

2ª edición

Editores

Spitzbergen

Gerardo Veroslavsky - Martín Ubilla

Sergio Martínez

Cuencas sedimentarias de Uruguay

Geología, paleontología y recursos naturales

Cenozoico

- Ricardo Cayssials**
- Gloria Daners**
- Luis De León**
- Héctor de Santa Ana**
- Héctor Goso**
- César Goso Aguilar**
- Rosario Guérequiz**
- Raquel Guerstein**
- Henri Masquelin**
- Jorge Montaña**
- Daniel Perea**
- Margarita Sienna**
- Mariano Verde**



Barren Island, Bay of Bengal.
One of the most remarkable volcanic islands now in action. The columns of smoke and red hot stones, some of which weigh three an

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA – FACULTAD DE CIENCIAS

CUENCAS SEDIMENTARIAS DE URUGUAY

**Geología, paleontología y
recursos naturales**

CENOZOICO

GERARDO VEROSLAVSKY – MARTÍN UBILLA
SERGIO MARTÍNEZ

EDITORES

RICARDO CAYSSIALS	ROSARIO GUÉREQUIZ
GLORIA DANERS	RAQUEL GUERSTEIN
LUIS DE LEÓN	HENRI MASQUELIN
HÉCTOR DE SANTA ANA	JORGE MONTAÑO
HÉCTOR GOSO	DANIEL PEREA
CÉSAR GOSO AGUILAR	MARGARITA SIENRA
MARIANO VERDE	

DIRAC
Montevideo – Uruguay
2009

Cuencas sedimentarias de Uruguay: Geología, paleontología y recursos naturales. Cenoico / Gerardo Veroslavsky, Martín Ubilla, Sergio Martínez, editores. – Montevideo: DIRAC, 2009.

448 p. : il., cuadros, mapas y fotos.

ISBN: 9974-0-0238-9

1. URUGUAY 2. GEOLOGÍA 3. PALEONTOLOGÍA 4. CENOZOICO
5. GEOLOGÍA HISTÓRICA

I. Veroslavsky, Gerardo, ed. II. Ubilla, Martín, ed. III. Martínez, Sergio, ed.

551.77(899)

CDU

La segunda edición de este libro fue realizada con el apoyo de la Comisión Sectorial de Investigación Científica (CSIC) de la Universidad de la República.

Los conceptos vertidos en los libros editados por la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, son de responsabilidad de sus autores. Su edición no implica que dichos conceptos sean compartidos por las mencionadas instituciones.

Notas complementarias y edición del texto: Luis Elbert.

Diseño de tapas, tratamiento de gráficos y puesta en página: Gabriel Santoro.

Figura de tapa: adaptación del *Geological map of the world*, 1849, de James Reynolds (ed.) incluido en el libro *The image of the world* de Peter Whitfield. Pomegranate Artbooks, San Francisco 1994.

Edición DIRAC – Facultad de Ciencias

Calle Iguá 4225 – Montevideo 11400 – Uruguay

Tel. (+598) 25251711 – Fax (+598) 25258617

E-mail: dirac@fcien.edu.uy

1ª edición 2004 DIRAC – Facultad de Ciencias

2ª edición 2009 DIRAC – Facultad de Ciencias



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-SinDerivadas 4.0 Internacional

ÍNDICE

Prefacio de la 2 ^a edición	5
Autores	8
Capítulo I: <i>El Cenozoico.</i> Martín Ubilla, Sergio Martínez y Gerardo Veroslavsky	11
Capítulo II: <i>Dinoflagelados del Maastrichtiense – Paleógeno en la Formación Gaviotín, Cuenca Punta del Este.</i> Gloria Daners y Raquel Guerstein	37
Capítulo III: <i>Registros continentales no depositacionales del Terciario Temprano.</i> Sergio Martínez y Gerardo Veroslavsky	63
Capítulo IV: <i>La Formación Fray Bentos (Oligoceno Tardío) y los mamíferos más antiguos de Uruguay.</i> Martín Ubilla	83
Capítulo V: <i>Estratigrafía del Mioceno–Pleistoceno en el litoral sur-oeste de Uruguay.</i> Daniel Perea y Sergio Martínez	105
Capítulo VI: <i>Icnofósiles del Terciario de Uruguay.</i> Mariano Verde	125
Capítulo VII: <i>Sedimentología y estratigrafía de la Formación Salto (Pleistoceno).</i> Gerardo Veroslavsky y Jorge Montaña	147

