato de sistemas deposicionais está materializado litoestratigraficamente pelas rochas da Formação Buena Vista.

Neste ciclo foram definidos dois grandes conjuntos faciográficos de conotação genética: um fluvial, e outro eólico.

Associação de fácies aluvial-fluvial

Nesta associação de fácies são reconhecidas fácies de arenitos finos vermelhos com estratificação cruzada; lamitos e pelitos vermelhos maciços a laminados; conglomerados e arenitos grossos; arenitos finos com laminação cruzada cavalgante (Figura IV-22)

fácies de conglomerados e arenitos conglomeráticos

No domínio sul da bacia, na zona de San Jorge (departamento de Durazno), estas litofácies apresentam arenitos conglomeráticos e conglomerados polimíticos, com seixos arredondados de granitos, quartzito e intraclastos (Figura IV 22 A, B). Interpreta-se esta associação como depositada em sistemas aluviais que progradam desde os arcos reativados do Cráton do Rio de la Plata. Estas fácies conglomeráticas intercaladas com arenitos médios a grossos, localizadas na localidade de San Jorge, também estão representadas em subsuperfície nos poços Guichón e Salsipuedes, com espessuras que atingem quase 100 m.

No setor sul, as fácies grossas de San Jorge estão associadas a sistemas aluviais que gradam a fácies flúvio-eólicas para a região centro-sul da bacia. Isto foi constatado nos poços Ullestes, Salsipuedes e Guichón (Figura IV 9).

As fácies de arenitos conglomeráticos relacionam-se com fluxos canalizados de sistemas aluviais e fluviais.

As medições de paleocorrentes indicam direções para o norte e nordeste. Igualmente, fácies de arenitos de canais distributários relacionados com planícies fluviais, materializam este ciclo deposicional no setor sul-oriental da bacia.

fácies de arenitos médios a grossos com estratificação cruzada

Esta litofácies está integrada por arenitos médios a muito grossos, de composição quartzosa a sub-arcosiana, de cores avermelhadas e branco-amareladas. Apresentam estratificações cruzadas acanaladas de médio porte, com marcada tendência

gradacional tanto normal quanto inversa. Nesta fácies estão preservadas estruturas acanaladas de grande raio de curvatura. Também os conglomerados conformam pacotes maciços, de composição polimítica e gradação normal (sul de Blanquillos e San Jorge, departamento de Durazno).

SISTEMA CUCHILLA GRANDE NORTE ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES ALUVIAL-FLUVIAL

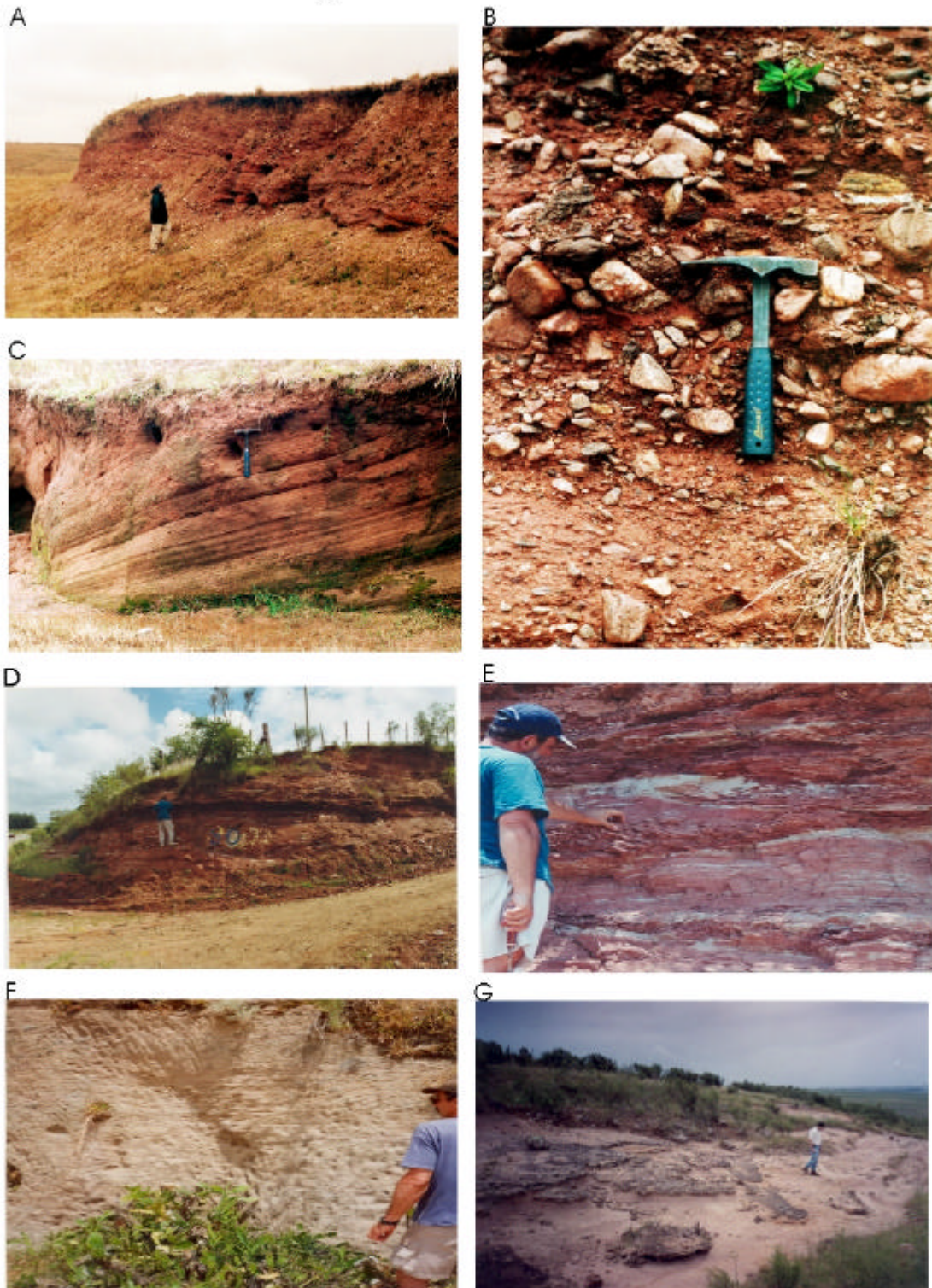


Figura IV - 22. A: fácies de conglomerados polimícticos ordenados com estratificação horizontal e cruzada e arenitos grossos imaturos intercalados. (Ponto 22). B: detalhe de conglomerados subangulosos, gradados com clastos imbricados indicando paleocorrentes para NE. (Ponto 22). C: fácies de arenitos grossos a médios com estratificação cruzada tangencial de grande porte associada a barras de sistemas fluviais *braided*. (Ponto 22). D e E: fácies de arenitos conglomeráticos constituídos por clastos de silte e arenitos e detalhe de facies de canais fossilíferos com intraclastos subangulosos. (Ponto 41). F: fácies de arenitos médios com set de 30 cm com estratificação cruzada planar e tabular (ponto 42). G: fácies de arenitos com estruturas conacionais com estratificação cruzada acanalada (ponto 24).

Os arenitos também mostram estratificação cruzada tangencial e acalanada de grande porte, com paleocorrentes que evidenciam fluxos unidirecionais para norte e nordeste (Figura IV 22 C).

fácies de arenitos finos vermelhos com estratificação cruzada acanalada

Este conjunto litofaciológico domina no setor oriental da bacia ao longo de toda a porção norte da Cuchilla Grande. Sua distribuição foi mapeada e caracterizada na zona de Colonia Orozco, onde foi definido o membro inferior da Formação Buena Vista.

Sucessões representativas desta litofácies localizam-se também no Paso de la Francesita, na rodovia Nº 7, no arroio Chuy. Também, em uma estrada secundária que estende-se desde o povoado de Mangrullo até a fazenda La Matrera, e na estrada que se estende desde o Aeroporto da cidade de Melo até a localidade de los Molles, no setor norte de la Cuchilla Grande.

Litologicamente está constituída por arenitos finos a muito finos, de composição quartzosa, avermelhados, com estratificação cruzada planar de muito baixo ângulo, laminação ondulada e estratificação cruzada acanalada (Figura IV 22 G).

Na região do arroio Zapallar, na rodovia 44, no trecho Melo-Paso Mazangano (caminho da Cuchilla Grande), estas fácies aparecem relacionadas lateralmente com fácies de ortoconglomerados de estrutura acanalada.

Estas fácies arenosas apresentam estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, com espessuras de 40 cm até 7 m.

Os arenitos expõem granulometria fina a média, com abundante mica de maior tamanho. Os depósitos arenosos de geometria acanalada apresentam certa tendência à gradação normal, particularmente quando associam-se a camadas lenticulares de conglomerados.

Associados com as fácies de arenitos finos se apresentam finos níveis centimétricos a decimétricos de conglomerados, constituídos por intraclastos pelíticos vermelhos e fragmentos de ossos de tamanho entre 1 e 10 cm.

Na região oriental da bacia também se intercalam finos corpos de conglomerados de natureza oligomítica, predominantemente quartzíticos, com seixos de até 7 cm. Frequentemente, estes depósitos apresentam espessura centimétrica e base plana,

estratificação cruzada mal definida e geometrias lenticulares com figuras de corte e preenchimento.

Boas exposições destas fácies de arenitos com intraconglomerados acanalados aparecem na rodovia Nº 8, na localidade de Tres Boliches e no Paso de la Francesita, onde as fácies arenosas intercalam-se com depósitos de intraconglomerados finos, fossilíferos de espessura centimétrica (Figura IV 22 D,F).

Na localidade de Colonia Orozco, na região de Chacra de Melo também observa-se a ocorrência de fácies de arenitos, associadas com conglomerados intraformacionais, assim como de conglomerados oligomíticos essencialmente quartzosos.

Na estrada à localidade de Los Molles (noroeste da cidade de Melo), foram observadas feições acanaladas de médio porte, que são interpretadas como geradas por fluxos tracionais com direções de paleocorrente para o norte e nordeste.

Na base desta unidade, em contato com os registros pelíticos depositados sob condições de maré, os arenitos finos apresentam-se com estratificação cruzada planar de muito baixo ângulo e laminação ondulada (por ondas). Isto está marcando o caráter transicional entre o ciclo marinho regressivo e o fluvial correspondente à associação de fácies do Sistema Cuchilla Grande Norte.

As relações faciológicas concordantes entre os arenitos e pelitos de sistemas fluviais, também estão representadas em subsuperfície da região de Salto. Naquela região, aparece a transição entre os sistemas aluviais da porção sul e os eólicos do setor norte-ocidental.

fácies de arenitos esbranquiçados com estratificação cruzada planar e tabular

Boas exposições desta litofácies localizam-se a 3 km ao sul do povoado Mangrullo. Se trata de uma pedreira, próxima às nascentes da córrego del Tala. Nesse local, arenitos grossos apresentam contatos abruptos com as fácies pelíticas, observando-se estruturas deformacionais do tipo marcas de sobrecarga.

Litologicamente estão constituídos por arenitos esbranquiçados, médios a

grossos, quartzosos, em parte subarcosianos e caolinitizados. Apresentam estratificação cruzada planar a tangencial com sets de geometria tabular de espessura decimétrica (Figura IV 22 F).

Associação de fácies fluvial-eólica

Nesta associação são reconhecidos arenitos médios a grossos, com estratificação cruzada acanalada; arenitos finos com estratificação cruzada de grande porte; e pelitos vermelhos (Figura IV -23).

fácies de arenitos finos com laminação cruzada cavalgante (*climbing ripples*)

Litologicamente estas fácies estão constituídas por arenitos finos a muito finos micáceos, esbranquiçados, esverdeados e avermelhados, com intensos processos de descoloração.

Os arenitos apresentam espessuras desde centimétricas até 2 m. O topo é plano e expõe na base figuras canalizadas. Estas unidades acunham-se com fácies pelíticas, e guardam relações de contato transicionais (Figura IV-23 B).

Estes pacotes litofaciológicos têm uma grande continuidade lateral e são maciços. Eventualmente exibem certa tendência gradacional de tipo normal. Na base foi observada laminação horizontal, e no topo, laminação cruzada de tipo cavalgante (*climbing*), com direção de paleocorrente para norte e nordeste.

Nestas fácies foram reconhecidas estruturas deformacionais, do tipo marca de sobrecarga e laminação convoluta nas superfícies de contato com fácies de arenitos (Figura IV 23 A).

Este conjunto litofaciológico apresenta muito boas exposições no km 420 da rodovia Nº 8, no trecho Melo-Acegúia (Figura IV 23 B).

Os arenitos associados com estas fácies, expõem claras evidências de processos de tração, com diminuição do regime de fluxo da base para o topo. O arranjo destas estruturas de tração poderia estar indicando a presença de fluxos suspensivos arenosos, relacionados ora com lóbulos de desembocadura de sistemas flúvio-

deltaicos ou por rompimento e progradação de diques marginais em baías interdistributárias, em lagos ou corpos de água doce de pouca profundidade.

SISTEMA CUCHILLA GRANDE NORTE ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES FLUVIO-EOLICO

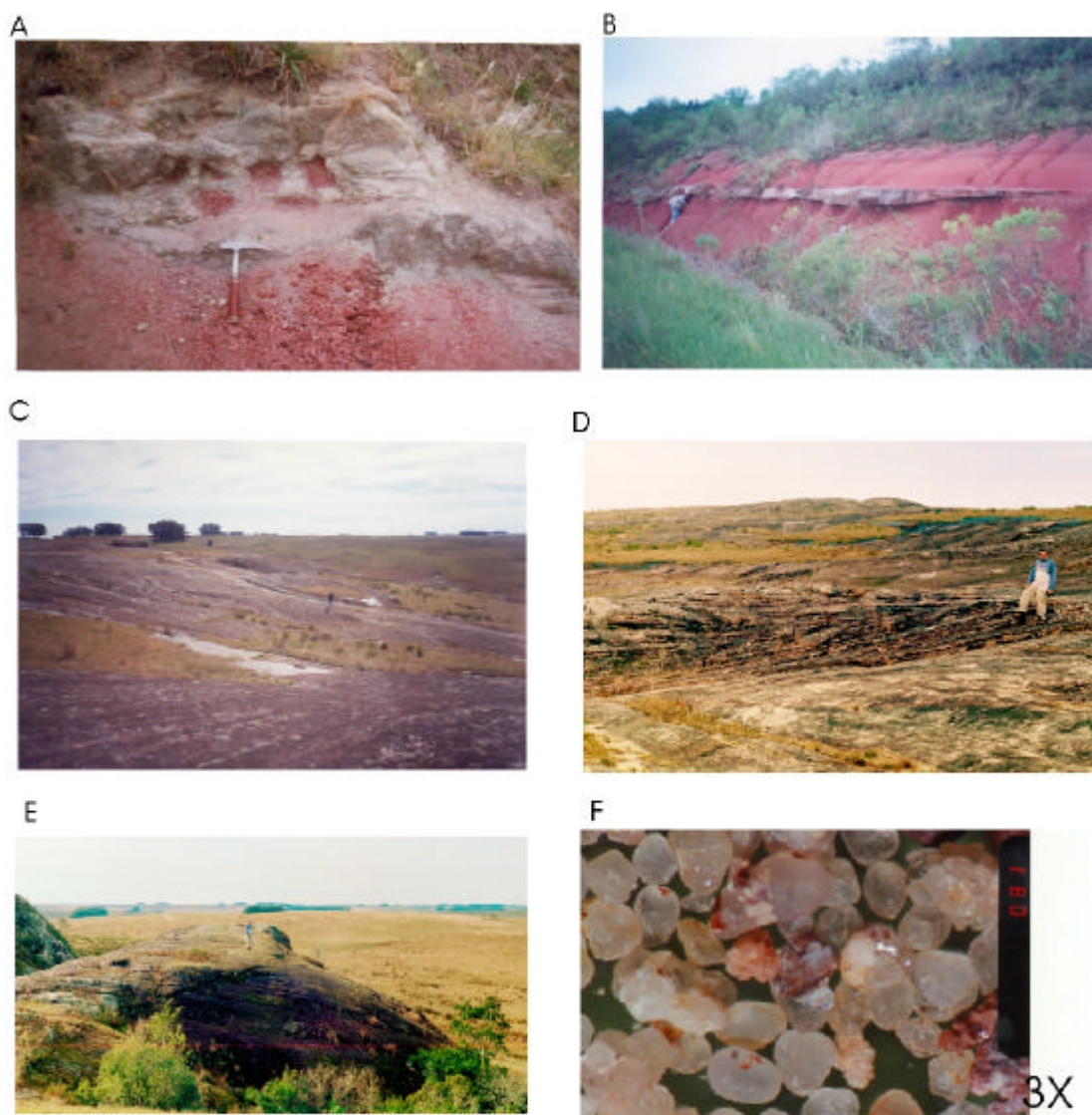


Figura IV - 23. A: fácies de arenitos médios a muito grossos com estratificação acanalada e planar, na base se observam estruturas de sobrecarga em níveis siltíticos. (Ponto 42)B: fácies de siltitos maciços a laminados de planície de inundação fluvial com intercalações de arenitos acanalados, gradados e com *climbing ripples* no topo, interpretandose como fácies de *crevasse splay*.(ponto 23) C, D e E: fácies de arenitos finos e médios com estratificação cruzada de alto ângulo e grande porte onde se observam laminação tangencial em la superfície inferior dos corpos e set com laminação gradada inversa. As paleocorrentes são unidirecionais e estáveis para SE característica de dunas eólicas tipo barcana. (Ponto 25).F: detalhe de arenito médio e muito fino, quartzoso muito arredondado com superfície fosca (eólico).

fácies de pelitos vermelhos maciços a laminados

Este conjunto litofaciológico está constituído por siltitos e argilitos, dispostos em camadas tabulares, de espessuras variáveis desde alguns cm até vários m, que apresentam relações concordantes com as fácies de arenitos (Figura IV 23 A, B).

Geralmente estes pelitos são maciços podendo apresentar laminação plano-paralela, às vezes deformada. A composição mineralógica das argilas é esmectítica (Elizalde *et al.*, 1970).

Associados com estas fácies observam-se estruturas concrecionais de natureza carbonática, representada por nódulos esféricos centimétricos e septárias de tamanho até 30 cm de diâmetro.

As fácies pelíticas maciças e com laminação plano-paralela indicam sedimentação de material fino por suspensão, associados a corpos de água calma e de pouca profundidade.

No setor oriental da bacia, estas litologias finas associadas com arenitos fluviais, provavelmente relacionam-se com planícies fluviais e lagos próximos a seu nível de base.

Na estrada N°8, nas proximidades de Buena Vista, as fácies pelíticas relacionam-se concordantemente com os arenitos finos maduros com estratificação cruzada de grande porte.

fácies de arenitos finos maduros com estratificação cruzada de grande porte

Esta unidade está constituída por arenitos de composição quartzosa, predominantemente finos e secundariamente de tamanho médio. São muito bem selecionados e expõem-se em lâminas milimétricas que se intercalam com diferentes granulometrias. Os clastos são foscos, esféricos e muito arredondados. Geralmente apresentam na superfície películas ferruginosas que provocam cores avermelhadas. Aparece também cimento branco de natureza calcítica (Figura IV 23 F).

As estruturas deposicionais dominantes são estratificações cruzadas planares e tangenciais de grande porte, com inclinação das faces frontais com ângulos maiores que 25°. Estes ciclos atingem espessuras de até 30 m (Figura IV-23 C, D).

Associadas a estas grandes estruturas deposicionais, foram observadas cunhas clásticas com gradação inversa nas superfícies das faces de avalanche (*grain flow*).

Esta fácies é dominante no setor ocidental da bacia. Naquela região atinge espessuras que chegam a 670 m (poço Yacaré).

Por sua vez, na região leste da bacia, esta fácies apresenta excelentes exposições no morro Conventos (Figura IV-23 E) e no morro Pesiguero.

No morro Conventos, que se trata de uma estrutura basculada de 30-35° para sudeste, a fácies de arenito maturos fino e médio, apresenta estratificação cruzada planar e tangencial, com sets de 20 m. As paleocorrentes indicam direção predominante para o sul. Os ângulos restituídos dos planos das faces frontais de depósito chegam a 30°. As geometrias expostas indicam acumulação de dunas do tipo barcanas, sob condições climáticas áridas.

Estas fácies apresentam relações concordantes de natureza transicionais com as fácies de pelitos e arenitos vermelhos de origem fluvial. Isto foi constatado na base do morro Conventos (departamento de Cerro Largo), e no corte da estrada Clara-Achar.

Em toda a porção oriental da bacia, esta unidade apresenta uma distribuição descontínua pela ação de processos erosivos. Existem outras exposições destas litofácies, em pequenos afloramentos do km 422 da rodovia Nº 8 (ao sul da localidade de Buena Vista), nas proximidades do Arco de Aceguá. Também ocorrem no flanco sudeste da Cuchilla de Mangrullo. Nesse local, aparecem intercaladas com fácies pelíticas avermelhadas.

No setor nordeste da bacia, na localidade de Paso Ataques (rodovia Nº 27), os arenitos avermelhados com estratificação cruzada tangencial de grande porte, apresentam-se relacionados com fácies pelíticas. Na superfície de contato entre essas unidades litofaciológicas aparecem estruturas de deformação sinsedimentares.

Na porção oriental da bacia, este conjunto litofaciológico está representado por ciclos de 5 a 7 m de espessura, cujas paleocorrentes indicam direção para o quadrante sudeste.

No entanto, no setor ocidental, foram caracterizados mais de 30 ciclos, com espessuras em cada um deles que atingem até 30 m. Os ângulos de repouso das estratificações cruzadas chegam a 28° de inclinação, com marcada persistência na direção das paleocorrentes para sul e sudeste.

Estas fácies são interpretadas como depositadas em ambientes de dunas, do tipo barcanas com direções de vento do noroeste e oeste para sudeste, acumuladas sob condições desérticas secas.

fácies de pelitos vermelhos

Esta fácies é reconhecida em subsuperfície em todos os poços do domínio ocidental da bacia a partir de diagrfias e testemunhos de sondagem.

Por sua vez, no setor ocidental da bacia, os pelitos vermelhos estão geneticamente relacionados com fácies de oasis, apresentando relações concordantes com arenitos finos a médios, maduros e avermelhados, com estratificação cruzada de grande porte, que interpretam-se como depósitos eólicos.

Litologicamente estão constituídas por pelitos e folhelhos maciços a laminados, com estruturas de deformação. Apresentam grãos de areia fina madura gerando textura flutuante. As espessuras em geral não ultrapassam um metro, e apresentam contatos bruscos com as fácies de arenitos maduros com estratificação cruzada de grande porte.

Estas fácies são interpretadas como depositadas em ambientes de oasis, e associam-se a condições desérticas hiperáridas.

Aspectos paleogeográficos do ciclo flúvio-eólico Tatariano-Scythiano

O intervalo Tatariano-Scythiano evidencia-se no setor ocidental da bacia, mostrando o desenvolvimento de extensos sistemas de campos de dunas, provenientes do noroeste. Isto indica nessas zonas altas daquela região da bacia

chacoparanaense, o começo de uma marcada aridização e continentalização (de Santa Ana, 1989).

Na região sul, os sistemas aluviais e fluviais das fácies grossas da localidade de San Jorge exibem uma importante distribuição regional. Sua presença foi constatada na perfuração Salsipuedes, na borda sul da bacia e no flanco norte do Cráton do Río de la Plata.

No entanto, no setor leste preservam-se as condições fluviais e provavelmente lagunares, com progradações de canais e lóbulos de arenitos com paleocorrentes para norte e nordeste.

Tanto a distribuição das fácies, das paleocorrentes e dos sistemas deposicionais, evidenciam migração do nível de base bacinal para o setor nordeste do domínio oriental da BChPu.

IV.3- SUPERCICLO JUROCRETÁCEO

O Superciclo Jurocretáceo está materializado por um conjunto vulcanossedimentar representado pelas formações Gaspar, Itacumbú, Tacuarembó, Cuaró, e Arapey.

Um novo regime tectônico de natureza essencialmente distensiva promoveu o desenvolvimento de novas bacias fundamentalmente no domínio ocidental da BChPu. Desta maneira, foram gerados ambientes deposicionais com estilos estruturais tipo *graben*, onde se conjugam episódios magmáticos e sistemas deposicionais predominantemente flúvio-lacustres e flúvio-eólicos.

A caracterização deste superciclo foi realizada a partir da análise e interpretação de informação sísmica, registros de poços, caracterização sedimentológica e petrográfica e dados geocronológicos.

Neste Superciclo são reconhecidos dois ciclos vulcanossedimentares de ordem menor: o Ciclo Jurássico e o Ciclo Cretáceo.

IV.3.1- Ciclo Jurássico - Sistema flúvio-lacustre Itacumbú

No Jurássico, um novo contexto tectônico, associado a um regime distensivo, impõe-se no setor ocidental da bacia. São geradas, portanto bacias de tipo *graben* com subsidência controlada por falhas normais e transtensionais reativadas.

Essas bacias aparecem relacionadas a lineamentos e estruturas geradas no domínio compressivo. Provavelmente, estas estruturações reativadas obedecem a zonas de descontinuidade crustal do embasamento cristalino.

O Jurássico está representado por sistemas deposicionais continentais associados com uma primeira fase extensiva relacionada ao magmatismo de idade de 165 Ma na bacia, materializado pela Formação Gaspar (de Santa Ana & Verolavsky, 2003). Os basaltos jurássicos estão dispostos em uma estrutura alongada de tipo *graben* de direção nordeste, que localizam-se no setor do alto Rio Uruguai, entre os poços Salto (N03Sx-1) e Artigas (N02Ax-1).

Este ciclo foi definido pelas propriedades eletrofaciológicas nos perfis raios gama (GR), onde registram-se trechos com alta atividade radioativa. As características sedimentares e eletrofaciológicas evidenciam contatos discordantes e angulares, gerados por truncamentos dos ciclos eólicos no topo do ciclo Permotriássico. Ficam também evidenciadas relações estratigráficas paraconcordantes com sedimentos flúvio-eólicos eocretáceos.

Associação de fácies flúvio-lacustre

Neste ciclo é reconhecida uma associação de fácies flúvio-lacustre representada por duas fácies: pelitos e argilitos avermelhados a cinzas, e arenitos finos micáceos (Figura III-23).

fácies de pelitos e argilitos avermelhados e cinza

Este conjunto litofaciológico está constituído por sedimentos essencialmente pelíticos, de cores avermelhadas e localmente acinzentada. As estruturas deposicionais são laminação plano-paralela, com aspecto maciço. Se apresentam em

camadas de espessura centimétrica a métrica interdigitadas com fácies de arenitos, que lhe conferem um arranjo granodecrecente.

Em testemunhos contínuos, camadas de pouca espessura de composição arenopelítica preservam pequenas gretas de contração, que evidenciam momentos de exposição subaérea.

O ângulos de inclinação dos níveis pelíticos medidos nos perfis de mergulho (SHDT) dos poços são menores que 5°. Não foi possível definir uma direção preferencial, nem o mergulho regional de essa bacia.

fácies de arenitos finos micáceos

Esta unidade faciológica é predominante e está constituída por arenitos finos a muito finos, eventualmente muito grossos, de cor cinza claro, de composição quartzosa a sublítica, e com cimento silíceo. As micas, que são predominantemente muscovíticas, apresentam-se com importantes teores em lâminas de até 0,7 cm de espessura. A abundância de muscovita, o caráter sublítico e o grau de silicificação são atributos litofaciológicos distintivos desta fácies.

Os arenitos apresentam composição imatura, sublítica a subarcosiana em parte caulinitizada, subarredondados a subangulosos. Outros arenitos são essencialmente maduros caracterizados por clastos de composição quartzosa, arredondados a muito arredondados de natureza policíclica.

As estruturas sedimentares identificadas em testemunhos e perfis de mergulhos, são do tipo estratificação cruzada de pequeno ângulo e estratificação horizontal. O caráter eletrofaciológico dos perfis de raios gama (GR) indica um desenho serrilhado, com ciclos de tendência grano e estratodecrecentes (Figura IV 13 e 14).

Aspectos paleogeográficos do ciclo Jurássico

As paleocorrentes apresentam uma configuração de tipo polimodal. Isto, estaria indicando a natureza de tipo endorreica da bacia e, portanto, o caráter convergente dos sistemas fluviais.

As fácies pelíticas, predominantemente preservadas no depocentro desta bacia, materializam ambientes do tipo lacustres, enquanto que os sistemas fluviais estão representados por arenitos que apresentam um maior desenvolvimento.

A composição imatura dos arenitos evidencia uma nova área de proveniência relacionada com áreas soerguidas do embasamento cristalino. Por uma parte, o Cráton do Rio de la Plata que fornece sedimentos desde o sul; o arco de Rivera e provavelmente o arco Riograndense desde o leste e nordeste; e áreas emersas do extremo sul do arco de Assunção, que estariam comportando-se como área de suprimento de sedimentos desde o setor centro-norte da bacia chacoparanaense.

IV.3.2- Ciclo Jurássico Superior-Cretáceo Inferior - Sistema flúvio-lacustre e eólico-Cuchilla Negra.

Este ciclo esta litoestratigraficamente materializado pela Formação Tacuarembó, e foi definido no setor centro-norte da bacia, na porção sudeste da Cuchilla Negra, que estende-se com direção nordeste, desde o oeste da cidade de Rivera para o sul da rodovia Nº 30, na localidade conhecida como Bajada de Pena.

A idade deste ciclo foi caracterizada a partir de restos dentários de tubarões e peças craneanas de dinossauros de idade Jurássico superior-Cretáceo inferior, na localidade de Martinote, ao sul da cidade de Tacuarembó (Perea *et al.*, 2000), pela idade dos basaltos sincrônicos das formações Arapey e Cuaró, e pelas relações estratigráficas com as unidades infrajacentes.

Pode-se agrupar, do ponto de vista faciológico, em: associação de fácies flúvio-eólicas; associação de fácies flúvio-lacustres, e fácies eólicas (Figura IV-24).

Associação de fácies fluvio-eólicas

Nesta associação de fácies identificam-se: arenitos muito finos com estratificação cruzada de alto ângulo e grande porte; arenitos com estratificação horizontal a sub-horizontal; arenitos com estratificação cruzada; arenitos muito finos pelíticos com laminação horizontal deformada e localmente conglomerados.

SISTEMA CUCHILLA NEGRA **ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES FLUVIO LACUSTRE E EOLICO**

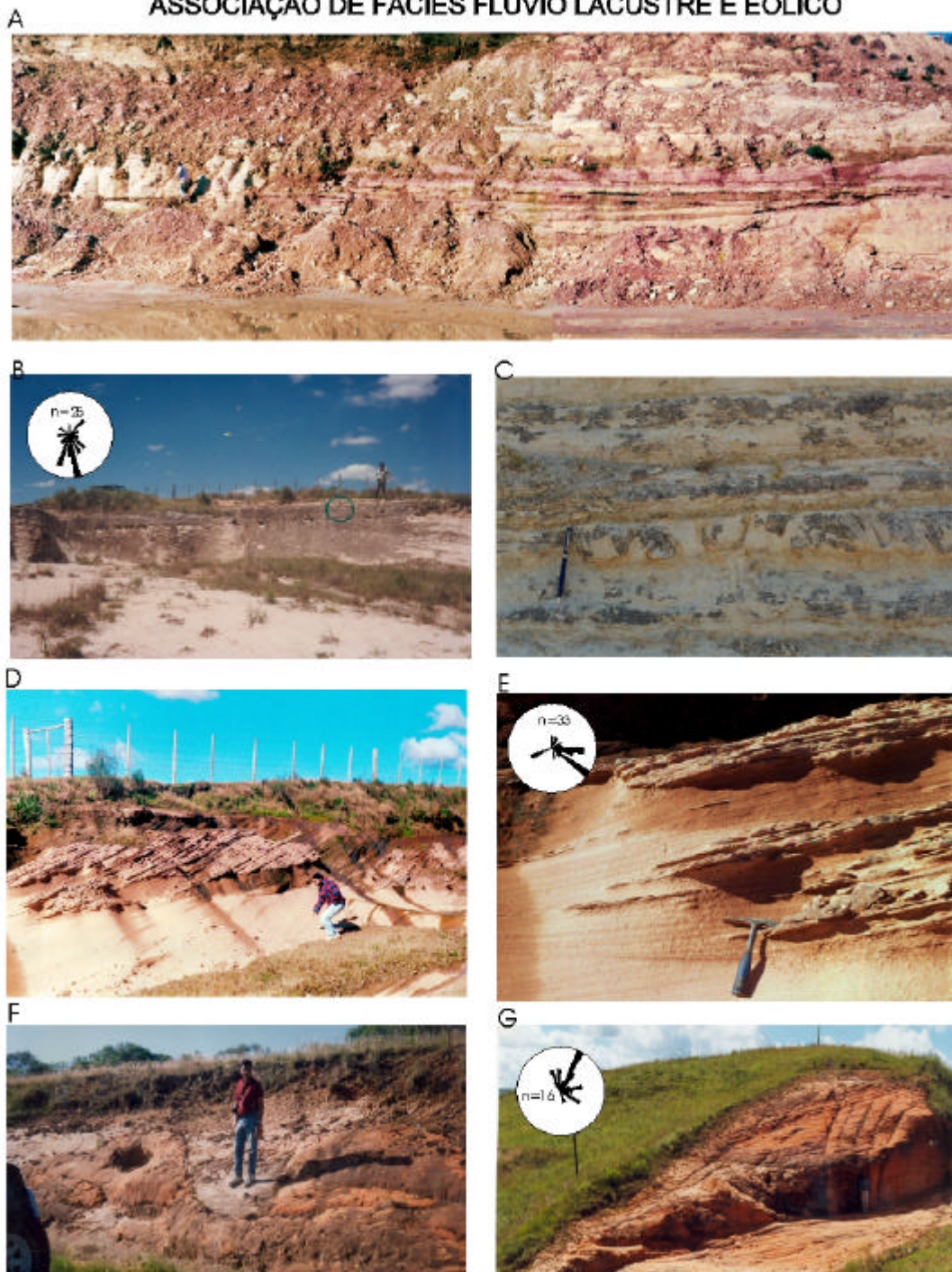


Figura IV - 24 . A: associação de fácies lacustres integrada por lóbulos subaquáticos de arenitos com estratificação cruzada tangencial, intercalado com siltitos laminados. Os arenitos progradantes apresentam tendência estratodecrescente. (Ponto 30) B: fácies de arenitos muito finos e maturados com estratificação cruzada de grande porte e ângulo (dunas) e níveis com estratificação horizontal (interduna). (Ponto 29) C: detalhe de fácies de arenito de interduna com figuras de deformação por evaporação e dissecação em camadas de siltitos arenosos muito finos (deserto úmido) (ponto 29). D: facies de arenito maduro (dunas) com estratificação cruzada planar a tangencial de grande porte e ângulo. (Ponto 44) E: detalhe de arenitos mostrando gradação nas lâminas da cara frontal de depósito. (ponto 44). F: fácies de arenitos e intraconglomerados com blocos de arenitos em canais associados a sistemas fluviais. (Ponto 27). G: fácies de arenitos finos a médios maturados com estratificação cruzada de grande porte e baixo ângulo, (dunas de deserto seco) (ponto 26).

fácies de conglomerados e arenitos conglomeráticos

Esta unidade se apresenta com uma distribuição muito restrita, nos setores de subsidência localizada do extremo oriental, próximos aos limites deposicionais do ciclo jurocretáceo. Estas fácies foram definidas e localizadas em subsuperfície no terço basal do ciclo (de Souza, com.per), na depressão ou sinclinal de Bañado de Rocha, em um poço realizado para prospecção de água a poucos km ao norte da cidade de Tacuarembó.

A relação faciológica com os arenitos muito finos esverdeados e os arenitos médios avermelhados desta associação flúvio-eólica são transicionais, apresentando presumivelmente relações bruscas com os termos psamíticos do ciclo permotriássico.

Litologicamente estas fácies estão constituídas por arenitos conglomeráticos e conglomerados compostos por clastos de tamanho de 2 a 4 cm. Uma certa porcentagem é composta por arenitos muito finos silicificados, de tonalidade avermelhada a esverdeada, muito angulosos a angulosos, minoritariamente sub-arredondados; os fragmentos menores em geral apresentam formas oblatas a prolatas. Em proporção relativamente análoga, nesta fácies se caracterizam clastos de natureza vulcânica compostos predominantemente de ágatas com tamanhos predominantemente de 2 a 3 cm e acessoriamente fragmentos de cristais rodados e pequenos geodos de cristais de quartzo.

Esta unidade faciológica de desenvolvimento muito localizado é interpretada como associada a depósitos de canais de sistemas fluviais, com materiais detríticos provenientes muito provavelmente dos ciclos vulcanossedimentares jurássicos da bacia.

fácies de arenitos finos com estratificação cruzada de alto ângulo e grande porte

Esta fácies está representada por arenitos muito finos a finos siltosos esverdeados; os clastos são de natureza essencialmente quartzosa com densos acessórios de tamanho de silte grosso; em geral são arredondados a muito arredondados com textura superficial fosca.

As estruturas sedimentares são estratificação cruzada em geral tangencial de grande porte, com ângulos que variam de 20° a 27°, e direções de paleocorrentes estáveis.

Estes episódios de sedimentação eólica são reconhecidos desde a base do ciclo eocretáceo nos poços do domínio norte-ocidental da bacia. Nesta região, esta fácies foi definida nos perfis de mergulho e em testemunhos, onde é possível definir bruscas mudanças e contatos nítidos com as fácies fluviais do ciclo Jurássico.

Estas fácies apresentam-se como dunas, estando associadas a ambientes com processos eólicos sob condições úmidas. Em alguns casos - em subsuperfície - foram caracterizadas pela presença de padrão “vermelho” no perfil Dipmeter, onde são dominantes paleocorrentes com direção para SSE (Figura IV-24 B).

As mesmas fácies eólicas, com intercalações de fácies de interdunas úmidas, (arenitos pelíticos com laminação horizontal deformada), localizadas em posições estratigráficas similares, também foram reconhecidas em afloramentos na região de Cuchilla de Ombú (departamento de Tacuarembó), onde se definem direções de paleocorrentes N150-160, semelhante ao restante da Bacia.

fácies de arenitos com estratificação horizontal a sub-horizontal

Estas fácies estão caracterizadas por arenitos finos a muito finos de natureza quartzosa, com clastos muito arredondados. Apresentam estratificação horizontal a sub-horizonta, por vezes mal definida.

Essas unidades adquirem espessura de alguns metros, apresentando bom desenvolvimento lateral e gerando geometrias do tipo tabular. Estas fácies de arenitos são interpretadas como lençóis de areia da natureza eólica.