Capítulo VIII:	<i>Geología y paleontología de las Islas Shetland del sur, Antártida.</i>	167
	Henri Masquelin, Daniel Perea, Mariano Verde, Rosario Guérequiz y Margarita Sienna	
Capítulo IX:	<i>El Cuaternario en Uruguay.</i>	195
	Sergio Martínez y Martín Ubilla	
Capítulo X:	<i>Los recursos minerales del Cenozoico en Uruguay.</i>	229
	Héctor Goso y César Goso Aguilar	
Capítulo XI:	<i>Calizas del Queguay: génesis y potencial económico.</i>	269
	Gerardo Veroslavsky y Héctor de Santa Ana	
Capítulo XII:	<i>Medio ambiente, riesgos geológicos y los registros cenozoicos de Uruguay.</i>	297
	César Goso Aguilar y Héctor Goso	
Capítulo XIII:	<i>El Acuífero Salto: un recurso hídrico cenozoico.</i>	315
	Jorge Montaña	
Capítulo XIV:	<i>Los suelos de Uruguay y su potencial de aprovechamiento.</i>	333
	Luis De León y Ricardo Cayssials	
Karl Walther:	primer catedrático de Geología en Uruguay	357
Láminas		385
Índice temático		445

PREFACIO

de la 2ª edición

NI EL MÁS OPTIMISTA DE NOSOTROS IMAGINÓ QUE LA SERIE *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales*, compuesta por tres volúmenes, podía despertar el grado de interés y el reconocimiento que tuvo en nuestra comunidad científica y en el público en general interesado en las Ciencias de la Tierra.

Hoy sabemos que existen miles de ejemplares de “Cuencas” en los estantes de bibliotecas públicas y privadas, dentro y fuera de fronteras. A las ediciones originales de los tres libros: *Mesozoico* (2003), *Cenozoico* (2004) y *Paleozoico* (2006), que se agotaron rápidamente, se le suma la reedición temprana del *Mesozoico* en 2004, que fue posible gracias al esfuerzo de la Sociedad Uruguaya de Geología, y la presente reedición del *Cenozoico*, que es posible gracias al apoyo de la Comisión Sectorial de Investigación Científica (CSIC) de la Universidad de la República. En este último caso, técnicamente y en sentido estricto, se trata de una reimpresión.

Variadas satisfacciones nos ha dejado esta serie de libros. A las palabras de aliento y reconocimiento de docentes, estudiantes e interesados en la temática en general, se han sumado las distinciones otorgadas por el Ministerio de Educación y Cultura: Mención Honorífica como Obra de Investigación y Difusión Científica en 2004 para el *Mesozoico*, y Mención Honorífica en la misma categoría para el *Paleozoico* en 2008.

Pretendemos que la presente obra, que aborda los acontecimientos de la vida y de la Tierra durante el Cenozoico, sea de utilidad no solamente al profesional del área de Geociencias, sino también a estudiantes universitarios de ramas científicas y técnicas, docentes de enseñanza media y, en general, a todo aquel lector que cuente con una base de conocimientos geológi-

cos. Como siempre, es preciso advertir que el contenido del libro no pretende abarcar toda la riqueza temática que involucra este período, sino que desarrolla selectivamente aspectos que hemos decidido resaltar.

Vale la pena insertar un párrafo acerca del título de este volumen, preguntándonos: ¿podemos hablar de la existencia de cuencas sedimentarias durante el Cenozoico? En un sentido estricto no, para la mayoría de los registros de nuestro territorio, si aceptamos que las cuencas sedimentarias son regiones de la superficie terrestre en las que operan procesos de subsidencia prolongada, haciendo posible la acumulación de espesos paquetes de sedimentos. Bajo esa óptica, la única región que constituyó una “verdadera” cuenca durante todo el Cenozoico es nuestra plataforma continental. No en vano es aquí donde se verificó la presencia de más de 1.800 metros de sedimentos cenozoicos y se estiman espesores de hasta 3.500 metros en situaciones de aguas muy profundas. Nuestro actual territorio continental constituyó durante el Cenozoico una región casi exclusivamente de tránsito de materiales que, en algunos casos, lograron preservarse en forma relictual. Sin embargo, y alertando a los lectores sobre ese aspecto, al abordar el Cenozoico no nos pareció oportuno modificar la denominación de la serie.

La obra está organizada en catorce capítulos con cierto orden cronológico, dejando para el final aquellos que abordan temáticas aplicadas. El primer capítulo es una introducción breve sobre los principales acontecimientos de la evolución de la vida y de la Tierra que transcurrieron durante los últimos 65 millones de años. Los siguientes abarcan variados temas sobre la estratigrafía de nuestro Cenozoico y en su mayoría no están exentos de enfoques nuevos y discusiones de temas de actualidad. Hemos decidido incluir un capítulo que refiere a la geología y la paleontología de un sector de la Antártida que, en gran medida, reúne las contribuciones realizadas por investigadores uruguayos a lo largo de sucesivas campañas en ese territorio. Por último, se incluyen cinco capítulos que refieren a temáticas de aplicación asociadas a los depósitos cenozoicos (o procesos ocurridos en este período): los recursos minerales, los recursos hídricos subterráneos, la cuestión ambiental y los suelos. Karl Walther, pionero de la geología uruguaya, merece al final de la obra un reconocimiento.