Esta unidade foi caracterizada e definida ao sul da cidade de Tacuarembó, em seções na Estrada Nº 5, e ao leste da mencionada localidade, na estrada 26, onde apresenta relações verticais com as fácies de interduna e fluviais desta associação.

fácies de arenitos muito finos, pelíticos com laminação horizontal deformada

Este conjunto litofaciológico está representado por depósitos desde centimétricos até quase 10 m de espessura. Está constituído por arenitos finos a muito finos, argilosos, com estratificação horizontal e lâminas pelíticas -predominantemente sílticas - esverdeadas a cinza escuro, com gretas de contração deformadas (Figura IV-24 C). Estas unidades intercalam-se com fácies de arenitos com estratificação cruzada planar de grande porte, associadas com depósitos de dunas.

Estes depósitos representam processos de sedimentação em ambientes de interduna, com períodos diários de evaporação e condensação, em um deserto úmido. Eventualmente os pacotes lacustres maiores estão vinculados com sistemas fluviais.

Essas condições de marcada umidade estão evidenciadas pela ocorrência de gretas de contração e estruturas de deformação que são, presumivelmente, de origem biogênica (paleossolos). Foi possível observar afloramentos com estas características na zona de Cuchilla de Ombú (rodovia Nº 26, ao leste da cidade de Tacuarembó) e na localidade de Martinote (ao sul de Tacuarembó). Nesta localidade foram encontrados fósseis de peixes, dinossauros e tubarões que definem a idade Jurássico superior-Cretáceo inferior deste ciclo deposicional (Perea, 2002) . Em subsuperfície, estas fácies são reconhecidas em vários poços do setor norte-ocidental da bacia, a partir do padrão do perfil de mergulho e relações com as fácies de arenitos com estratificação cruzada de grande porte e de espessura decamétrica (barcanas).

fácies de arenitos finos esverdeados com estratificação cruzada acanalada

Esta unidade está predominantemente constituída por arenitos finos, com estratificação cruzada acanalada de médio porte com intercalações de intraconglomerados de arenitos e pelitos e conglomerados quartzosos.

A composição dos clastos é essencialmente quartzosa, com escasso conteúdo de feldspato e mica. Do ponto de vista dos minerais acessórios, identificaram-se minerais densos muito finos a finos bem arredondados. Delaney & Goñi (1963) estaduram os minerais densos em diferentes trechos do poço Artigas X-1, reconhecendo turmalina, granada e magnetita.

Os arenitos têm um grau de seleção bom; apresentam escassa matriz pelítica, e os grãos são arredondados a subarredondados com superfícies foscas e brilhantes, em diferentes populações granulométricas muito fina, fina e média.

Os depósitos de intraconglomerados apresentam geometria lenticular e os intraclastos (medios a grossos) são de natureza pelítica, vermelhos e esverdeados. Localmente desenvolvem-se intraconglomerados grossos constituídos por seixos angulosos a arredondados de arenitos. Geralmente estas unidades intraconglomeráticas apresentam-se na base e nos flancos dos canais.

As cores primárias são branco e cinza claro, esverdeados, podendo desenvolver cores secundárias tais como: avermelhadas, arroxeadas e amareladas nas áreas aflorantes ou próximas ao contato com rochas efusivas.

As estruturas deposicionais destas fácies são estratificação cruzada, predominantemente acanaladas de médio a grande porte, com raios de 2 a 10 m, com geometrias lenticulares e ciclos com tendência granodecrecente (Figura IV-24 F).

Localmente podem apresentar estratificação cruzada tangencial e raramente planar, com lâminas e camadas centimétricas, individualmente muito bem selecionadas.

Esta unidade aflora na rodovia Nº 26, nos trechos Tacuarembó-Paysandú e Tacuarembó-Melo. Boas exposições localizam-se também na rodovia Nº 5, ao sul e norte da cidade de Tacuarembó.

As paleocorrentes medidas em estratificações cruzadas em vários afloramentos dos departamentos de Tacuarembó e Rivera, indicam uma distribuição de direções dos fluxos de tipo polimodal.

No setor ocidental da bacia, as paleocorrentes definidas a partir dos perfis computados de mergulho, também definem configurações polimodais com direção predominante para o quadrante leste.

Este conjunto faciológico exhibe o maior desenvolvimento no ciclo Jurocretáceo com espessuras máximas de aproximadamente 100 m na área aflorante, sobrepassando os 400 m na região noroeste da bacia, nos poços Belén, Pelado, e Yacaré.

Os *spins* “azuis” caracterizados a profundidades 330 m, 350 m, 390 m, 425 m, 430 m, 480 m e 530 m no perfil de mergulho da perfuração Pelado, indicam a presença de

múltiplos canais de arenitos, granodecrescentes que evidenciam a presença de fluxos de tração de tipo polimodais, típicos de sistemas fluviais *braided*.

As fácies de arenitos branco-esverdeados, acanalados, com figuras de corte e preenchimento de intraclastos, são reconhecidas em afloramentos dos arredores da cidade de Tacuarembó. Nestas litofácies o padrão de paleocorrente é de tipo polimodal (multicanais), porém existe certa tendência de direções para o quadrante leste, sudeste e oeste.

Associação de fácies flúvio-lacustre

Nesta associação integram-se as seguintes fácies: pelitos esverdeados e vermelhos, maciços e laminados; arenitos com estratificação cruzada com intraclastos, arenitos lobulares.

fácies de pelitos esverdeados e vermelhos, maciços e laminados

Estas fácies são as mais típicas desta associação. Apresentam espessura que não supera dois metros, alcançando grande desenvolvimento lateral nas imediações da cidade de Tacuarembó.

Litologicamente estão constituídas por pelitos avermelhados, de aspecto maciço ou com laminação plano-paralela e com estruturas deformacionais.

As relações de contato são abruptas com as fácies de arenitos e pelitos esverdeados com laminação horizontal, e com os arenitos lobulados.

Em superfície, os afloramentos correspondentes a estas litofácies localizam-se a poucos km a leste e norte da cidade de Tacuarembó (“lago Tacuarembó”), na rodovia Nº 26, e em uma cava para o aterro sanitário municipal a poucos km ao norte da mencionada cidade, nas proximidades da rodovia Nº 5, onde se apresentam com maior clareza as relações faciológicas desta associação (Figura IV-24 A).

Em subsuperfície, esta unidade apresenta pouca espessura e foi definida em muitas perfurações no setor ocidental da bacia; nessa porção da bacia as fácies pelíticas em geral podem definir e caracterizar o topo dos ciclos fluviais.

fácies de arenitos finos com estratificação cruzada

Estas fácies estão caracterizadas por arenitos finos a médios argilosos, micáceos, predominantemente muscovítico, esverdeados e esbranquiçados. Os clastos são arredondados a sub-arredondados com texturas superficiais foscas e brilhantes, dependendo da população granulométrica. Apresentam estratificação cruzada acanalada de médio porte, podendo registrar-se terminações frontais tangenciais a sub-horizontais, quando se associam a corpos pelíticos esverdeados e avermelhados.

Boas exposições desta fácies se localizam no sítio fossilífero de Martinotte e na estrada que conduz à localidade de Clara, a poucos km ao sul da cidade de Tacuarembó (Figura IV-24 D, E).

fácies de arenitos com estratificação cruzada tangencial de baixo ângulo

Esta unidade foi reconhecida localmente em afloramentos próximos à cidade de Tacuarembó, onde os episódios lacustres se relacionam lateralmente com os sistemas fluviais.

Litologicamente estão representadas por arenitos muito finos a médios de cor branca acinzentada a esverdeada, com clastos sub-arredondados. Esta fácies se caracteriza por ter uma geometria do tipo lobulada com estratificação cruzada tangencial de baixo ângulo e médio porte, localmente gradada e com figuras deformacionais sinsedimentares nos corpos pelíticos lacustres com os que associa-se (Figura IV 24 A).

Os melhores afloramentos se localizam na frentes de avanço do aterro sanitário municipal, ao norte da cidade de Tacuarembó, na Estrada Nº5, onde estas fácies progradam em ambientes subaquáticos, relacionando-se vertical e lateralmente com as fácies pelíticas avermelhadas.

As relações faciológicas dos arenitos micáceos fossilíferos de Martinotte com os arenitos com estratificação sub-horizontal de geometria lobular e os pelitos arenosos laminados também fossilíferos, caracterizam os ambientes lacustres desta associação de fácies.

Fácies eólicas

fácies de arenitos finos e médios avermelhados com estratificação cruzada de grande porte e alto ângulo

Litologicamente está constituída por arenitos finos a médios, arredondados a muito arredondados, esféricos e com textura superficial polida.

A composição é predominantemente quartzosa e localmente subarcosiana. Os clastos apresentam uma película externa de óxido de ferro, provocando uma coloração primária avermelhada, típica destas fácies.

As estruturas sedimentares são estratificação cruzada planar e tangencial de grande porte, com geometrias tabulares e cuneiformes. Os ângulos nas faces frontais superam 25°. São comuns cunhas de *grain flow* com gradação inversa, sobre as faces frontais das dunas.

Esta unidade litofaciológica distribui-se de maneira descontínua, unicamente no limite norte da bacia.

As melhores exposições localizam-se no km 242 da rodovia N° 30, na localidade conhecida como Bajada de Pena (Figura IV-24 G). Uma exposição de qualidade muito boa, com evidências das relações de contato com as unidades faciológicas do ciclo, apresenta-se a sudeste da Chuchilla Negra, desde a fronteira com o Brasil até poucos km ao sul da Bajada de Pena.

Esta unidade de caráter relictual e descontínua vincula-se ao Membro Superior da Formação Tacuarembó e correlaciona-se com sedimentos da Formação Botucatu na Bacia do Paraná, no Brasil.

Do ponto de vista paleogeográfico, o sistema Cuchilla Negra exhibe uma ampliação do cenário deposicional, evidenciando controles NE, e uma nova compartimentação tectônica de direção NW.

Na evolução deste ciclo, conjugam-se sistemas fluviais *braided*, com depósitos lacustres isolados, com retrabalhamento eólico, sob condições climáticas úmidas na base e francamente áridas no topo.

CAPÍTULO V

EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR

Objetivos e antecedentes

Neste capítulo são apresentados os episódios tectônicos de abrangência regional registrados na Bacia Chacoparanaense Uruguaia (BChPU) e o controle do desenvolvimento das diferentes seqüências deposicionais que compõem o preenchimento rochoso da referida bacia.

A caracterização das estruturas geradas por processos tectônicos que atuaram na porção sudeste da Bacia Chacoparanaense apresenta um certo grau de dificuldade, especialmente no que concerne à natureza das grandes deformações crustais, a localização e o estilo de estrutura decorrente, a relação com descontinuidades crustais, e a precisa correlação com os principais eventos orogênicos regionais, que geraram e reativaram as grandes estruturas registradas no Paleozóico e no Mesozóico.

Um grande avanço no conhecimento das diferentes unidades do embasamento cristalino do território uruguaio e de suas estruturas associadas tem sido registrado nos últimos anos (*e.g.*, Bossi & Campal, 1992; Preciozzi, 1993;), com tendência de caracterização de grandes blocos delimitados por descontinuidades crustais, constituídos por diferentes unidades de embasamento cristalino.

Goso & de Santa Ana (1986) caracterizaram diversas estruturas associadas com altos do embasamento e calhas deposicionais com direção noroeste bem caracterizada, a partir dos quais identificaram diferentes cenários de sedimentação e sub-bacias ativas durante o Paleozóico e o Mesozóico da Bacia Chacoparanaense.

Ferrando & Andreis (1986) assinalaram estruturas de direção N20-25E no controle da evolução da bacia, presumivelmente com reativações recentes.

De Santa Ana (1989), a partir da caracterização de unidades cronoestratigráficas, também definiu controles de direção noroeste para os sistemas permotriássicos, de direção nordeste para as seqüências sedimentares continentais de idade mesozóica, e controle norte-sul e noroeste relacionado ao magmatismo

eocretáceo. Da mesma forma, este autor definiu um conjunto de estruturas e lineamentos de direções noroeste e este-oeste para o Permotriássico, e de direções nordeste e noroeste para o Triássico superior, Jurássico e Cretáceo. Definiu, ainda, um evento compressivo no final do Permiano, responsável pela denudação de parte da seqüência Permotriássica, e a continentalização precoce em grande parte da região ocidental da bacia.

De Santa Ana & Ucha (1994) caracterizaram uma conjunto de lineamentos e controles estruturais que condicionaram a gênese e a evolução dos diferentes sistemas deposicionais da bacia.

De Santa Ana *et al.* (2001) identificaram também uma tectônica compressiva permotriássica no setor noroeste da bacia, de natureza sinssedimentar, a partir de dados gravimétricos e sismoestratigráficos.

De Santa Ana & Veroslavsky (2002) definiram um conjunto de estruturas cenozóicas (falhas, dobras e lineamentos) de direções N45W, NS, N15E, e N75-100 e consideraram que estas estruturações estão relacionadas com antigas descontinuidades crustais, muitas das quais representam reativações de estruturas compressivas de idade permotriássica.

Introdução

A Bacia Norte ou Bacia Chacoparanaense Uruguaia forma parte de uma extensa área de acumulação gondwânica, de natureza intracratônica, que abarca, nos setores oriental e meridional da placa sul-americana, aproximadamente 1.400.000 km², dos quais cerca de 1.100.000 km² situam-se no Brasil, 100.000 km² no território argentino, e quase outro tanto no Paraguai. No Uruguai, esta bacia também ocupa quase 100.000 km², apresentando, nos setores mais profundos, cerca de 2.500 m de rochas sedimentares e vulcânicas (FIGURA I.2). Estes pacotes rochosos foram depositados, sob diferentes estilos estruturais, durante o Devoniano, o Permotriássico, o Jurocretáceo, e o Neocretáceo, sendo separados por discordâncias de âmbito regional (FIGURA III.1).

Tais registros deposicionais ocupam o setor setentrional do território uruguaio, estendendo-se, geralmente, a norte do Rio Negro. Os estudos a respeito da evolução tectônica e sedimentar desta bacia possibilitam caracterizar os atuais limites do ciclo Permotriássico e parte do ciclo Jurocretáceo como sendo do tipo erosivo, de natureza estrutural, vinculados com soerguimentos e conformação de arcos, originados em diferentes episódios tectônicos, evidenciando que durante outras épocas, a bacia abarcava áreas de sedimentação muito maiores, conectando-se com sistemas deposicionais das bacias Interserrana Argentina e Chacoparanaense Argentina, Paraguuaia, Boliviana e Brasileira (França et al. 1995).

A Bacia Chacoparanaense Uruguaia ou Bacia Norte apresenta fortes controles erosivos dos ciclos permotriássicos nas bordas sul e sudeste, junto ao cráton do Rio de La Plata e o cinturão Dom Feliciano, e na borda este, junto ao Arco de Rivera - Hospital - Acegúa. O arco central, presumivelmente relacionado ao limite sul do Arco de Assunção, localizado no domínio ocidental da Bacia, também atuou em diversos momentos, tendo gerado denudação e controle sobre a deposição de diferentes registros sedimentares paleozóicos.

Embasamento cristalino

O sítio deposicional definido neste trabalho como Bacia Chaco-Paraná Uruguaia forma parte, como já mencionado, de uma vasta bacia intracratônica, desenvolvida sobre um escudo composto por um conjunto de núcleos cratônicos (rochas granulíticas e associações granito-*greenstones*) e de cinturões móveis (seqüências vulcano-sedimentares e escamas cratônicas deformadas, bem como magmatismo associado), que conformaram os primórdios do supercontinente do Gondwana.

Os arcos e altos aflorantes do embasamento, que limitam a bacia ou ocorrem em sua porção interior, são constituídos por conjuntos líticos de natureza diversificada e idades compreendidas entre o Arqueano e o Cambriano. As principais unidades e blocos que conformam as bordas da bacia são: (a) rochas cristalinas de natureza ígneo-sedimentar, que compõem o chamado Cinturão Dom Feliciano, ou Cuchilla de

Dionísio, de disposição NE, geradas durante a Orogênese Brasileira (900-500 Ma), ocupando as bordas sul e sudeste; (b) os terrenos Piedra Alta (a sudoeste) e Nico Perez (borda centro-sul), representados por blocos arqueanos e do Proterozóico inferior.

Arcabouço estratigráfico das seqüências Permotriássica e Jurocretácea

Os registros vulcano-sedimentares de idade Permotriássica e Jurocretácea, na borda sudeste da Bacia Chaco-Paraná (território uruguaio), compõem, basicamente, duas megasseqüências, ou tectonosseqüências, a saber: Permotriássica (TsPT) e Jurocretácea (TsJK). A Figura V.1 apresenta a coluna crono-litoestratigráfica destas seqüências no território uruguaio, e suas correlações com episódios tectônicos e magmáticos regionais que afetaram as bacias meridionais da América do Sul.

As tectonosseqüências definidas neste trabalho formam grandes unidades ou corpos de rochas de natureza vulcano-sedimentar, limitadas por discordâncias de escala bacinal, vinculadas ao conceito de “sintemas” de Chang (1975). Tais seqüências incluem rochas sedimentares e ígneas relacionadas a várias unidades litoestratigráficas e tiveram seu desenvolvimento e limites fortemente controlados por episódios tectônicos vinculados com a orogenia tardi e finiherciniana, com fase extensional relacionada com o rift Atlântico, e com a orogenia Andina.

Os diversos estilos estruturais associados à geometria, disposição, empilhamento e deformação das diversas seqüências foram definidos a partir de dados exploratórios gravimétricos, de poços, e de linhas sísmicas. A informação cronoestratigráfica foi definida com base em datações geocronológicas e palinoestratigráficas de poços perfurados no domínio norte-ocidental da bacia em território uruguaio. Estudos paleontológicos, faciológicos e estratigráficos, realizados a partir do levantamento de seções de superfície, complementaram as informações, contribuindo para a definição destas unidades e de seus limites no âmbito oriental da bacia.

A Tectonosseqüência Permotriássica (TsPT) representa um ciclo de transgressão-regressão marinha completo (Figura V.2)., e está representada por

COLUNA CRONOESTRATIGRÁFICA DA BChPU

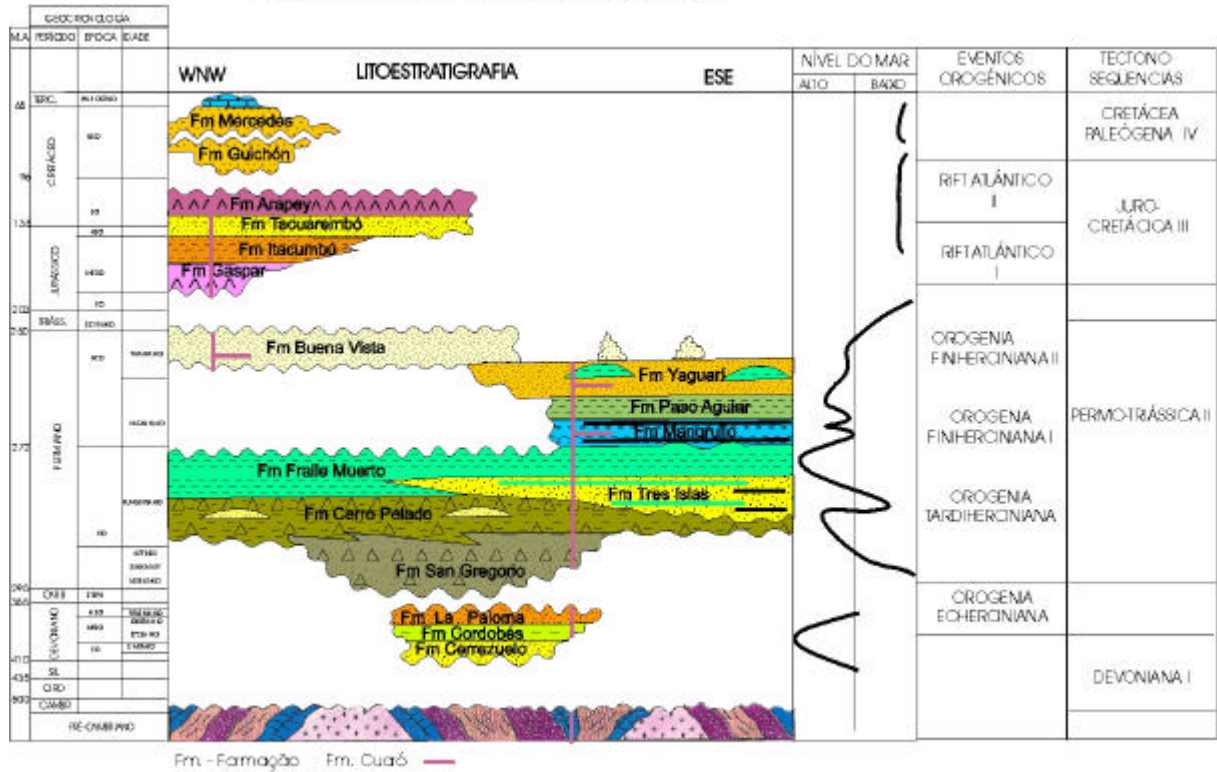


Figura V - 1. Representação da relação e distribuição temporal e espacial das unidades litostратográficas das seqüências deposicionais, em relação à curva do nível do mar e aos eventos tectônicos que condicionaram a evolução da Bacia.

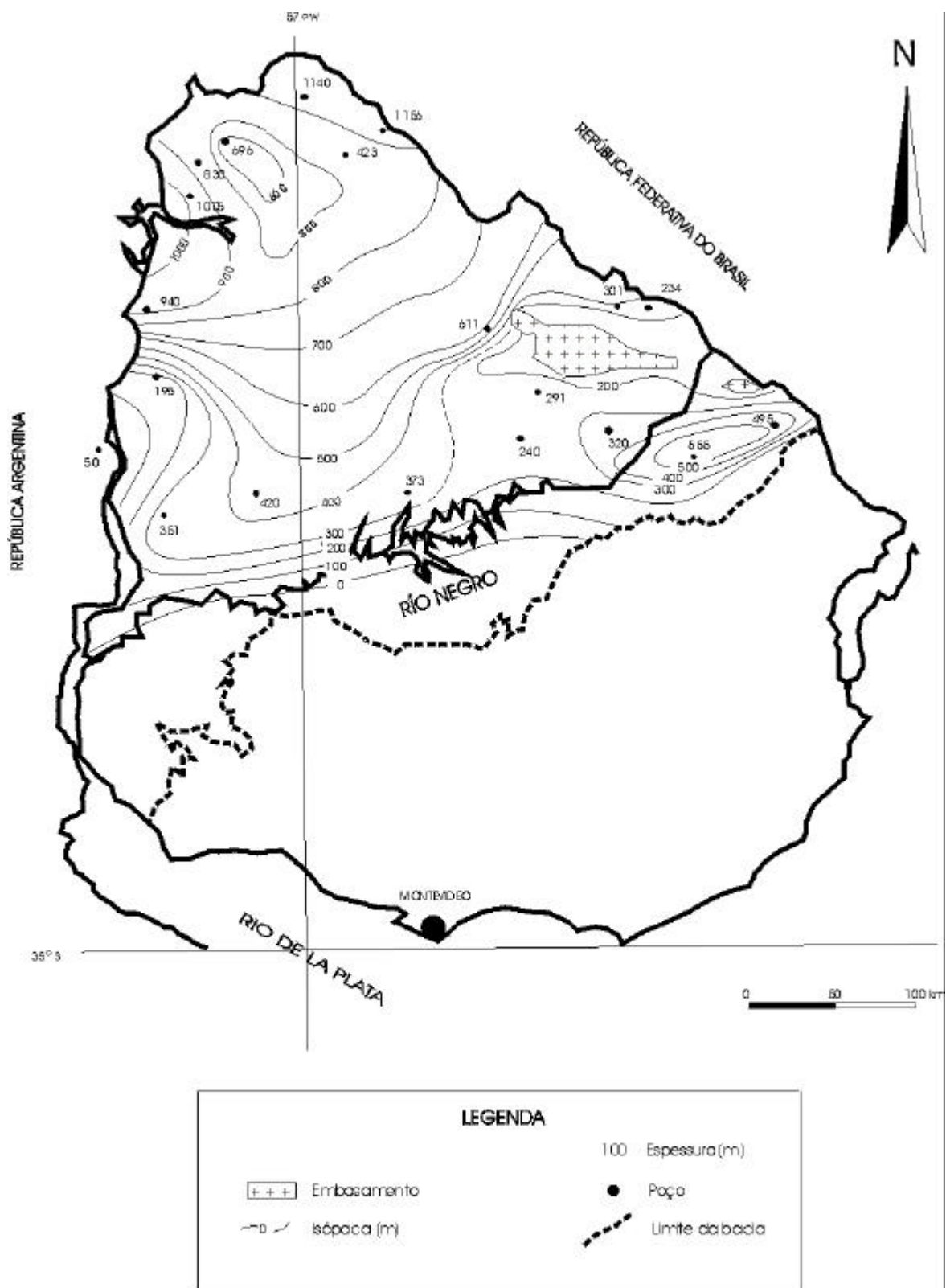


Figura V - 2 MAPA DE ISÓPACAS DA TECTONOSEQUÊNCIA PERMOTRIÁSSICA

sedimentos das formações San Gregorio, Cerro Pelado, Fraile Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí e Buena Vista.

Esta unidade paracronoestratigráfica se inicia com depósitos continentais flúvioglaciais e limnoglaciais da Formação San Gregorio, localizados em uma fossa relacionada a um antigo vale glacial, localizado sobre o lineamento Rio Negro (Paleovale Rio Negro) na borda sul da bacia. A base da TsPT está associada a depósitos grossos de naturezas tilítica, diamictítica e arenosa, apresentando importantes empilhamentos conformados por ciclos de tendência granodecrescente. Este primeiro evento deposicional de idade eopermiana apresenta um caráter restrito e está presumivelmente controlado por antigas zonas de fraqueza do embasamento arqueo-eoproterozóico do flanco norte do Cráton Rio de La Plata. Outras depressões, de direções NS e NW-SE, menos extensas e desenvolvidas, foram constatadas nos poços Gaspar e Cuchilla de Zamora, bem como na zona de Cerro Largo Sur, onde são encontradas estrias glaciais e estruturas glaciogênicas marcadas no embasamento cristalino e em depósitos de tilitos e arenitos da Formação San Gregorio.

Estas estruturas negativas de idade eopermiana, ou talvez mais antigas, associadas com zonas de fraqueza e subsidências localizadas, posteriormente apresentaram caráter inverso, provocando denudação de grande parte dos registros marinhos de idade kunguriana e provavelmente kazaniana.

O segundo evento deposicional da TsPT é representado por sedimentos glacio-marinhos da Formação Cerro Pelado, que definem o início de uma importante retrogradação, que alcançará seu máximo *onlap* no final do Kunguriano, com o desenvolvimento do “mar Fraile Muerto” o “mar Palermo” na bacia do Paraná (Perinotto, 1992). Este registro, essencialmente pelítico, relacionado a condições marinhas plataformais, evidencia a máxima ingressão marinha, com avanços desde oeste e sudoeste da bacia (FIGURA V.3). Tal unidade, que representa individualmente a maior superfície de inundação e *onlap* de toda a bacia, recobre amplos domínios paleogeográficos, inclusive aqueles referentes às atuais áreas cristalinas aflorantes do Cráton Rio de La Plata e do Cinturão Dom Feliciano, na borda sul da Bacia Chacoparanaense Uruguiaia.

PERFURAÇÃO Nº7- Px-1 (PELADO)

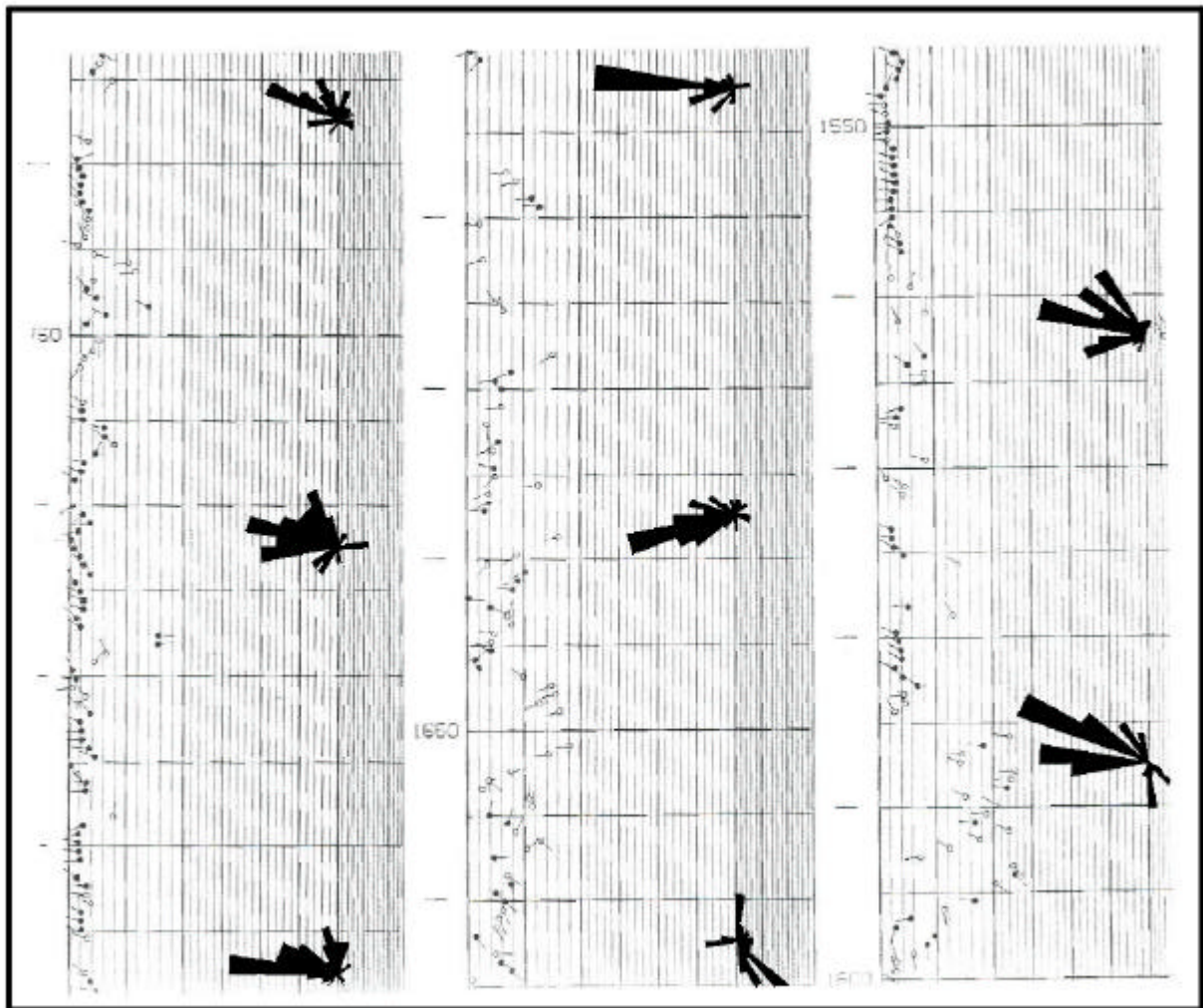


Figura V - 3 **MERGULHO REGIONAL DA BChPu NOS PELITOS PLATAFORMAIS
E PALEOCORRENTES DOS ARENITOS MARINHOS DO "MAR FRAILE MUERTO"**

Os limites costeiros deste amplo ambiente marinho deveriam ter uma direção NNW, situando-se aproximadamente na área onde hoje se localiza a “ilha” cristalina de Rivera - Hospital - Aceguá, limite deposicional oriental das unidades Cerro Pelado e Fraile Muerto (FIGURA III.10).

Na borda sudeste da bacia, e associado a este marco essencialmente transgressivo, que dominou todo o Kunguriano, se processou o soerguimento localizado do Bloco Sierra de Ríos, responsável por expressivos afluxos clásticos grossos para a bacia, em meio a uma subida generalizada do nível do mar. Esta cunha clástica, de grande espessura na depressão de Cañada de los Burros, foi controlada por fatores essencialmente tectono-eustáticos, que geraram contínuas modificações paleogeográficas, resultantes no desenvolvimento de sistemas deposicionais palustres, fluviais e deltaicos da Formação Tres Islas. No setor sudeste da bacia, onde se registram as maiores progradações e mudanças paleofisiográficas, verifica-se que os depósitos grossos, de natureza flúvio-deltáica da Formação Tres Islas recobrem discordantemente os sedimentos finos gláciomarinheiros da Formação Cerro Pelado. O soerguimento localizado neste setor está associado aos primeiros episódios tectônicos da fase orogênica Ventana, que controlou toda a evolução sedimentar permotriássica da bacia.

O ciclo Kazaniano-Tataniano da TsPT está representado pelas formações Mangrullo, Paso Aguiar e Yaguarí, com desenvolvimento restrito ao domínio oriental da bacia. A ausência de tais unidades na porção ocidental pode estar relacionada a controles deposicionais ou erosivos vinculados à fase orogênica Finiherciniana II. Os arcos e soerguimentos localizados na região ocidental provocaram grandes mudanças fisiográficas, desencadeando inversões de relevo e progradações aluviais provenientes de sudoeste, que adentravam os ambientes marinhos ou transicionais localizados na parte oriental. A maior subsidência e empilhamento de sedimentos neopermianos predominantemente marinhos ocorreu nas porções nordeste e sudeste das bacias do Paraná e Karoo.

De uma maneira geral, os grandes soerguimentos gerados durante o neopermiano no domínio ocidental da Bacia Chacoparanaense Uruguiaia podem ser

vinculados à reativação do Arco de Assunção, tendo gerado o basculamento e a separação do mar neopaleozóico em dois domínios: oeste e leste.

No domínio oeste, submetido a ampla peneplanização, erosão e continentalização, começam a se depositar os depósitos eólicos do Membro Superior da Formação Buena Vista. Nesta região, o evento de deposição continental de idade tataniana-scytiana, que caracteriza o final da TsPT, preserva unidades e horizontes sísmicos que evidenciam espessamentos rumo ao interior dos depocentros e truncamentos contra os arcos estruturais. Este estilo estrutural, caracterizado por convergência dos refletores intrasseqüenciais dos diversos ciclos acrescionais da Formação Buena Vista rumo as charneiras das dobras e por divergência das referidas superfícies no sentido dos depocentros, evidencia a contemporaneidade entre a sedimentação e a geração das estruturas compressivas (FIGURA V.4). De Santa Ana *et al.* (2001) consideraram que estes traços sismotectônicos são típicos de dobras de crescimento (*growth-folding*), ao menos nos diversos ciclos acrescionais da Formação Buena Vista.

Nos setores sul e sudeste, seqüências clásticas grossas sinorogênicas, de natureza aluvial (arenitos e conglomerados de San Jorge), do Membro Inferior da Formação Buena Vista, evidenciam a reativação das falhas de Sarandi del Yi e o soerguimento das bordas (embasamento cristalino), concomitantes com a mencionada sedimentação. Tais seqüências continentais avermelhadas (*red beds*) alcançam grandes espessuras em depocentros localizados no setor noroeste da bacia (*graben* de Yacaré) e nas bacias gondwânicas meridionais e ocidentais da Argentina, onde presumivelmente alcançam mais de 2.000 m de espessura.

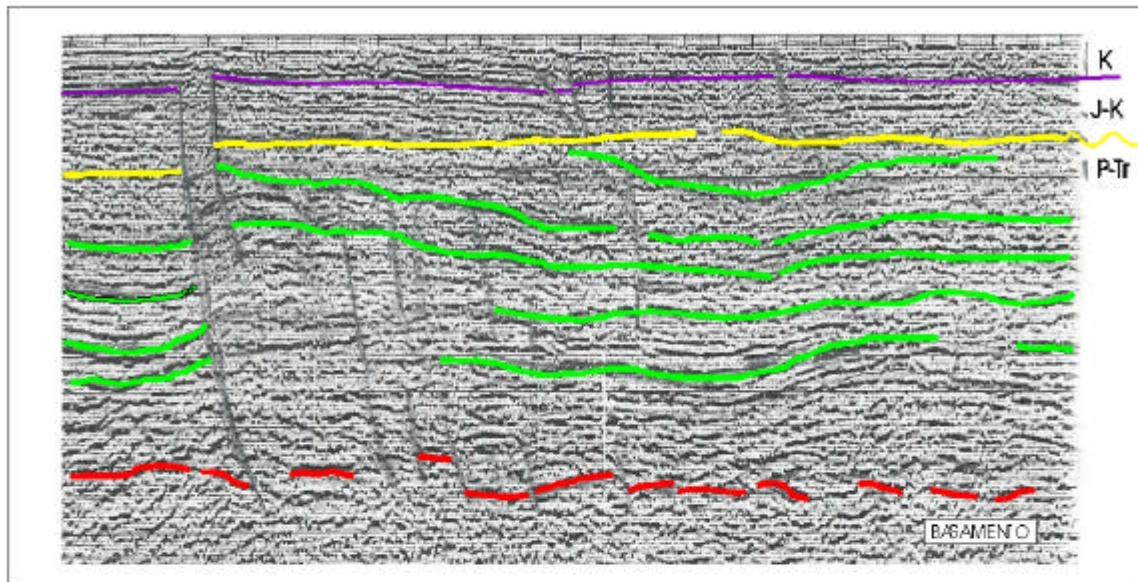
O domínio este configura outro setor subsidente, representado por sedimentos marinho-transicionais das formações Mangrullo, Paso Aguiar e Yaguarí, assim como os correlatos das bacias do Paraná, no Brasil, e Karoo, na África do Sul. O arranjo de sistemas deposicionais do “mar Kazaniano-Tataniano” começa a evidenciar uma regressão definitiva desde o oeste da bacia, culminando com a completa continentalização bacinal no Triássico Inferior.

O levantamento crustal generalizado que se processa desde o Triássico Médio até o Jurássico Inferior, vinculado ao último pulso tectônico da fase orogênica Ventana,

conduz à deformação e à denudação de grande parte dos registros permotriássicos em amplas áreas do setor ocidental da bacia.