Si bien todos los capítulos han sido revisados por los editores y otros colegas incluidos en la nómina, el contenido de cada uno de ellos es de exclusiva responsabilidad de los respectivos autores. Eduardo Tonni, Héctor Goso, Nora Lorenzo, Gloria Daners y Alejandra Rojas tuvieron la amabilidad de realizar la lectura crítica de algunos capítulos. A ellos nuestro agradecimiento.

Queremos rendirle homenaje a Ricardo Cayssials, quien falleciera en 2008. Fue un colega y amigo que trabajó durante muchos años en enseñanza, investigación y extensión en el Departamento de Geografía de la Facultad de Ciencias, pero además, un comprometido docente y gremialista universitario. Tuvimos el grato honor de que nos acompañara en este libro en el capítulo sobre Suelos de Uruguay.

En aras de una lectura más ágil, se ha procurado incluir un número reducido de referencias bibliográficas en el texto, sin perjuicio de que al final de cada capítulo podrá hallarse, además de las referencias citadas, otras fuentes recomendadas para la ampliación de los temas desarrollados. Algunas notas al pie de página y notas del editor técnico, sello característico de los textos editados por nuestra Facultad de Ciencias, se incluyen como medio de ampliar temáticas específicas o resaltar aspectos que resultan de interés general.

Agradecemos al Consejo Nacional de Investigación, Ciencia y Tecnología (CONICYT), al Programa de Desarrollo de Ciencias Básicas (PEDECIBA), a las Comisiones Sectoriales de Enseñanza (CSE) y de Investigación Científica (CSIC) de la Universidad de la República por el apoyo a las actividades académicas de la mayoría de los autores que participaron en esta obra, y como ya señalamos, especialmente a la CSIC por la significativa colaboración en la reedición de este libro.

Una vez más, nuestro muy especial agradecimiento a DIRAC: Gabriel Santoro, quien nuevamente se ocupó pacientemente de mejorar todos los aspectos que hacen a la presentación gráfica del libro, y a Luis Elbert, quien con su dedicado esfuerzo, cuidó de numerosos detalles y amenizó cada capítulo con fino estilo cultural a través de notas y referencias.

Asimismo, agradecemos a los participantes de los diversos capítulos que componen esta obra colectiva.

Por último, nuestro reconocimiento a las autoridades de Facultad de Ciencias que tempranamente confiaron y apoyaron la realización de esta serie de libros sobre las Cuencas sedimentarias de Uruguay.

Los Editores

AUTORES

Se indica para cada autor: nombre, ciudad y año de nacimiento, títulos académicos, lugares de trabajo, áreas de desempeño profesional, y dirección electrónica. Las localidades e instituciones mencionadas son uruguayas, salvo indicación expresa.

Ricardo Cayssials (Montevideo, 1946-2008).

Ingeniero Agrónomo, Universidad de la República, 1974.

Facultad de Ciencias; Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca.

Edafología y ordenamiento territorial.

Gloria Daners (Montevideo, 1969).

Licenciada en Biología, Universidad de la República, 1992.

Facultad de Ciencias.

Palinología, bioestratigrafía y melisopalinología.

glo@fcien.edu.uy

Luis De León (Montevideo, 1923).

Master en Edafología, Iowa State University, Estados Unidos, 1961.

Facultad de Ciencias.

Edafología.

ldeleon@fcien.edu.uy

Héctor de Santa Ana (Montevideo, 1955).

Licenciado en Geología, Universidad de la República, 1985.

Facultad de Ciencias; ANCAP.

Análisis de cuencas y exploración de hidrocarburos.

hdesantaana@ancap.com.uy

Héctor Goso (Montevideo, 1934).

Químico Industrial, Universidad de la República, 1962.

Facultad de Ciencias.

Geología, geotécnica y recursos minerales.

hgoso@adinet.com.uy

César Goso Aguilar (Porto Alegre, Brasil, 1962).
Doctor en Geología, Univ. Estadual Paulista (UNESP), Brasil, 2000.
Facultad de Ciencias.
Sedimentología, estratigrafía y geología ambiental.
goso@fcien.edu.uy

Rosario Guérequiz (Montevideo, 1968).
Licenciada en Geología, Universidad de la República, 2000.
Facultad de Ciencias.
Recursos hídricos, acuíferos fisurados y geología ambiental.
rosario@fcien.edu.uy

Raquel Guerstein (Bordenave, Argentina, 1959).
Doctora en Geología, Univ. Nacional del Sur (UNS), Argentina, 1987.
Universidad Nacional del Sur, Argentina.
Palinología, bioestratigrafía y paleoecología.
gmguerst@criba.edu.ar

Sergio Martínez (San Carlos, 1958).
Doctor en Geología, Univ. de Buenos Aires (UBA), Argentina, 1995.
Facultad de Ciencias.
Paleontología de invertebrados y bioestratigrafía.
smart@fcien.edu.uy