DISCORDANCIA ENTRE AS SEQUÊNCIAS PT E JK

A)



B)

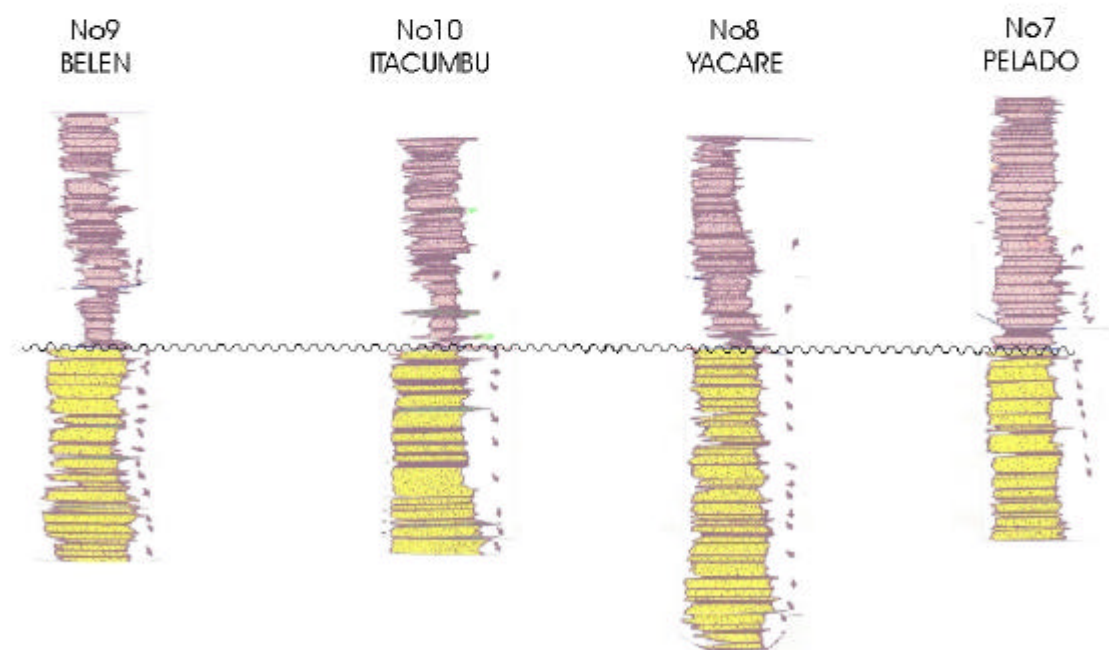


Figura V - 4. A- Seção sísmica de reflexão mostrando a discordância angular entre os depósitos da Formação Buena Vista e o registro vulcano-sedimentar (riff 1) das formações Gaspar e Itacumbu. B- Seção eletrofaciológica de perfis de mergulho e de raios-gama mostrando relações de contato discordantes entre a Sequência Perm-Triássica e Juro-Cretácea.

No domínio oriental, as seções aflorantes dos membros superiores da Formação Buena Vista acham-se expostos, de maneira residual ou estrutural, nos morros Pesigüero e Convento, ao norte da cidade de Melo. Deformações e dobramentos da seqüência Permotriássica são também observadas ao norte de Vichadero, no curso do Arroyo Seco. Nesse ponto, as fácies marinhas da Formação Fraile Muerto mostram-se deformadas, podendo ser observadas dobras e falhas inversas (FIGURA V.5).

Por outro lado, no domínio norte-ocidental da bacia, podem ser reconhecidas relações discordantes entre as seqüências Permotriássica e Jurocretácea nas proximidades dos anticlinais, observando-se truncamentos dos refletores sísmicos intrasseqüenciais permotriássicos e disposição subhorizontal nos refletores da Seqüência Jurocretácea (FIGURA V.6).

A Tectonosseqüência Jurocretácea (TsJK) é caracterizada por um conjunto de rochas vulcano-sedimentares atreladas às fases extensionais dos estádios rifts, relacionados com a separação entre África e América do Sul (FIGURA V.7).

Um primeiro episódio tectônico distensivo, de direção NE e idade jurássica média, relacionado com o domínio proto-Atlântico, evidencia-se de modo restrito no setor norte-ocidental da bacia. A Formação Gaspar, de natureza vulcânica, e a Formação Itacumbú, caracterizada por arenitos subarcosianos micáceos e pelitos flúvio-lacustres, configuram o início desta fase extensional da bacia (fase Rift I). O Membro Inferior da Formação Tacuarembó, representado por sedimentos pelíticos e arenosos associados a sistemas flúvio-lacustres e flúvio-eólicos, por sua vez, representam a culminação desta primeira fase extensional. Um segundo episódio tectônico de maior porte, de idade Eocretácea, gerou importantes subsidências localizadas no domínio norte-ocidental da Bacia Chaco-Paranaense Uruguiaia. Tal fase distensiva, onde se evidencia a reativação de antigos controles estruturais de direção NW, resulta na deposição de sedimentos eólicos do Membro Superior da Formação Tacuarembó e espessos corpos intrusivos e derrames de lava das formações Cuaró e Arapey. Este último episódio tectônico, associado regionalmente à fase de Domínio Atlântico, representa o segundo quadro extensional incidente na Bacia Chaco-Paranaense (fase Rift II).

TECTONICA COMPRESSIVA DA OROGENIA FINIHERCINIANA

A



B



Figura V - 5. A: falhas de empurrão com superfícies de baixo ângulo em barras off-shore na Formação Fraile Muerto (ponto 9). B: dobras de baixo ângulo de curvatura, com forte fraturamento de extensão na charneira (ponto 9).

LINHA SÍSMICA Nº 6

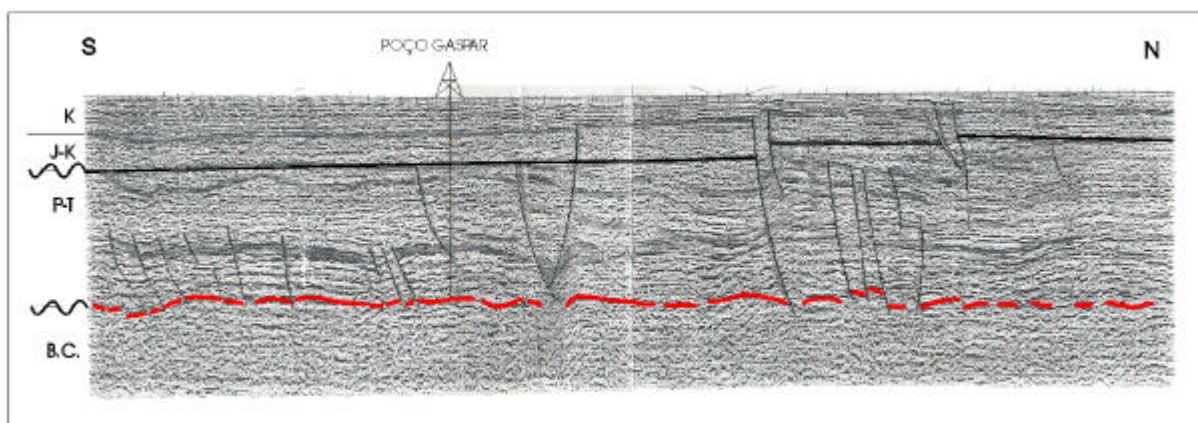


Figura V - 6. Caracterização da discordância entre as sequências Permianotriássica e Jurocretácea onde podem ser reconhecidos dobras nos refletores sísmicos intrapemianos, truncados no topo dos anticlinais.

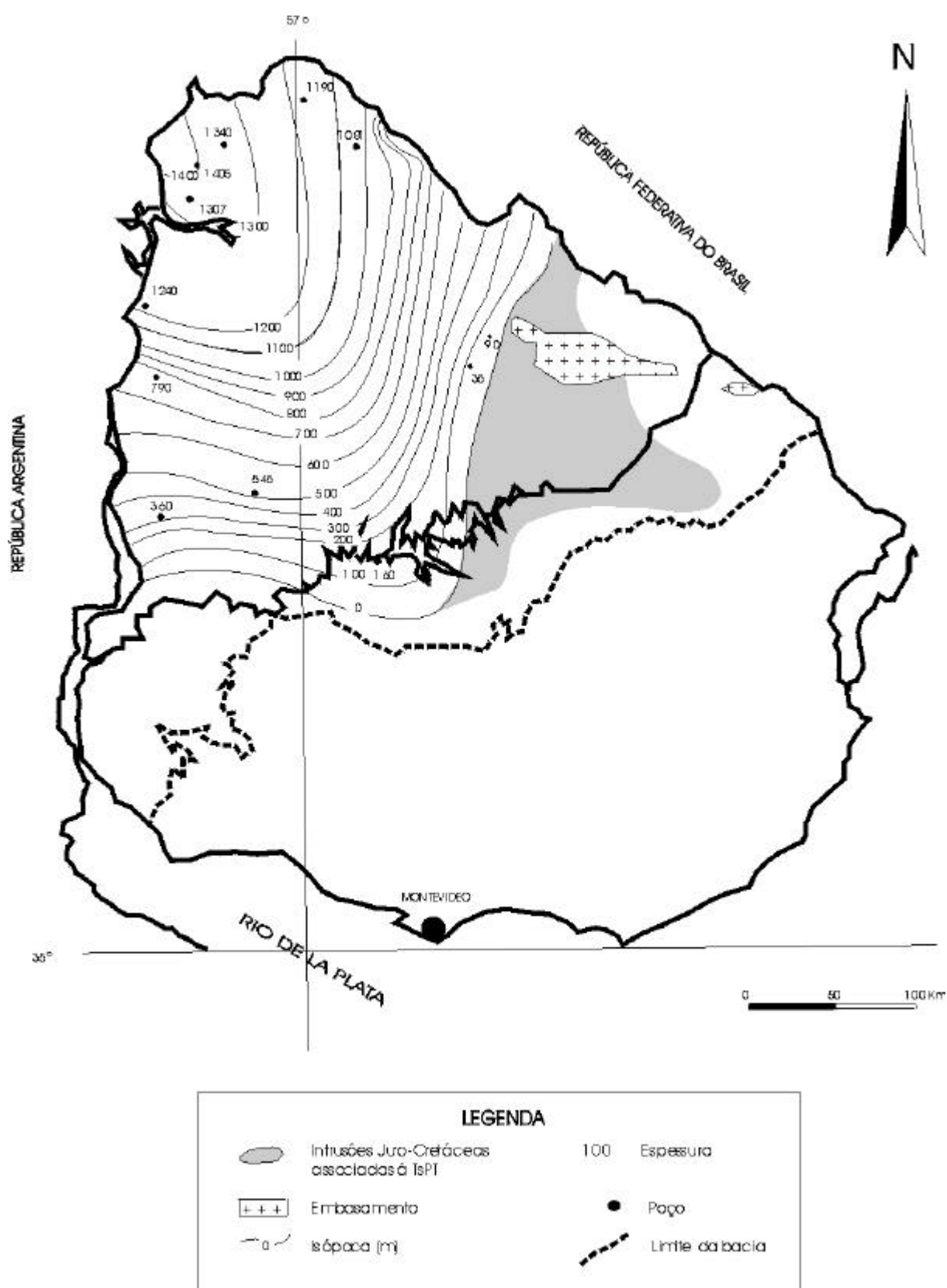


Figura V - 7 MAPA DE ISOPACAS DA TECTONOSEQÜÊNCIA JUROCRETÁCEA

A preservação de coberturas neocretáceas e cenozóicas no setor oeste da bacia indica que a evolução tectonossedimentar continuou, refletindo a migração de depocentros rumo ao setor argentino da bacia, produto este da reativação dos soerguimentos do setor central do domínio norte-ocidental (extremo sul do Arco de Assunção e Arco do Rio Grande), assim como de alguns setores localizados do domínio oriental da bacia (Arco de Rivera - Hospital - Aceguá).

Arcabouço estrutural na evolução permotriássica e jurocretácea

Na área sedimentar da bacia podem ser identificadas diversas estruturas que presumivelmente atuaram no Permotriássico, Jurocretáceo, e no Cenozóico. Estruturas positivas aflorantes tais como Rivera - Aceguá, La Pedrera - Ilha Zapata, Morro La Valeriana - Banhado de Aceguá - Mazangano, e o arco delimitado entre os lineamentos Yagurí e Caraguatá, ainda que não tenham sido claramente definidas com relação à natureza tectônica, representam respostas estruturais a reativações de diversas idades.

Um corredor estrutural de aproximadamente 200 quilômetros de largura, de direção N300-320, associado a uma tectônica distensiva seguramente relacionada com descontinuidades do embasamento, mostra-se caracterizado por um feixe de diques e soleiras de diabásio vinculado ao lineamento La Pedrera - Bañado Medina - Caraguatá - Tambores (FIGURA III.27). Esta descontinuidade crustal se estende até o noroeste da bacia, vinculando-se com os lineamentos Arapey e o Alto de Biasini.

Estruturas não-aflorantes, tais como Tacuarembó - Paso Pereira, presumivelmente vinculadas a descontinuidades crustais do embasamento, que estariam separando os domínios oriental e ocidental da bacia, ainda carecem de melhor definição no que concerne à gênese, idade e controle dos sistemas deposicionais permotriássicos e jurocretáceos.

Situação semelhante ocorre nos lineamentos e estruturas do Rio Negro, Gaspar e Paysandú - Tacuarembó, que atuaram ora como eixos de subsidência, ora como estruturas positivas, controlando processos deposicionais e erosivos em diferentes momentos da evolução geológica desta área desde o mesopaleozóico até o Triássico

da bacia. Este comportamento também pode ser observado no Alto de Biasini, a leste da cidade de Salto, ou no Alto de Paysandú - Queguay, evidenciando forte controle sobre toda a sedimentação permotriássica e jurocretácea.

Depressões, depocentros, e diferentes sítios deposicionais, preservados ou não da ação erosiva, localizados em diferentes setores da bacia, ainda precisam ser melhor identificados e definidos em relação aos aspectos de conformação, limites, idades e tectônica geradora.

As primeiras propostas de organização estratigráfica do registro geológico da bacia em termos de tempo e espaço, estabelecidas por de Santa Ana (1989), de Santa Ana & Veroslavsky (1993), e de Santa Ana & Ucha (1994), possibilitaram identificar os diferentes domínios das seqüências e sistemas deposicionais da bacia, bem como os episódios tectônicos que atuaram na geração das grandes descontinuidades.

Na região oriental da bacia, onde se localiza a faixa sedimentar aflorante, ocorre a sub-bacia este (de Santa Ana, 1989), individualizada, no Kunguriano, por uma estreita depressão de direção nordeste a este-oeste, marcando o início da sedimentação flúvio-deltaica e marinha proximal das formações Tres Islas e Fraile Muerto. Este sítio deposicional atingiu sua máxima subsidência no final do Permiano, com o desenvolvimento e a conformação de um depocentro de direção este-oeste a noroeste-sudeste, localizado no que hoje se conhece como Arco Cuñapirú - Vichadero - Hospital - Aceguá, o qual atuou como estrutura positiva desde o Triássico. Esta estrutura, da mesma forma que outras de expressão morfoestrutural da bacia, foi reativada no Cretáceo Inferior, quando ocorreu o magmatismo intrusivo da fase rift e as diversas fases compressivas das orogêneses andinas, operantes especialmente no Cenozóico.

Os episódios tectônicos de idade permotriássica registrados na borda uruguaia da bacia foram recorrentes e sincrônicos com a sedimentação, tal como se observa no domínio ocidental, onde, às descontinuidades crustais preservadas, se associam sistemas de falhas inversas e anticlinais simétricos com planos axiais verticais associados a dobras de crescimento de diversas escalas e intensidade. Tais falhas apresentam altos ângulos de mergulho, inclinando-se rumo aos anticlinais, o que

sugere a possibilidade de inversão de antigas falhas normais associadas à sedimentação pré-permiana ou eopermiana, como pode ser observado na estrutura de Gaspar, onde se observam conglomerados basais, presumivelmente representando relictos da Formação San Gregorio.

Esta tectônica condicionou a geração de importantes deformações, que resultaram na intensa denudação de registros sedimentares em alguns setores e subsidências localizadas em outros, exercendo controle sobre o desenvolvimento de diferentes sistemas deposicionais nos vários setores da Bacia Chacoparanaense Uruguiaia.

As estruturas definidas nestes diferentes setores da bacia evidenciam controles vinculados a descontinuidades crustais das diversas unidades (microplacas) que conformam o Cráton Rio de La Plata.

Os dados resultantes dos levantamentos gravimétricos, sísmicos e estratigráficos (superfície e subsuperfície) permitem interpretações estruturais e sismoestratigráficas que levam à identificação de deformações sin-sedimentares e de reativações em lineamentos e descontinuidades crustais que atuaram durante todo o Paleozóico (de Santa Ana *et al.*, 2001).

Com base nos dados gravimétricos residuais – que representam, em termos regionais, uma importante ferramenta de análise estrutural – é possível definir, a partir do gradiente das curvas (20 miligals), um sistema de lineamentos, provavelmente relacionados com descontinuidades crustais que separam blocos e unidades litosféricas geneticamente diferentes, e direções de eixos de anomalias positivas e negativas que evidenciam zonas alçadas ou deprimidas, com dobras e falhas de natureza diversificada, reativadas e acompanhadas, em alguns casos, de magmatismo intrusivo de diversos tipos. Na FIGURA V.8, podem ser observados os elementos geométricos que caracterizam as descontinuidades definidas a partir da gravimetria residual e das informações de linhas sísmicas de superfície e de poços. Estas estruturas têm apresentado diferentes respostas morfoestruturais em relação à natureza e cinemática resultantes dos diferentes episódios tectônicos atuantes no Paleozóico e no Mesozóico. As anomalias registradas na gravimetria residual têm

relação com descontinuidades crustais que poderiam indicar a presença de suturas e blocos amalgamados, de diversos tipos, do embasamento cristalino.

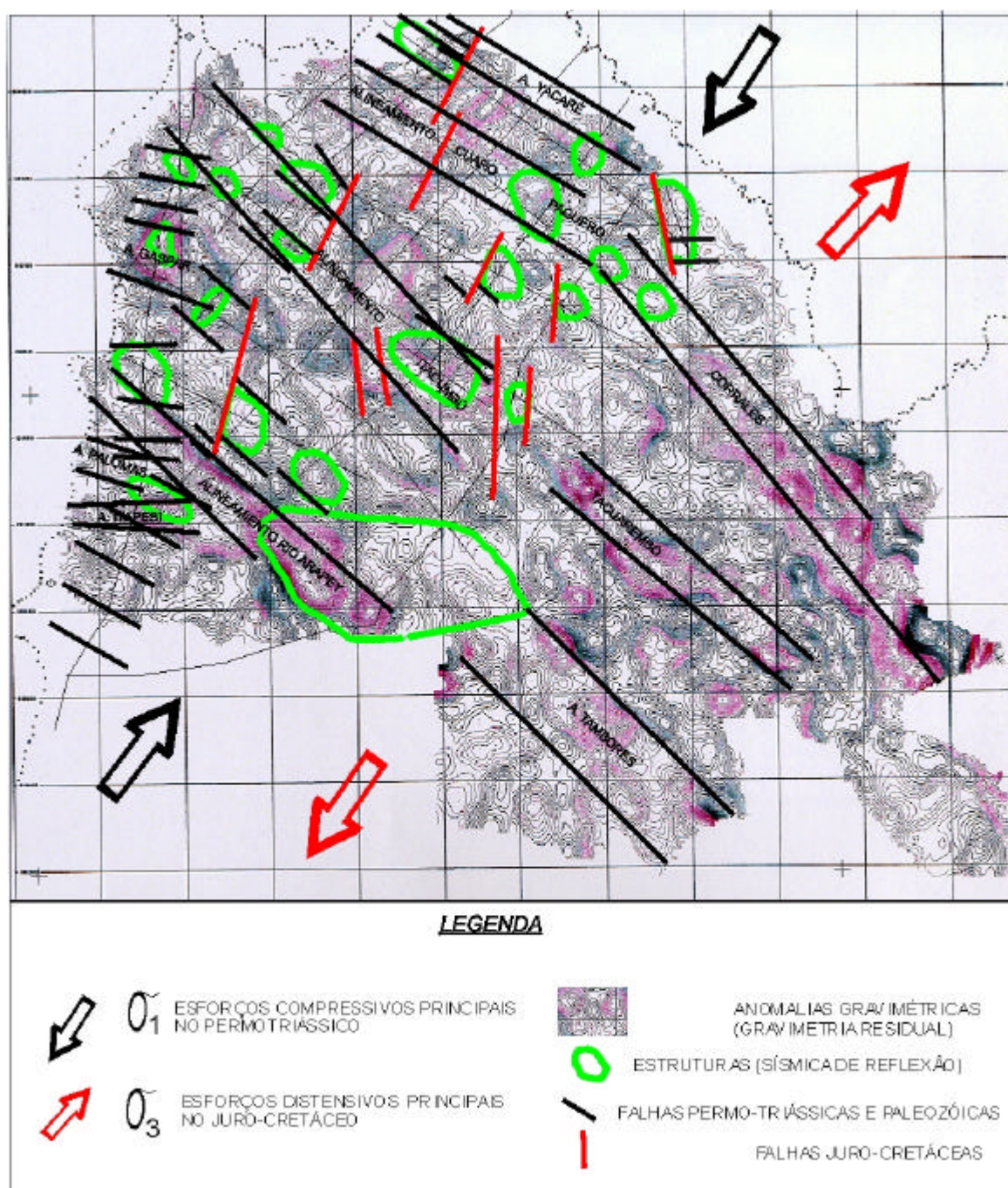


Figura - V8 ELEMENTOS E ESTILOS ESTRUTURAIS DA TETÓNICA COMPRESSIONAL PERMOTRIÁSSICA E DISTENSIONAL JUROCRETÁCEA NA BChPu

Tectônica e sedimentação

A Bacia Chaco-Paraná Uruguiaia, tal como hoje exposta, constitui produto da superposição de diversos eventos deposicionais, que configuraram diversas bacias desde o Devoniano até o tempo presente, com profundas diferenças em termos de desenvolvimento, limites, depocentros, geometrias e estilos estruturais.