Henri Masquelin (Montevideo, 1960).
Doctor en Geología, Univ. Fed. do Rio Grande do Sul, Brasil, 2002.
Facultad de Ciencias.
Geología estructural y petrología de rocas metamórficas.
hmasquel@fcien.edu.uy

Jorge Montaña (Montevideo, 1951).
Doctor en Geología, Univ. de Buenos Aires (UBA), Argentina, 2001.
Facultad de Ciencias.
Recursos hídricos subterráneos e hidrogeología ambiental.
montanox@movinet.com.uy

Daniel Perea (Montevideo, 1959).
Doctor en Ciencias Biológicas (Paleontología), PEDECIBA, 1998.
Facultad de Ciencias.
Vertebrados fósiles y bioestratigrafía de depósitos continentales.
perea@fcien.edu.uy

Margarita Sienra (Montevideo, 1978).

Licenciada en Geología, Universidad de la República, 2008.

Facultad de Ciencias.

Geología.

maita@internet.com.uy

Martín Ubilla (Melo, 1957).

Doctor en Ciencias Biológicas (Paleontología), PEDECIBA, 1996.

Facultad de Ciencias.

Paleontología de vertebrados, bioestratigrafía y paleoambientes.

ubilla@fcien.edu.uy

Mariano Verde (Colonia, 1970).

Master en Ciencias Biológicas (Paleontología), PEDECIBA, 2002.

Facultad de Ciencias.

Ichnología, bioestratigrafía y paleoecología.

verde@fcien.edu.uy

Gerardo Veroslavsky (Montevideo, 1963).

Doctor en Geología, Univ. Estadual Paulista (UNESP), Brasil, 1999.

Facultad de Ciencias.

Estratigrafía y análisis de cuencas.

gerardo@fcien.edu.uy

EL CENOZOICO

Martín Ubilla, Sergio Martínez y Gerardo Veroslavsky

EL CENOZOICO SE INICIÓ HACE 65 MILLONES DE AÑOS, LUEGO de la extinción en masa de fines del período Cretácico, y se extiende hasta la actualidad. Fue nombrado –junto con el Mesozoico– por John Phillips en 1841, sobre la base de tres grandes “sistemas” (sumando el Paleozoico) de los organismos. Si bien ha sido tradicional dividir al Cenozoico en Terciario y Cuaternario, últimamente se tiende a eliminar el término Terciario, sustituyéndolo por sus divisiones antes informales Paleógeno y Neógeno (Fig. 1).

Moritz Hornes introdujo los términos Paleógeno (en 1853) para incluir al Eoceno, y Neógeno (en 1864) para incluir al Mioceno y Plioceno.¹ Desde 1874 el Paleógeno abarcó al Paleoceno, Eoceno y Oligoceno. Ha existido y existe una tendencia de algunos autores a considerar al Neógeno incluyendo además del Mioceno y Plioceno, al Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)² (Holland *et al.* 1990; Berggren *et al.* 1995).

El término Terciario proviene de una de las primeras subdivisiones temporales de las rocas, realizada por Giovanni Arduino.³ En su concepción original, las rocas terciarias estaban limitadas a las areniscas y calizas de

1. Hornes (1815-1868) fue un importante paleontólogo austriaco; como varios de sus colegas, dirigió algunas de sus comunicaciones (“*Mitteilungen*”) a Heinrich Georg Bronn (1800-1862), profesor en la Universidad de Heidelberg y primer traductor alemán de *Sobre el origen de las especies* de Charles Darwin en 1860.
2. Los nombres mencionados para el Cenozoico son de raíz griega: *kainós* nuevo; *zōo* animal; *palaiós* viejo; *genō* dar origen; *néos* nuevo; *meíon* menos; *pleón* más; *ēós* aurora; *oligos* poco; *pleíston* lo más; *holos* total. Algunos prefieren derivar el sufijo “zoico” de *zōē* vida.
3. El veronés Giovanni Arduino (1714-1795) es considerado por algunos como fundador de la estratigrafía (otros prefieren al inglés William Smith, abuelo de Phillips) y sentó las bases de su cronología, basándose en sus estudios del norte de la Península Itálica. Advirtió el movimiento hacia arriba de los Alpes y fue el primero en clasificar las características geológicas de los estratos. Se refirió únicamente a un período primitivo o primario, uno secundario y uno terciario.

Toscana. El uso del término fue implantado por las primeras escuelas geológicas, alemana y francesa: solían emplear las denominaciones “sistema primario, secundario, terciario, etc.” en lugar de lo que actualmente denominamos Eras. La definición se fue modificando hasta llegar al momento actual, en que las denominaciones de las rocas subyacentes ya no son utilizadas.