Os principais eventos deposicionais da bacia, com registro vulcanossedimentar parcialmente preservado, podem ser integrados em quatro seqüências deposicionais: a Seqüência Devoniana, a Seqüência Permotriássica, a Seqüência Jurássico Superior - Cretáceo Inferior, e a Seqüência Cretáceo Superior; completando o registro geológico, incluem-se relictos das seqüências Oligoceno-Mioceno e Plio-Pleistoceno.

As condições de borda de bacia e a proximidade de zonas de propagação de esforços compressivos que atuaram na margem ocidental do Gondwana (Orogenia tardi y finiherciniana), propiciaram a omissão, truncamentos, e destacadas variações faciológicas dos sistemas deposicionais, assim como importante controle dos processos erosivos que afetaram quase todas as seqüências deposicionais da bacia.

No presente trabalho serão tratadas a segunda e a terceira fase de subsidência da bacia, representadas pelas seqüências permotriássica e jurocretácea.

A seqüência permotriássica constitui a segunda fase de subsidência da Bacia Chaco-Paraná Uruguiaia, configurando o maior registro deposicional desta entidade. Sua origem se localiza em uma importante fossa, presumivelmente relacionada com um antigo e importante vale glacial, situado próximo ao atual curso do maior rio interior do país: o Rio Negro. Esta calha, de direção aproximada NW, apresenta uma extensão de 350 km, com 100 km de largura, e está localizada no setor sul da bacia. O limite meridional desta estrutura é controlado por remanescentes estruturais da Seqüência Devoniana, o oeste pelo embasamento antigo do bloco Piedra Alta, a norte pelo bloco Nico Perez e, a leste, pelo extremo ocidental da faixa orogênica que conforma o Cinturão Cuchilla de Dionísio ou Dom Feliciano.

A presença de fácies glaciogênicas e flúvioglaciais com fortes mudanças laterais e presença de escorregamentos, sismitos, diques clásticos, indicam grande instabilidade tectônica. Por outro lado, os limites abruptos desta faixa deposicional evidenciam que a calha do Rio Negro foi afetada por falhamentos normais, provavelmente associados a uma fase distensional induzida por sobrecarga de geleiras e às altas taxas de sedimentação dos depósitos flúvioglaciais em uma zona presumivelmente relacionada com uma descontinuidade crustal associada ao lineamento Rio Negro, da borda norte do Cráton Rio de La Plata.

O segundo evento deposicional do Permiano Inferior é marcado pela presença de importante cunha clástica pelítica, com espessamento para oeste. Tal fase de subsidência pode ser relacionada com a última, e mais importante, transgressão permiana, que ingressa pelo quadrante oeste, a partir do atual setor argentino da Bacia do Chaco-Paraná. Este amplo domínio marinho, de influência glacial na base (Formação Cerro Pelado) e plenamente marinho no topo (Formação Fraile Muerto), gerando o maior *onlap* de todas as áreas cratônicas meridionais. A distribuição atual desse registro deposicional na borda sul da bacia evidencia uma configuração paleogeográfica pós-erosiva, produto dos soerguimentos e de flexuras crustais gerados pela tectônica compressiva associada com as orogenias tardi finiherciniana (permotriássica) e Andina (cenozóica).

Deformação permiana e orogênese Tardiherciniana - Discordância kunguriana

Este episódio tectônico, presumivelmente representando o primeiro reflexo da orogênese Tardiherciniana na Bacia Chacoparanaense Uruguiaia, afetou os registros basais da Tectonossequência Permotriássica em pontos localizados do setor sudeste do domínio oriental da Bacia.

A discordância definida como intrapermiana I ocorre entre os sedimentos fluviais e aluviais da Formação Tres Islas e os sedimentos glaciomarinheiros subjacentes da Formação Cerro Pelado.

As estruturas relacionadas com este episódio tectônico são localizadas e se associam a um soerguimento que ocorreu no setor sudeste da Bacia. As modificações

paleofisiográficas deste setor controlaram e desencadearam as progradações dos sistemas fluviodeltaicos da Formação Tres Islas. As estruturas decorrentes do levantamento podem estar associadas a uma antiga descontinuidade, observada no âmbito da área soerguida, onde ocorrem os protomilonitos de Infinsa, a poucos quilômetros a leste da cidade de Melo.

O soerguimento detectado em setores restritos do flanco oeste do Cinturão Dom Feliciano também se refletiu em discordâncias na região este do domínio oriental da Bacia.

No setor oeste do domínio oriental e em todo o domínio ocidental, os sedimentos marinhos transicionais do membro superior da Formação Tres Islas apresentam acunhamentos e limites deposicionais com os sedimentos marinhos das formações Cerro Pelado e Fraile Muerto, com os quais mantêm relações concordantes e transicionais.

Deformação permiana II - Orogênese Finiherciniana I - Discordância kazaniana

Esta fase de deformação, configurada por importantes flexuras, está relacionada com os episódios da tectônica compressiva associada à fase orogênica Finiherciniana I, definida na Bacia Chacoparanaense Uruguiaia no Kazaniano-Scytiano, e tem sido caracterizada e mapeada em superfície e subsuperfície em todo o domínio ocidental da Bacia.

As maiores evidências desta discordância permiana em superfície ocorrem no setor sudeste do domínio ocidental, nos arredores das localidades de San Gregorio (Departamento de Tacurembo), e San Jorge (Departamento de Durazno), onde os depósitos sintectônicos aluviais e eólicos do Ciclo Tataniano - Scytiano da Formação Buena Vista se apoiam em discordância sobre as fácies diamictíticas fluvioglaciais e limnoglaciais da Formação San Gregorio, de idade asseliana-kunguriana.

Em subsuperfície, a discordância intrapermiana ocorre em todos os poços do domínio ocidental da Bacia. No setor sul, nos poços Ulleste, Guichon e Salsipuedes, os sedimentos da Formação Buena Vista se apoiam discordantemente por cima dos diamictitos e arenitos da Formação San Gregorio. Na região central, por sua vez, os

sedimentos arenosos da Formação Buena Vista também apresentam relações discordantes com as fácies pelíticas e lamíticas glaciomarinhas da Formação Cerro Pelado, tal como observado no Poço Quebracho. No setor norte do domínio ocidental da Bacia, as informações palinológicas, geofísicas e líticas dos perfis dos poços Salto, Pelado, Artigas, Gaspar, Yacaré e Itacumbú mostram que os sedimentos marinhos profundos de idade kunguriana tardia da Formação Fraile Muerto apresentam-se recobertos discordantemente por arenitos eólicos do Triássico Inferior do Membro Superior da Formação Buena Vista.

No domínio oriental da Bacia, o ciclo deposicional marinho-transicional de idade kazaniana-tataniana, constituído pelas formações Mangrullo, Paso Aguiar e Yaguari, mostra fortes variações de espessura na Formação Paso Aguiar e indícios de controles deposicionais na Formação Mangrullo, próximo ao limite oeste do domínio oriental. O contato entre esta unidade e a Formação Fraile Muerto são bruscos e bem definidos no domínio oriental da Bacia. Observam-se, nesse caso, brechas calcárias e calcários com laminação ondulada e gretas de sinereses da base da Formação Mangrullo, indicativas de condições marinhas rasas, assentadas sobre os sedimentos marinhos profundos do topo da Formação Fraile Muerto, o que indicaria, então, bruscas descidas do nível do mar e a natureza tectoeustática dessas oscilações.

A presença de sismitos na Formação Mangrullo, com dobras fechadas métricas nos ritmitos margo-pirobetuminosos expostos na borda leste do sistema de falhas de Infrinsa, assim como de lâminas milimétricas de cinzas que neles se intercalam indica condições de forte instabilidade tectônica, associada a alguma fonte vulcânica, presumivelmente associada com episódios de máxima sismicidade e vulcanismo na borda ativa entre as regiões Gondwânica e Patagônica (Ramos, A.V. 1988).

Uma situação de semelhante instabilidade tectônica do Permiano Superior acha-se igualmente evidenciada na Formação Yaguarí, onde ocorrem cinzas vulcânicas geneticamente relacionadas com lentes bentoníticas no topo desta unidade. No mesmo sentido, são observadas grandes figuras de deformação sinssedimentar nas fácies arenosas desta mesma unidade, incluindo dobramentos e expressivos *slumps*, com estratos apresentando fortes angularidades; que se atenuam lateralmente; truncados por episódios subseqüentes de progradação arenosa.

A ocorrência de contatos bruscos e bem definidos entre os sedimentos pelíticos vermelhos e variegados de sistemas marinhos da Formação Yaguarí e sedimentos arenosos predominantemente fluviais da Formação Buena Vista, conquanto não configurem, em termos paleontológicos, descontinuidades maiores no registro geológico desta porção, se somado às deformações sinssedimentares e às eventuais omissões de algumas fácies lacustres no topo da Formação Yaguarí pode configurar sutis respostas a pulsos tectônicos vinculados com a orogênese Finiherciniana no domínio oriental da Bacia.

A evolução do Kazaniano - Tataniano no domínio ocidental da BChPU mostra-se, assim, caracterizada por fortes soerguimentos e deformações do embasamento, com respostas na sedimentação vinculadas aos esforços tectônicos compressivos associados com a orogênese da borda ativa do Gondwana.

No domínio oriental, o Kazaniano - Tataniano se caracterizou por forte subsidência, que resultou em uma acumulação de sedimentos marinhos e transicionais. Além de se constituir em um marco tectônico regional, este evento de deposição imprimiu profundas modificações paleogeográficas. O “mar Kazaniano” apresentava, então, uma distribuição faciológica indicativa de maior desenvolvimento deposicional a leste e ambiência rasa a oeste. Tal basculamento e inversão marcam profundas diferenças com o “mar Kunguriano”, onde as maiores espessuras e o arranjo faciológico evidenciam maior profundidade no rumo oeste, na margem ativa do Gondwana.

Estes dois domínios, com respostas e estilos estruturais diferentes da Bacia Chacoparanaense Uruguaia, seguramente constituem reflexos de um mesmo evento tectônico, com efeitos deformadores da cobertura sedimentar e geração de espaços para novos episódios deposicionais.

O pulso final do soerguimento de Arco do Rio Grande (tectonica finiherciniana), ocorrido há cerca de 220 Ma.(Poupeau, 1985)), foi datado por traços de fissão de apatita.

A discordância Eotriássico-Mesojurássico foi definida, em nível regional, em diversos setores todos os domínios da Bacia Norte.

A presença de deformações na seqüência permotriássica baseia-se em informações de diversas naturezas nos dois domínios da Bacia.

No atual arco morfoestrutural da “ilha cristalina” de Rivera - Aceguá - La Valeriana e áreas circundantes estão registradas a maior subsidência e a mais espessa acumulação sedimentar, da mesma forma que a distribuição das isópacas das formações Mangrullo e Paso Aguiar e a constatação dos maiores teores médios de matéria orgânica das camadas betuminosas da unidade Mangrullo nesta área estão a indicar condições restritas neste setor da Bacia.

As camadas e níveis clásticos finos e calcários de águas rasas da Formação Mangrullo apresentam intercalações arenosas muito finas, maduras, com grãos de composição quartzosa, bem arredondados, o que evidencia a proximidade de limites deposicionais com aportes de procedência sedimentar a oeste. Características composicionais e texturais similares também são encontradas nas fácies psamíticas de planície e canais de maré das formações Paso Aguiar e Yaguarí.

Uma espessura menor e o predomínio de arenitos muito finos, calcários e calcários arenosos fossilíferos, com marcas de ondas, da Formação Mangrullo, na zona de Fraile Muerto, Cuchilla de Caraguata, Clara, La Hilera e Pueblo Ansina, poderiam indicar a proximidade dos limites deposicionais deste ambiente marinho restrito a epicontinental no rumo oeste da Bacia, coetâneos com o alçamento, e os decorrentes processos de peneplanização e continentalização iniciais, bem como erosão parcial destes sedimentos no setor ocidental da Bacia.

As unidades faciológicas lamíticas basais da Formação Paso Aguiar caracterizam um cenário marinho epinerítico, de maior profundidade; as fácies intermediárias, com domínio de ondas, e as fácies superiores, associadas a planícies arenosas, por outro lado, apresentam grandes variações de espessura sedimentar, registrando-se para o conjunto das formações Mangrullo e Paso Aguiar acumulações

de quase 250 m na zona de Mazangano, e espessuras remanescentes inferiores a 100 m no flanco oeste da faixa de afloramentos da Bacia.

Dessa forma, fica evidente que a região oriental da Bacia entrou em franca subsidência, provavelmente induzida pelo importante alçamento verificado no domínio ocidental. Situações de maior distensão e subsidência localizada podem também ter ocorrido durante este evento tectônico no setor central da Bacia do Paraná, onde o conjunto neopermiano, enfeixado pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, chega a alcançar 1.300 m de espessura (Zalán *et al.*, 1990).

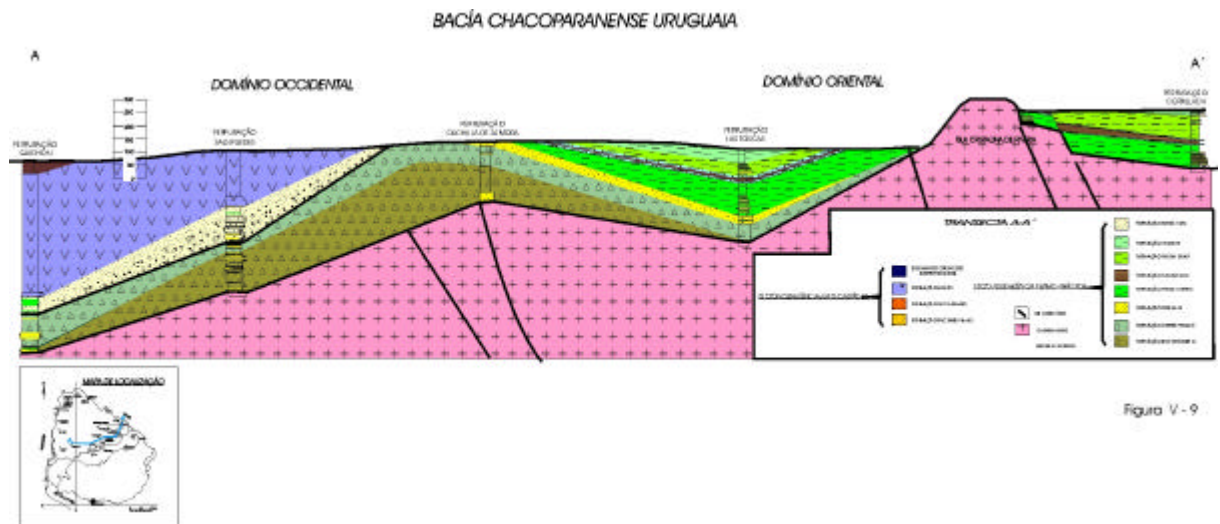
A ausência de fácies carbonáticas e siliciclásticas da Formação Teresina na Bacia Chacoparanaense Uruguia permite supor que os episódios de soerguimento do Arco de Assunção paraguaio-argentino e o arco ocidental da região uruguia são parcialmente síncronos com a sedimentação do final do Permiano da Bacia Chacoparanaense.

A subsidência localizada, continentalização no domínio ocidental da Bacia em território uruguaio está registrada no Eotriássico (Scytiano), com os sedimentos flúvio-eólicos da Formação Buena Vista.

Nas seções (transectas) da Bacia podem ser visualizadas as estruturas distensivas eopermianas e jurocretáceas do domínio ocidental e as principais respostas compressivas neopermianas e eotriássicas no referido setor. Observa-se que nas mesmas posições geoestruturais há registro de reativações e recorrência de algumas estruturas, possivelmente vinculadas a descontinuidades e zonas de fraqueza crustais, presentes no embasamento cristalino (FIGURAS V.9, V.10, e V.11).

Situação similar ocorre nos domínios oriental e meridional, onde o lineamento Paso Pereira - Tacuarembó, que atuou como um paleovale glaciígeno secundário durante o eopermiano, conforma grandes arcos no Triássico, quando se registraram os últimos pulsos da orogênese finiherciniana.

A análise estrutural efetuada e as interpretações tectônicas decorrentes possibilitam definir, na BChPU, a existência de uma tectônica permotriássica de natureza compressiva, atuando concomitantemente com a sedimentação da





BACIA CHACOPARANENSE URUGUAIA

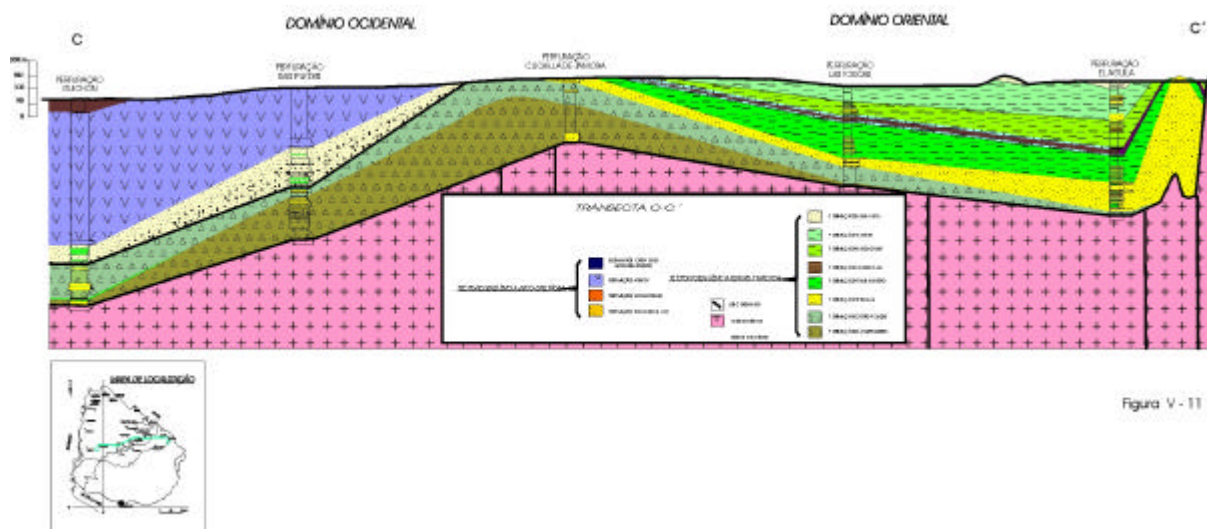


Figura V - 11

Tectonossequência Permotriássica. Estes episódios tectônicos são correlacionáveis com aqueles definidos nas Sierras Australes de Buenos Aires (Cobbald *et al.*, 1991; Lopez-Gamundi & Rossello, 1997), sincronicos com a sedimentação do Grupo Pillahuinco (Lopez-Gamundi *et al.*, 1995). Os mesmos registros tectônicos e deposicionais também foram definidos em alguns setores da Bacia Chacopampeana Argentina (Russo *et al.* 1979, Zambrano, 1974; Chebli *et al.*, 1999).