ÉÓN	ERA	SISTEMA / PERÍODO	SERIE / ÉPOCA	PISO / EDAD	TIEMPO Ma (Odin)
F A N E R O Z O I C O	C E N O Z O I C O	CUATERNARIO	HOLOCENO	Versiliense	0.01
			PLEISTOCENO	Tirreniense Siciliense Calabriense	
		NEÓGENO	PLIOCENO	Gelasiense	1.75
				Piacenziense	
				Zancliense	
			MIOCENO	Messiniense	5.3
				Tortoniense	
				Serravalliense	
				Langhiense	
				Burdigaliense	
				Aquitaniense	
				Chattiense	
		Rupeliense			
		OLIGOCENO	EOCENO	Priaboniense	33.7
				Bartoniense	
				Luteciense	
				Ypresiense	
		PALEOCENO	PALEOCENO	Thanetiense	53
				Selandiense	
	Daniense				
MESO-ZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR / TARDÍO	<i>Maastrichtiense</i>	65	
			<i>Campaniense</i>		
			<i>Santoniense</i>		

Figura 1 – Subdivisiones del Cenozoico.

Ma: millones de años. Los pisos/edades representan unidades de carácter formal (en **negrita**), semiformal (normal) o informal (cursiva). Fuente: International Stratigraphic Chart, International Union of Geological Sciences, 2000.

En la primera mitad del siglo XIX, Charles Lyell subdividió el Terciario de la Cuenca de París de acuerdo a su contenido fósil. Utilizó un método que desde entonces se conoce como “porcentajes lyellianos”: el mismo consiste en calcular, para cada estrato, el porcentaje de especies de moluscos que llegan a la actualidad, siendo los más antiguos los que tenían menos sobrevivientes, y así sucesivamente (Fig. 2).⁴ A las subdivisiones originales Eoceno, Mioceno y Plioceno propuestas por Lyell en *Principios de Geología*, Heinrich Ernst von Beyrich sumó en 1854 el Oligoceno, definido en Alemania y Bélgica;⁵ en 1874 Wilhelm P. Schimper agregó el Paleoceno, basado nuevamente en la Cuenca de París.⁶

Era	Período	Unidades propuestas por Lyell
Cenozoico (Phillips 1841)	Cuaternario (Desnoyers 1829)	Reciente
		Pleistoceno (1839) \cong (Nuevo Plioceno, 1833). 90 % especies vivientes.
	Terciario (Arduino 1760)	Plioceno (1839) (Viejo Plioceno, 1833). 33-50 % especies vivientes.
		Mioceno (1833). 18 % especies vivientes.
		Eoceno (1833). 3.5 % especies vivientes.

Figura 2 – Unidades propuestas por Charles Lyell para el Cenozoico.

Lo hizo entre 1833 y 1839, basándose en las relaciones entre las especies vivientes y fósiles (moluscos) presentes en los estratos de la Cuenca de París.

- El geólogo escocés Charles Lyell (1797-1875) publicó en 1830 el primer tomo de sus *Principles of Geology, being an attempt to explain the former changes of the Earth's surface, by reference to causes now in operation* y entró como profesor (el primero en su disciplina) al King's College de Londres; completó en 1833 los tres tomos de esa obra, y publicó *Elementos de geología* (1838) y *Evidencias geológicas de la antigüedad del hombre* (1863). Fue amigo y mentor de Charles Darwin.
- Heinrich Ernst von Beyrich (1815-1896), paleontólogo berlinés, fue un destacado investigador de la geología y paleontología de Europa central, con numerosos trabajos que resultaron básicos para el desarrollo científico posterior.
- El paleobotánico alsaciano Wilhelm Philipp Schimper (1808-1880) era desde 1872 profesor de geología y paleontología, y director del Museo de Historia Natural, en la Universidad de Strasbourg.

El Cuaternario comprende el Pleistoceno y el Holoceno.⁷ En general se acepta que el Pleistoceno abarca entre hace 1,6–1,8 millones de años (aunque algunos autores consideran que se extiende desde los 2,6) hasta hace 10.000 años. En esta fecha se asume convencionalmente que comenzó el Holoceno, que transcurre hasta el presente. El Pleistoceno fue definido por Lyell en 1839 comprendiendo su antiguo *New Pliocene*. El Holoceno es también denominado Reciente, término éste que a su vez ha generado algunas confusiones: para unos posee un carácter formal, para otros informal; inclusive, otros lo utilizan como una subdivisión del propio Holoceno.

El límite Pleistoceno–Holoceno no posee una connotación geológica o biológica precisa. Geológicamente, correspondería aproximadamente al inicio del último período interglacial que transcurre hasta nuestros días. Su carácter estrictamente convencional se manifiesta en que para algunos el interglacial actual comienza hace unos 15 mil años; pero en ese entonces había temperaturas tan elevadas como las producidas en torno a los últimos 10 mil años. Si bien nada parece distinguirlo de los otros varios interglaciales que clásicamente se han reconocido durante el Pleistoceno (Fig. 3), es conveniente destacar que exhibe un incremento muy notable y rápido de las temperaturas después de los 9 mil años, implicando que la transición desde el último máximo glacial al actual interglacial fue mediante oscilaciones climáticas notorias y breves.

El Cuaternario está representado en gran parte de la cubierta superficial de la Tierra, con rocas, sedimentos y fósiles muy bien preservados que permiten estudios sumamente detallados. Esta situación hace que la escala de resolución temporal en este período difiera sustancialmente de la del resto de la historia del planeta, y se pueda trabajar con lapsos de tiempo muchísimo menores (miles o cientos de años). Desde esta perspectiva, puede decirse que el Cuaternario está caracterizado por pulsos climáticos donde se alternan extensos intervalos de tiempo con temperaturas bajas (glaciales), e intervalos más breves y más cálidos (interglaciales).

Las glaciaciones representan la característica más importante del período y su estudio ha servido para delinear los modelos con que se intenta interpretar los momentos glaciales más antiguos.

7. El término “Cuaternario” fue propuesto por el geólogo francés Jules-Pierre-François-Stanislas Desnoyers (1800-1887) en sus *Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que les tertiaires des bassins de la Seine, et constituant une formation géologique distincte; précédés d'un aperçu de la non simultanéité des bassins tertiaires*, Annales des Sciences Naturelles (Paris), en 1829. Desde 1831 Desnoyers fue secretario de la Sociedad Geológica Francesa.

		Estados Unidos (Alto valle del Mississippi)	Europa (Alpes y región báltica)	
Pleistoceno	Wisconsinense	Greatlakeniense avance (Valderan) (8.000 – 11.000 a)	Würm	Younger Dryas avance (10.000 – 11.000 a)
		Twooreekiense retroceso (11.800 – 12.500 a)		Allerod retroceso (11.000 – 12.000 a)
		Woodfordiense avance (12.500 – 22.000 a)		Older Dryas avance (13.000 – 20.000 a)
		Farmdaliense retroceso (22.000 – 28.000 a)		Riss – Würm retroceso (20.000 – 30.000 a +)
		Altoniense avance (28.000 – 70.000 a +)		Riss avance (30.000 – 60.000 a +)
		Sangamoniense		Mindel – Riss
		Illinoiense	Mindel	
		Yarmouthiense		Günz – Mindel
		Kansaniense	Günz	
		Aftoniense (0,6 – 0,7 Ma)		Donau – Günz
		Nebraskiense	Donau	
		cenizas volcánicas (2,2 Ma)		

Figura 3 – Clasificación tradicional de las glaciaciones e interglaciaciones pleistocénicas para Norte-América y Europa.

En **negrita** se representan los períodos glaciales, y en letra normal los interglaciales.
a: años. Ma: millones de años. Tomado de Dott & Batten (1988).

Algunas características tectoevolutivas del Cenozoico

Al inicio del Cenozoico, las actuales masas continentales eran ya identificables en su mayoría, pero sus posiciones relativas y sus formas se fueron modificando hasta llegar a la presente configuración geográfica (Figs. 4 y 5). Es así que importantes desplazamientos horizontales de las placas, favorecidos por los procesos de expansión del fondo oceánico, dieron lugar a una sucesión de colisiones de diferentes tipos y características. Consecuentemente hubo cierres de mares y océanos y formación de cinturones orogénicos que involucraron intensas deformaciones, cabalgamientos y engrosamientos corticales. Esta dinámica provocó la paulatina modificación de la circulación oceánica, atmosférica e inclusive, como en el caso de la India, importantes variaciones latitudinales de algunos continentes.

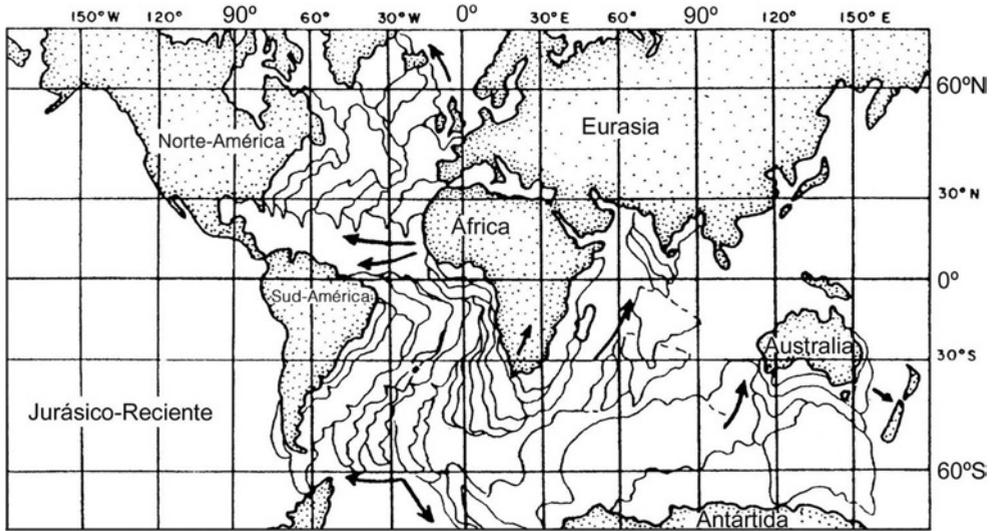


Figura 4 – *Evolución de las masas continentales desde el Jurásico al Reciente.*

Se aprecia la evolución del Atlántico así como la segregación de Australia y de la India. Modificado de Salgado-Labouriau (1994).