Sedimentação jurocretácea - Fases Rift I e II - Domínio de abertura atlântica

A reativação associada aos registros geológicos jurássicos e eocretáceos da Bacia Norte está vinculada, como já referido, ao processo de rifteamento do Atlântico Sul. Nesta região austral da América do Sul, e particularmente no domínio geográfico definido ao sul da dorsal Walvis - Rio Grande, tal megaevento extensional, policíclico, de larga duração, mostrou-se atuante durante o Jurássico e o Cretáceo. A reativação extensiva cessou aproximadamente durante o Aptiano - Albiano, quando passou a predominar um regime de esforço de natureza compressiva. De uma forma geral, aceita-se que desde o final do Jurássico até o Eocretáceo (em torno de 135 Ma) o ritmo de convergência entre as placas Pacífica e a borda ocidental do Gondwana era lento, propiciando um regime de esforços extensivo durante as etapas de rifteamento, inclusive durante a abertura inicial do Oceano Atlântico. Entre as latitudes 20° e 36° (tanto na África como na América do Sul), podem ser identificados diversos pulsos tectonomagmáticos no Mesozóico.

Esta resposta estrutural da Bacia está associada a um recorrente e paulatino soerguimento generalizado dos antigos núcleos cratônicos gondwânicos, tal como se constata desde o término do Permiano até boa parte do Triássico (de Santa Ana, 1989; França *et al.*, 1995). Este soerguimento está relacionado com os últimos esforços compressivos que operaram na margem ocidental do Gondwana (Orogenia Finiherciniana), os quais, além de dobrar intensamente os sedimentos paleozóicos e eotriássicos ao sul da Província de Buenos Aires (Sierras Australes), afetaram suavemente o embasamento e as unidades sedimentares pré-jurássicas da Bacia Norte (de Santa Ana *et al.*, 2001). A discordância eotriássica possui alcance regional e

pode ser constatada nas colunas estratigráficas de várias bacias fanerozóicas da região austral do continente sul-americano (França *et al.*, 1995; Milani, 1998, Ramos, A.V.,1970; Zalan, P.V. et al.,1986; Zalan P.V. et al.,1990).

Na Bacia Norte, as evidências estratigráficas de uma primeira fase extensiva, vinculada à origem da tectonossequência juroeocretácea, estão representadas pelos basaltos de 165 Ma, reunidos na Formação Gaspar. Este evento efusivo é correlacionado com a fase Rift I definida nas bacias de Santa Lucia e Punta del Este (Rossello et al. 2000, Ucha et al. 2003), podendo, seus equivalentes, serem encontrados em superfície e subsuperfície na Bacia Chacoparanaense (*vide* Chebli *et al.*, 1989). Da mesma forma, a esta primeira fase de tectônica distensiva da Bacia se associam novos espaços de sedimentação, que permitiram a deposição da Formação Itacumbú. O mapa de isópacas da sedimentação Itacumbú delineia, de forma nítida, um controle deposicional de tendência NNE, configuração que também marcou os depocentros vulcano-sedimentares eocretáceos na porção austral da Placa Sul-Americana (*vide* Rossello & Mozetic, 1999).

Posteriormente, a sedimentação Tacuarembó, na Bacia Norte, passou a ter um domínio geográfico mais amplo do que o da Formação Itacumbú. De uma maneira geral, a sedimentação flúviolacustre, com episódios eólicos associados, ultrapassou os limites do controle exercido pelos forte lineamentos NW (Cuaró - Paguero - Corrales, ao norte, e Rio Arapey - Tambores, ao sul). A sedimentação Tacuarembó mostra um rápido acunhamento rumo sul, onde, em latitudes próximas ao flanco meridional do Alto Paysandú, no lineamento Rio Queguay, encontra-se o limite deposicional da unidade.

É neste contexto, e durante a deposição Tacuarembó, que se produziu a segunda fase de reativação extensional, atuante na Bacia Norte durante o Eocretáceo, e que se correlaciona com a fase Rift II definida nas bacias de Santa Lucia e Punta del Este. Tal fase corresponde à reativação de lineamentos e falhas de direções NW e NS, no que é acompanhada pelo extravasamento de expressivo volume de lavas, cobrindo cerca de um milhão de quilômetros quadrados no continente sul-americano, bem como por atividade intrusiva que afetou todas as unidades da coluna estratigráfica da Bacia.

Este episódio tectônico e as estruturas associadas à reativação jurocretácea se processaram através de antigas zonas de fraqueza crustal de direções WNW a EW e NS, que podem ser reconhecidas no embasamento cratônico antigo. Além disso, constatou-se que as direções NS, mais propensas à abertura frente ao campo de esforços regional, é que controlaram efetivamente o magmatismo.

VI - PRINCIPAIS RESULTADOS E CONCLUSÕES

-O registro geológico permo-eocretáceo da Bacia Chacoparanaense no Uruguai é dividido em duas tectonosseqüências. A Tectonosseqüência Permotriássica (Artinskiano-Scytiano) e a Tectonosseqüência Mesojurássica-Eocretáceo.

-Para cada uma das tectonosseqüências foram analisados a evolução do preenchimento sedimentar, os ambientes sedimentares e as modificações fisiográficas.

-Foi estabelecida uma nova proposta litoestratigráfica para toda a bacia com base em dados e informações de superfície e subsuperfície.

-Foi redefinida a unidade San Gregorio, formação sedimentar mais antiga da Tectonosseqüência PT, de natureza essencialmente glacial, restrita ao conjunto litológico que se desenvolve em subsuperfície e superfície na bacia hidrográfica do Rio Negro.

-Foi definida a Formação Cerro Pelado, anteriormente assimilada em parte à Formação San Gregorio e aos “sedimentos pelíticos grises” da Formação Melo (Ferrando & Andreis, 1986). Foram identificadas três camadas de natureza glácio-marinha constituídas por pelitos pretos e cinzas. Foram redefinidas as relações de contato da Formação Tres Islas, com a definição de dois membros: o Membro Cerro La Pedrera e o Membro Cerro La Valeriana. Foram discutidas as relações discordantes com a Formação San Gregorio.

-Foram redefinidas no seu conteúdo litológico e em seus limites erosivos e deposicionais as formações Fraile Muerto, Mangrullo e Paso Aguiar.

-Foram definidos o conteúdo litológico e relações de contato da Formação Yaguarí, de natureza marinha – costeira, depositada abaixo da influência de marés e ondas.

-Foi definida no seu conteúdo litológico e nas suas relações de contato a Formação Buena Vista, subdividindo-a nos Membros Colonia Orozco e Cerro Conventos.

-Foi proposta a criação da unidade Formação Itacumbú, de suposta idade Jurássica, constituída por arenitos grossos e finos e pelitos cinzas e avermelhados, de natureza continental.

-Foi restrito o desenvolvimento da Formação Tacuarembó ao domínio ocidental da bacia, e do ponto de vista litoestratigráfico, integram-se em dois membros tal como fora proposta originalmente por Bossi *et al.* (1966): o Membro Inferior e o Membro Superior. Os novos estudos paleontológicos permitem datar a deposição destas unidades, assim como as sobre e sotopostas.

-Nesta proposta litoestratigráfica a Tectonossequência Permootriássica (ciclo de 2ª ordem), é constituída pelas formações San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Fraile Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí e Buena Vista, e pode ser analisada no decorrer de 4 ciclos sedimentares:

O ciclo de idade Artinskiano-Kunguriano, identificado pelos intervalos palinoestratigráficos I (I2,I3,I4) do quadro de Daemon & Quadros (1970), com representantes faciológicos glaciais e flúvio-glaciais (1a). O segundo ciclo sedimentar, de natureza marinho-deltaica e de idade Kunguriano-Kazaniano inicial, caracterizados pelos intervalos I(I2,I3,I4) e J de (Daemon & Quadros, 1970). O terceiro ciclo, de natureza marinha com domínio de maré é de idade Kazaniano, e está definido pelo intervalo L2 de Daemon & Quadros (1970). O último ciclo, o quarto, de idade Tatariano – Scytiano é majoritariamente de natureza continental, de origem flúvio-eólica.

-É definida e caracterizada a tectônica deformacional, do tipo compressiva, que afeta as unidades sedimentares da Bacia e correlaciona-se aos eventos transcorrentes da margem ocidental do gondwana no decorrer do permotriássico (Sierras Australes da Província de Buenos Aires) – Orogenia Tardi e Finiherciniana.

-A Tectonossequência Mesojurássica - Eocretácea, se estabelece na etapa inicial (Rift I) do rifte Atlântico, de natureza vulcanossedimentar, materializada pelas formações Gaspar, Itacumbú, Tacuarembó e uma etapa distensiva final (Rift II) materializada pela Formação Arapey.

VII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acevedo, S.A. et al. 1985. Evidências de correlação entre a Formação Yaguarí (Uruguay) e as Formações Rio do Rasto e Sanga do Cabral (Rio Grande do Sul-Brasil). *Pesquisas*, n 17, p 112-121. Porto Alegre.
- Allen, P. A. & Allen, J.R. 1990. *Basin analysis, principles and applications*. London: Blackwell, 451 p.
- Almeida, F.F.M. & Melo, M.S. 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozoico. In: BISTRICHI, C.A. CARNEIRO, C.D.R., DANTAS, A.S.L., PONCANO, W.L. (EDS.). Mapa geológico do Estado de São Paulo-nota explicativa. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas, vol.1, p.46-77.
- Andreis, R.R.; Ferrando, L. & Montaña, J. 1991. Permian-Carboniferous subsurface sequences in the southeastern area of the Gondwana basin in Uruguay. *Anais XII INTERNATIONAL CONGRESS OF CARBONIFEROUS AND PERMIAN STRATIGRAPHY AND GEOLOGY*, 315-349, Buenos Aires.
- Andreis, R.; Ferrando, L.; Herbst, R. 1991. Terrenos Carboníferos y Pérmicos de la República Oriental del Uruguay. El Sistema Pérmico en la Argentina y en la República Oriental del Uruguay. *XII CONGRESO INTERNACIONAL DE LA ESTRATIGRAFÍA Y GEOLOGÍA DEL CARBONÍFERO Y PÉRMICO*, 315-349, Bs. As. Argentina.
- Andreis, R.R.; Ferrando, L. & Montaña, J. 1993. Facies, paleoambientes y cronoestratigrafía no subsolo do setor nordeste da bacia gondwânica uruguaia. *Res. Exp. I SIMPOSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ*, 39 - 40, Rio Claro.
- Andreis, R.R.; Japas, M.S.; Rodriguez, S. 1996. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Ventania). In: 13º CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO, 3º CONGRESO DE EXPLORACION DE HIDROCARBUROS, Buenos Aires 1996. Excursión Geológica n.1. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina- Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 32p.
- Asmus, H.E. & Guazello, W., 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes- hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In: PROJETO REMAC. Rio de Janeiro. Petrobras-Cenpes, vol.9: 187-269
- Beri, A. 1993. *Palinologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná na República Oriental do Uruguai. Considerações bioestratigráficas e paleoecológicas*. Dissertação de Mestrado, IG - UFRGS, Porto Alegre, 103 p. (inédito).
- Beri, A. & Daners, G. 1998. Análisis palinológico de la perforación N° 201, Pérmico (Uruguay). *Revista de la Real Sociedad Española de Ciencias Naturales* 94(1-2):55-64.

- Beri, A. & Daners G. 1994. Contenido palinológico de la Fm. San Gregorio en la Perforación Cerro Largo Sur Nº4, Pérmico Inferior, Uruguay. Res. Ampl. *Jor. Paleont. Uruguay*, 10-11 Montevideo. Beri, A; Daners, G. 6 Tejera, L. (2000). Palinología de la Formación Tres Islas en la perforación 313/1, Pérmico Inferior, Uruguay. *Revista Universitaria de Guarulhos* 6(4):213-219
- Bossi J. ; Navarro R. 1988. *Geología del Uruguay*. Depto. Publ. Universidad de la República. Montevideo, 2 Tomos, 966p.
- Bossi, J & Navarro, R. 1991. *Geología del Uruguay*. Depto. Publ. Universidad de la República. Montevideo, 970 p.
- Bossi, J. & Campal, N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior en Uruguay. In: GUTIERREZ MARCO, SAAVEDRA & RABANO (eds.), Paleozoico Inferior de Ibero-América, Univ. Extremadura, 343-356. España.
- Bossi, J. 1966. *Geología del Uruguay*. Depto. Publ. Universidad de la República. Montevideo, 469 p.
- Bossi, J. Heide, E. & de Olivera, T. 1969. *Carta Geológica del Segmento Salto. Sectores XIX y XX*. Depto. Publ. Universidad de la República. 57 pp.
- Bossi, J., Ferrando, L., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J., Carballo, E., Ford, Y. & Montaña, J. 1974. *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:1.000.000*. Dir. Suelos y Fertilizantes. MGAP. 32 pp. Montevideo.
- Bossi, J.; Ferrando, L. & Albanell, H. 1967. El Basamento Cristalino del sudeste del Uruguay. 2° SIMP. INT. DERIVA CONT. UNESCO.
- Bossi, J.; Ferrando, L.; Montaña, J.; Campal, N.; Morales, H.; Gancio, F.; Schipilov, A.; Piñeyro, D.. & Sprechmann, P. 1998. *Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay, a escala 1/500.000*. Versión CD-Rom, Geoeditores, Montevideo.
- Bossi, J., Ledesma, J., Carballo, E., & Navarro, R., 1974. Resumen de los conocimientos actuales sobre los derrames basálticos del noroeste del Uruguay. *Anais. XXVIII CONG. BRASL.GEOL.*, Porto Alegre, v4. 51-60.
- Bossi, J., Schipilov A. 1998. Rocas ígneas básicas del Uruguay. Volumen I. Facultad de Agronomía. Universidad de la República. Montevideo. 245pp.
- Brown, L.F., & Fisher, W.L 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional system: examples from Brazil rift and pull-apart basins, in: C.E.PAYTON ed., Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration AAPG Memoir 26, pñ 213-248
- Caorsi, J.H. & Goñi, J.C. 1958. *Geología uruguaya*. Bol. Inst. Geol. Urug., nº37: p1-73.
- Castro, J.C. 1991. *A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito, Membro Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. Rio Claro, 147 p*. Tese de Doutoramento em Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

- Chang, K.H., 1975. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86(4):544-552.
- Chebli, G.; Mozetic, M.E.; Rossello, E.A. & Buhler, M. 1999. *Cuencas sedimentarias de la llanura Chaco-paranaense. Geología Regional Argentina*. Secretaría de Minería de la Nación, Buenos Aires.
- Clerici, A. M. et. al. 1986. Reavaliação da Geologia do Paraguai oriental. *Anais do XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*. Goiânia, v1:163-176.
- Closs, D. y Gordon, M 1967. AN Upper Paleozoic goniatite redula. *Notas e estudios 1 (2)* 79-81. Escola de Geología. UFRGS. Porto Alegre. Brasil.
- Closs, D 1967. Intercalación de goniatites en las capas glaciales gondwánicas del Uruguay. *Anais I COLOQUIO DE LA UICG SOBRE LA ESTRATIGRAFIA DEL GONDWANA* Buenos Aires, v 2: 197-212
- Cobbold, P. R., Mossabie, A.C., Rossello, E.A. 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina,. *Hercynica, Paris, V.2, p. 135-148*.
- Cobbold, P.R., Gapais, E., Rossello, E.A., Milani, E.J., Szatmari, P. 1992. Permo-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. In: DE WIT, M.J., RANSOME, I.D. (eds.). *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa*. Rotterdam: *Balkema*, p. 23-26.
- Cordani, U.G. & Soliani, E. 1990. Idades K-Ar e Rb-Sr da "Ilhas Cristalinas" de Rivera e Aceguá (Uruguai e Rio Grande do Sul) e seu enquadramento no contexto geotectônico regional. *An. Acad. Bras. Cien.*, 62(2): p145-156.
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Porto R.; Filho, A.T. & Da Cunha, F.M.B. 1984. Estudo preliminar da integração do precambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Rev. Ciên. Técn. Petróleo*, N°15, Petrobras-Cenpes, 70p.
- Cox I. R. 1934. *Lamelibranchios de los estratos Gondwánicos del Uruguay*. *Ins. Geol. Del Uruguay. Bol. nº21*
- Daemon, R.F., & Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafía do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: 24º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Brasília, 1970. *Anais: Sociedade Brasileira de Geología*, p. 359-412.
- Daners, G. de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. 2003. Paleozoico Superior en la plataforma continental uruguaya: evidencias geológicas y palinológicas, XII SIMPOSIO ARGENTINO DE PALEOBOTANICA Y PALINOLOGIA. Buenos Aires, Resúmenes p.30
- Daners, G. & de Santa Ana, H. 2003. Primer registro para Uruguay de *Deusilites tenuistriatus* Gutierrez, Césari & Archangelsky 1997 (Formación San Gregorio, Cuenca Chacoparanense). XII SIMPOSIO ARGENTINO DE PALEOBOTANICA Y PALINOLOGIA. Buenos Aires, Resúmenes, p. 30-31

- Da Silva, J. (1984) Avances en los sedimentos gondwánicos; Cont. Centro de Estudio de Ciencias Naturales.
- Delaney, P.J.V. & Goñi, J.C. 1963. Correlação preliminar entre as formações godwânicas do Uruguai e Rio Grande do Sul, Brasil, *Boletim Pranaense de Geografia, Curitiba*, V.8-9, p. 3-21.
- De Santa Ana, H., Ucha, N., Couto, H., Triunfo G.. Evaluación de Yacimientos de Lutitas Pirobituminosas del Uruguay. 12 tomos ANCAP, Montevideo (inédito).
- De Santa Ana, H., 1989. Consideraciones tectónicas y deposicionales en la Cuenca Norte uruguaya. *Bol. Técnico ARPEL*, 18 (4): 319 - 339.
- De Santa Ana, H., Beri, A., Goso, C. y Daners, G. 1993. Análisis estratigráfico de la Formación San Gregorio (Pérmico Inferior) en los testigos del pozo Cerro Largo Sur Nº 4 (DINAMIGE) Uruguay. *Revista Brasileira de Geociencias* 23 (4) p347-351. San Paulo-Brasil.
- De Santa Ana, H. & Gutierrez, L. 2000. Formación Mangrullo (Cuenca Norte, Uruguay): estratigrafía y recursos minerales asociados. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología* 7 p2-14. Montevideo
- De Santa Ana, H., Rossello E., Fúlfaro, V.J., Veroslavsky, G. 2001. Evidencias de deformación compresiva permotriásica en la Cuenca Norte (Uruguay). XI CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA -LLL CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA (CD-Rom). Noviembre. Montevideo.
- De Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. 2003. La tectosecuencia vulcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay, Edad Jurásico-Cretácico Temprano. In: VEROSLAVSKY, G., UBILLA, M., MARTINEZ, S. (Eds.). *Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Geología, paleontología y recursos naturales. Mesozoico*. Facultad de Ciencias Universidad de la República. Montevideo P51-74
- De Santa Ana, H., Veroslavsky, G., y Goso, C.. 1993. Reconocimiento de depósitos turbidíticos asociados a la Formación Tres Islas en el área del Cerro de la Valeriana. Departamento de Cerro Largo. I CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA. Resúmenes Ampliados Vol (1) p19-24. Montevideo
- De Santa Ana, H. & Ucha, N. 1994. Exploration perspectives and hidrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basins. ANCAP. 90 p. (inédito).
- De Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. 1993. Cronoestratigrafía de las secuencias paleozoicas de la Cuenca Norte Uruguaya (borde sureste de la Cuenca de Paraná). Resúmenes Ampliados I SIMPOSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFÍA DA BACIA DO PARANÁ. P41-43. Rio Claro Brasil.
- De Santa Ana, H.; Veroslavsky, G. & Gonzalez, S. 1993. Geología de los sedimentos cretácicos de las cuencas del Uruguay. *Acta Geol. Leopoldensia*, 40, p 140 - 143. San Leopoldo Brasil.
- Du Toit, A. L. 1927. A geological comparision of South America with South Africa. Publ.