Si bien grandes cadenas montañosas como las Rocosas y los Andes iniciaron su proceso orogénico durante el Mesozoico, tuvieron sus momentos culminantes durante el Cenozoico. Asimismo, los Alpes y el Himalaya constituyen extensos orógenos casi enteramente formados en el Cenozoico. Esos cuatro orógenos forman, en realidad, dos únicos sistemas de relieve. Uno se extiende de Norte a Sur por todo el borde occidental de las Américas, desde Alaska a Tierra del Fuego. El otro, de dirección general Este-Oeste, va desde la región meridional de Europa con los Alpes y la septentrional de África con los Atlas, hasta Indochina.

Las orogénias Larámica y Andina son las responsables de la formación de las extensas cordilleras cenozoicas que recorren el margen occidental de las Américas. Estos orógenos se relacionan con la formación de un margen compresivo a lo largo de toda la región occidental de las placas Sudamericana y Norteamericana en sus desplazamientos hacia el Oeste, ambas controladas por el funcionamiento extensivo de la dorsal meso-oceánica atlántica. Al iniciarse la deriva continental, el fondo oceánico del Pacífico comenzó un proceso de subducción bajo ambas masas continentales. En particular, la subducción en la placa Norteamericana se inició durante el período Triásico, pero fue en el Cenozoico temprano cuando las masas continentales se superpusieron a parte de la dorsal Pacífica. Este peculiar fenómeno es responsable

de muchas de las espectacularidades geológicas que se observan actualmente en el Oeste de Norte-América, como por ejemplo los *geysers* del Yellowstone National Park, la formación del golfo de California y la falla de San Andrés, enorme fractura ligada a dos segmentos de la dorsal.

La cordillera de los Andes tiene, como señaláramos, una génesis muy similar: también está originada por un extenso proceso de subducción en el margen occidental. En este caso, la placa de Nazca se desliza por debajo de la placa Sudamericana en un proceso que se inició durante el Mesozoico y alcanza su *climax* en el Cenozoico. Una diferencia particular entre estas extensas cordilleras montañosas es que mientras los Andes se desarrollan directamente sobre el borde oceánico del Pacífico o muy próximo a él, las Rocosas tienen una distribución mucho más alejada del actual borde oceánico.

Otra particularidad de los Andes es que en su tramo central argentino-boliviano muestra un importante engrosamiento cortical, constituyendo una de las regiones con mayor potencia de la corteza en el mundo. La evolución de la cordillera de los Andes es compleja y con rasgos muy particulares a lo largo de sus más de 8.500 kilómetros de longitud. Sin embargo se han podido caracterizar, al menos para su segmento más austral, dos estadios o momentos evolutivos que implican grandes deformaciones asociadas. La primera transcurre durante el Paleógeno y se traduce en los denominados movimientos incaicos, mientras que la segunda fase de deformación ocurre en el Neógeno y a ella se asocian los denominados movimientos quechuas de acuerdo a lo desarrollado por Ramos (1999); ambos estadios están controlados por las variaciones de la velocidad de convergencia relativa entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana.

La orogenia Alpino-Himalaya, que afectó principalmente a los márgenes septentrional y meridional del Mar de Tethys, se inició durante el Mesozoico, teniendo sus principales fases de deformación, fracturación y levantamiento a lo largo de casi todo el Cenozoico (Fig. 5). Este megaprocaso colisional involucró un conjunto importante de bloques continentales. Durante el mismo se originaron los Montes Pirineos. La placa Adriática, que actualmente conforma la Península Itálica, colisionó contra la región centroeuropea hace unos 45 millones de años; el proceso de levantamiento y deformación progresiva cesó hace unos 5 millones de años. Otro *rifting* de la corteza permitió el nacimiento del Mar Rojo al separarse Arabia de África. Arabia colisionó con el microcontinente Cimmeria en la región que actualmente comprende a Irán, para formar los Montes Zagros.⁸