- Carnegie Institution of Washington (381)- pp.1 a 157. Washington EEUU.
- Dino, R. 1988. Análise Palinoestratigráfica da Bacia do Paraná - Uruguai, Petrobras-Cenpes, 21p. (Relatório interno ANCAP).
- Du Toit, A.L. 1927. A geological comparison of South America with South Africa. *Carnegie Inst. Washington*, Publ. Nº 381, (1):1-157. Estados Unidos
- Elizalde G., Eugui W., Verdesio J., Stapff, M. & Tellechea J. 1970. *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000.3 Segmento Aceguá sector XXX. Boletín Nº3* Dpto. de Publicaciones Universidad de la República. p 1-127. Montevideo.
- Esteban, M. & Klappa, C.F. 1983. Subaerial exposure environment. In: P.A.SCHOLLE, D.G. BEBOUT & C.H. MOOR (Eds.), *Carbonate depositional environments*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 33: 2 - 54.
- Eyles, C.H., Eyles, N., França, A.B., 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Paleozoic Itararé Group. Paraná Basin. Brazil. *Sedimentology. Oxford*, V.40, p. 1-25.
- Falconer, J.D. 1930. Memoria explicativa del mapa geológico de la región sedimentaria del departamento de Cerro Largo. *Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones*, Nº 12 pp.22
- Falconer, J.D. 1931a. Memoria Explicativa del mapa geológico de la región sedimentaria del Depto. De Cerro Largo. *Inst. Geol. Perf., Bol.* Nº 12, 22 pp. Montevideo
- Falconer, J. D. 1937. The Gondwana System of north eastern Uruguay with special reference to the Eogondwana beds. *Inst. Geol. Perf., Bol* Nº 23, 112 pp. Montevideo.
- Fernandez Garrasino, C.A., 1990. La sucesión estratigráfica del pozo YPF Nogoyá 1, provincia de Entre Ríos. *Actas 3ª REUNION ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGIA* 125-129. San Juan. Argentina.
- Fernández L.A.D., Tommas A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation pattern in the Southern Brazilian branch of the Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1): p77-96.
- Ferrando, L. & Montaña, J. 1987. Hipótesis preliminar sobre la evolución paleogeográfica de la Cuenca de Paraná en Uruguay. *Atas III SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, vol. I, 393- 400, Curitiba.
- Ferrando, L. & Andreis, R.R. 1986. Nueva estratigrafía en el Godwana de Uruguay I CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDROCARBUROS. *Actas: Asociación Geológica Argentina*, V1, p. 295-322. Buenos Aires.
- Ferrando, L. & Andreis, R.R. 1988. Carta Geológica del Uruguay, escala 1:100.000 Hoja D15- Melo. Publ. Dinamige, Fac. De Agronomía y Fac. de Humanidades y Ciencias.
- Fragoso César, A.R.S. 1991. *Tectônica de placas no ciclo brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado -

IGSP,357p.

- França, A. B. & Pottter, P. E. 1989. Estratigrafia e ambiente deposicional do Grupo Itararé (Permo-carbonífero), Bacia do Paraná (parte 2). *Bol. Geoc. Petrobras*, 3(1-2): p 17-28.
- França, A. B. & Potter, P. E. 1991. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brasil. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v75 (1) 62-85.
- França, A. B.; Milani, E.J.; Schneider, R.L.; Lopez Paulsen, O.; Lopez Pugliesi, J.M.; R. Suarez S.; de Santa Ana, H.; Wiens, R.; Ferreiro, O.; Rossello, E.A.; Bianucci, H.A.; Flores, F.F.A.; Vistalli, M.C.; Fernandez Seveso, F.; Fuenzalida, R.P.; Muñoz, N. 1995. Phanerozoic correlation in Southern South America. In: TANKARD, A.J.; R. SUAREZ S.; WELSINK H.J. (eds.). *Petroleum basins of South America*. Tulsa: Amer. Assoc. Petrol. Geol., p. 129-161 (Memoir, 62).
- Francis, J.C. 1975. Esquema bioestratigráfico regional de la República Oriental del Uruguay. Actas 1º CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA. y BIOESTRATIGRAFIA. 539-569. Tucumán Argentina.
- Fúlfaro, V.J. 1971. A evolução tectônica e paleogeográfica da Bacia Sedimentar do Paraná pela trend surface analysis. Boletim da escola de Engenharia de São Carlos: Geología, São Paulo.112p.
- Fúlfaro, V.J.; Gama Jr. E.; Soares. P.C. 1980. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Sao Paulo: PAULIPETRO, 167p. (relatorio interno)
- Fúlfaro, V.J.; Saad. A.R.; Santos, M.V. & Vianna, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Brasl. Geoc.*, 12(4): p590-611.
- Gallego, O.F.; Herbst, R. Ferrando, L.A.1993.Cyzicus (E). *Falconeri n.sp.* (Concostracea) de la Formación Yaguarí (Pérmico Superior) Uruguay. *Ameghiniana* 30 (1): 17-22 Buenos Aires
- Gama JR. E. 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozoicas na parte central da Bacia do Paraná. *Rev. Brasl. Geoc. SBG* 12(4) 578-589.
- Guillemai, C. 1911. Zur Geologie Uruguays. *Zeitsch. Deutsh. Geol. Ges.*, Bd. 63: 203-220. Berlín
- Gonzalez S. & de Santa Ana H. 1998. Caracterizacion de la secuencia Eomesozoica continental en la región noroccidental de la Cuenca Norte (Uruguay). Actas 2º CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA. Pp 43-48. Punta del Este.
- Goso, C. A. 1995. *Análise estratigráfica da Formação São Gregorio na borda leste da Bacia Norte uruguaia*. Dissertação de Mestrado, IGCE - Unesp, Rio Claro, SP, 214 p. (inédito).

- Goso, C.A., Piñeiro, G., de Santa Ana H., Rojas, A., Verde, M. & Alves C., 2001. Caracterización estratigráfica de los depósitos continentales cuspidales nepérmicos (Formaciones Yaguarí y Buena Vista) en el borde oriental de la Cuenca Norte Uruguay. XI CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA- III CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA (CD- Rom).
- Goso, C.A., 1999. *Análise estratigráfica do Grupo Paysandú (Cretaceo) na Bacia do Litoral Uruguai*. Tese de Doutorado IGCE-UNESP. Rio Claro 184pp.
- Goso, H. & Santa Ana de, H. 1986. Evolución tectónica y sedimentaria de la Cuenca Norte uruguaya. Modelo preliminar. *LX RANE 1986*, Presente y futuro de la exploración de hidrocarburos en las cuencas latinoamericanas, *ARPEL*, 30, Lima.
- Groeber, P. 1932. Informe sobre las condiciones geológicas de un dique de embalse en Rincón del Bonete y de la cuenca abarcada por el lago. *Ins. Geol. del Uruguay*. Bol Nº 17.
- Harrington, H.J. 1956. Uruguay. In: Handbook of South American Geology. Jenks (ed.) Memoir 65. 117-128
- Huene, F. von. 1929. Terrestrische Oberkreide in Uruguay. *Centralbl. F. Miner., Jahrg. Abt. B.A.* 107-112
- Lambert, R. 1939. Memoria explicativa del mapa geológico de los terrenos sedimentarios y las rocas efusivas del Depto. de Durazno. *Inst. Geol. Urug.* Bol. Nº 25, 1- 37.
- Lambert, R. 1941. Estado actual de nuestros conocimientos sobre la Geología de la República Oriental del Uruguay. *Inst. Geol. Urug.* Bol. Nº 28, 89 pp. Montevideo.
- Lopez-Gamundi, O.R. ; Conaghan, P.J.; Rossello, E.A. ; Cobbold, P.R. 1995. The tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences*, Columbia, v8, n.2, p. 129-142.
- Lopez-Gamundi, O.R.; Rossello, E.A. 1997. Common evolutionary pattern along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande Basin-Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo Basin-Cape foldbelt (South Africa) revisited. *Geologische Rundschau*, Berlin.
- Marques-Toigo, M., 1970. Anabaculites nov. gen., a new miospore genus from San Gregorio Formation of Uruguay. *Rev. Ameghiniana*, II: (1), 79-82.
- Marques-Toigo, M., 1973a. Ammonoids x pollen and the Carboniferous or Permian age of San Gregorio Formation of Uruguay. Parana Basin. In: *Anais Acad. Bras. Cienc.* 44 (supl.) 237-241. Rio de Janeiro
- Marques-Toigo, M., 1973b. Estudo palinológico de concrecoes calcárias da Formação San Gregorio, NE da República Oriental del Uruguai- Bacia do Paraná. *Dissertacao de Mestrado*, 103 pp. URGs. Porto Alegre
- Marques-Toigo, M., 1988. Palynobiostratigraphy of the southern Brazilian Neopaleozoic Gondwana sequence. 7º Inter. Gondwana Symp., 503-516. Sao Paulo.

- Marques-Toigo, M., Alves de Souza, P., 2003 Unidades palinobioestratigráficas do Paleozoico Superior do Rio Grande Do Sul. 1º ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDOS E BACIAS. P 196.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIALL (de.), *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 5, 597 - 604.
- Miall, A.D. 1985. Architectural elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Review*, 22 (4): 261 - 308.
- Miall, A.D.. 1984. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer-Verlag Eds., New York, 490 p.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a Geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese de Doutorado. IG - UFRGS. 2 Volumes.
- Mones, A. & Figueiras, A. 1981. A geo-paleontological synthesis of the Gondwana formations of Uruguay. In: CRESWELL & VELLA (eds.), *Fifth Intern. Gondwana Symp.*, 47-52. New Zeland.
- Muzio, R. 2003. El magmatismo mesozoico en Uruguay y sus recursos minerales. In: VEROSLAVKY, G. UBILLA, M. MARTINEZ, S. ed. *Cuencas sedimentarias de Uruguay. Geología, paleontología y recursos naturales. Mesozoico*. Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo. P 75-101
- Northfleet, A.M., Medeiros, R.A. & Muhlman, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Tec. Petrobrás*, 12, p. 291-346.
- Padula, E. & Mingramm, A. 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario en el subsuelo de la Llanura Chaco-Paranense. *Actas III JORNADAS GEOLOGICAS ARGENTINAS*. Vol. 1: 291-331.
- Perea, D. & Martinez, S. 2003. La Formación Tacuarembó. Su fauna y su edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano. In: VEROSLAVKY, G. UBILLA, M. MARTINEZ, S. (Eds). *Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Geología, paleontología y recursos minerales. Mesozoico*. Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo. p101-115.
- Perinotto, J.A.J., 1992. Análise estratigráfica da Formação Palermo (P) na Bacia do Paraná, Brasil. Tese de Doutorado, IGCE-UNESP. Vol I e II. Rio Claro.
- Pezzi, E.E. & Mozetic, M.E. 1989. Cuencas Sedimentarias de la Región Chacoparanense. In: CHEBLI & SPALLETI (Eds). *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica Nº 6*. 65-78. Univ. Tucumán. Argentina.
- Piñeiro, G. 2002. *Paleofaunas del Pérmico-Eotriásico de Uruguay*. Universidad de la Republica-PEDECIBA, Tesis de Maestría 195p.

- Piñeiro, G. & Ubilla, M. 2003. Unidades permo-triásicas en la Cuenca Norte: paleontología y ambientes. In: VEROSLAVSKY, G. UBILLA, M. MARTINEZ, S. eds. *Cuencas sedimentarias de Uruguay. Geología paleontología y recursos naturales. Mesozoico*. Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo. p 33-51.
- Poupeau, G., 1985. Um perfil geocronológica (K.Ar./tracos de fissao) leste-oeste no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-grandense. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, SBG. Atas p 308-321
- Preciozzi, F. ; Bossi, J. & Morales, H., 1991. *The uruguayan crystalline basement. Global Geosciences Transect Valparaíso-Chile-Punta del Este-Uruguay*. C.M.Podozis Ed., Montevideo, 20 p.
- Preciozzi, F.; Masquelin, E.; Vaz, N. & Oyhançabal, P.. 1994. Terrenos do Proterozóico Médio e Superior no Uruguai e recursos minerais associados. Bol. Resumos Expand. XXXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, SBG, Camboriú, Vol. 1, p 629 - 630.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W. & Rossi, P. 1985. *Carta geológica del Uruguay (1:500.000)*. DI.NA.MI.GE. - M.I.E. Montevideo, 90 pp.
- Reading, H.G. (ed.), 1986. *Sedimentary environments and facies*. 2º ed., Oxford, Blackwell, 615p.
- Ramos, V.A. 1970. Aspectos paleo-estructurais da Bacia do Paraná e sua influencia na sedimentação. Bol. Tec. Petrobras, 12(3):291-346
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America- a collisional history. *Episodes* 11 (3): 168-174
- Reineck, H.G. & Singh, I. B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments* 2º ed., Berlin, Springer-Verlag, 549p.
- Rey Vercesi, D. 1933. Terrenos Gondwánicos del Dpto de Rivera. *Ins.Geol. del Uruguay*, Bol Nº 20.
- Rossello E.A., de Santa Ana H., & Veroslavsky G ,2000. El lineamiento Santa Lucia-Aiguá-Merin (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura atlántica . *Revista Brasileira de Geociencias* 30(4):749-756.
- Rossello & Mozetic M., 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste argentino. Actas I SIMPOSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMERICA DEL SUR, pp. 107-113. UNESP. Rio Claro, Serra Negra
- Rusconi, C. 1933. Sobre reptiles cretáceos del Uruguay (*Uruguaysuchus aznarezi* n.g.n.sp.) y sus relaciones con los Notosúquidos de la Patagonia. *Inst. Geol. Perf. Urug.* Bol. Nº 19, 3 - 71. Montevideo.

- Russo, A., Ferello, R. & Chebli, G. 1979. Llanura Chaco Pampeana. *Actas 2º SIMP. GEOL. REG. ARGENTINA*. Vol 1: 139-183. Academ. Nac. Ciencias. Córdoba. Argentina.
- Schneider, R. L. Muhlmann H., Tommasi, E; Medeiros, R. A.; Daemon, R.F.; Nogueira, A.A. 1974. Revisao estratigráfica da Bacia do Paraná. *Anais do XXVIII CIBG. BRAS. GEOL. SBG, Porto Alegre*, v 1, 41-65.
- Serra, N. 1946. Problemas de nuestra estratigrafía. *Rev. Ingeniería*, Mes 11, 679-688. Montevideo.
- Sloss, L.L. 1962. Stratigraphic models in exploration. *Amer .Assoc .Petrol. Geol. Bull.*, v. 46, p. 1050 - 1057.
- Sprechmann, P.; da Silva J.; Gaucher C.; Montaña, J.;, Herrera Z. 2001. Las concreciones fosilíferas de la Formación San Gregorio del Uruguay. (Carbonífero Superior? Pérmico Inferior?): Sus implicancias paleoecológicas y Paleoclimáticas. *Abstract XI CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA y III CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA SUG*, Montevideo, 10 p16
- Sprechmann, P., da Silva, J. & Bossi, J. 1981. Cuencas del Jurásico y Cretácico del Uruguay. *In: Volkheimer, W & Mussachio, E. (eds.) Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. p. 239-270. Buenos Aires.
- Terra Arocena, E. 1926. Nota sobre el piso Itararé y los sedimentos marinos de Rincón de Alonso. *Bol. Inst. Geol. Perf. Urug.*, N°8: p3-20.
- Ucha N. & de Santa Ana H., 1990. Evaluación del potencial hidrocarburífero del sector noroccidental de la Cuenca Norte uruguaya. División Investigación y Desarrollo. ANCAP. Montevideo 140 pp
- Uliana, M.A. & Biddle, K., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Rev. Bras. Geoc.* 18 (2): 172-190.
- Uliana, M.A. ; Biddle, K.T. & Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. *In: TANKARD, J.A. & BALKWILL, H.R. (Eds) Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins.*, AAPG Memoir 46, 599 - 614.
- Umpierre, M. & Halpern, M. 1971. Edades Estroncio-Rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, Tomo XXVI, N°2: 133-151.
- Veroslavsky, G. 1994. *Análise faciológica e estratigráfica do Devoniano da borda sul da Bacia do Paraná (Uruguai)*. Dissertação de Mestrado, IGCE - Unesp, Rio Claro, 208 p. (inérito)
- Veroslavsky G. & de Santa Ana H. 2004. Calizas del Quegauy: Génesis y Potencial económico. *In: VEROSLAVSKY, G. UBILLA, M. & MARTINEZ, S. 2003. Cuencas sedimenarias del Uruguay. Geología, paleontologia y recursos naturales. Cenozoico*. Universidad de la Republica- Facultad de Ciencias. 447 p. Montevideo

- Visser, J.N.J. 1987. The palaeogeography of part of southwestern Gondwana during the Permo-Carboniferous glaciation. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 70, p. 377-391
- Walker, R.G., 1984. Facies Models. Geoscience Canada Reprint series, (2^a ed.) 317pp.
- Walther, K. 1919. Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República O. del Uruguay. *Inst. Geol. Perf. Urug.*, Bol. N° 3, 186 pp. Montevideo.
- Walther, K. 1924. Los resultados de las Perforaciones practicadas en el departamento de Cerro Largo en busca de Carbón de Piedra. *Inst. Geol. Perf. Bol.* 1, 19pp. Montevideo.
- White, I.C. 1908. *Relatorio final da Comissao do Estudos de Carvão de Pedra do Brasil*. Rio de Janeiro.
- Ybert, J.P. & Marques-Toigo, M. 1970. *Polarisaccites nov. Gen. Rev. Pollen et spores*, Vol. XII : (3), 469-481. París
- Zalán, P.V.; Conceição, J.C.J.; Wolff, S.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; APPI, V.T.; Neto, E.V.; Cerqueira, J.R.; Zanotto, O.A. & Paumer, M.L. 1986. Análise regional integrada da Bacia do Paraná. PETROBRAS, Rio de Janeiro (inérito).
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Astolfi, M.M.; Vieira I.S.; Conceição, J.C.; Appi, V.T.; Neto, E.V.; Cerqueira, J. & Marques, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. *In*: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R.; OLTZ, D.F. & EIDEL, J.J. (eds.). Interior cratonic basins. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* N°51: p681-708.
- Zambrano, J.P. 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 29 (4): 443 - 453.