8. El microcontinente Cimmeria abarcó los actuales territorios entre Turquía y Pakistán. El nombre

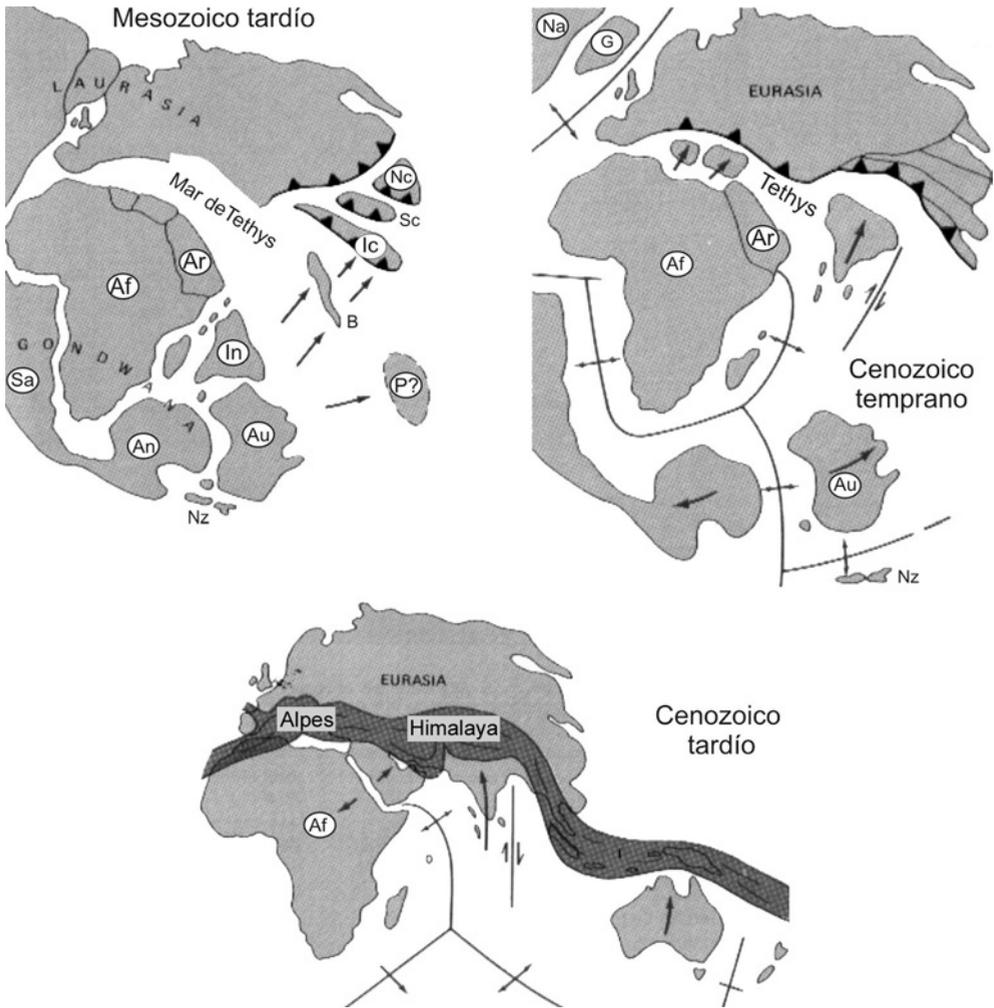


Figura 5 – Evolución de las masas continentales durante el Mesozoico tardío y Cenozoico.

Se aprecia la evolución del mar de Tethys, segregación de los continentes australes y conformación del sistema de relieve Alpino-Himalaya. Modificado de Dott & Batten (1988).

Pero el mayor desplazamiento de una placa litosférica durante el Cenozoico lo registra la India; involucra además una espectacular colisión de tipo continente-continente. Se separó de África y de Antártida durante el Cretácico, transformándose durante muchos millones de años en una gran is-

proviene de un antiguo pueblo (Homero los llama *Kimmerioi*) al que las invasiones escitas desplazaron desde Crimea hacia el sur del Mar Negro, a fines del siglo VIII a.C.

la en movimiento, hasta iniciar un proceso colisional con la placa Asiática, lo que habría ocurrido en el Paleoceno o Eoceno.

Esta colisión continente-continente constituye el ejemplo más notorio de un borde de placa convergente activo en la actualidad: todavía provoca el alzamiento de las montañas del Himalaya y la transmisión de esfuerzos intraplaca que se hacen sentir, continente adentro, a lo largo de miles de kilómetros. A su vez, la placa Australia–Nueva Guinea se alejó de Antártida y colisionó con Indonesia durante el Neógeno.

Las masas continentales que hoy conocemos como Norte-América y Sud-América estuvieron separadas hasta hace alrededor de 3 millones de años. Esto permitió la comunicación entre los océanos Pacífico y Atlántico durante casi todo el Terciario, y aisló la flora y la fauna terrestre de ambos continentes.

Su unión se hizo efectiva durante el Plioceno en un proceso tectónico iniciado durante el Mioceno, cuando se extendieron los procesos de subducción, generando primero un arco de isla que no logró interrumpir la comunicación oceánica (Fig. 6).

Recién con la conformación del istmo centroamericano se produjo un rico intercambio de faunas continentales, que ha sido muy estudiado (y en ocasiones malinterpretado) fundamentalmente en lo referido a los mamíferos.

Como contrapartida, el aislamiento en esa región de los océanos Pacífico y Atlántico, llevó a procesos de especiación en los organismos marinos, los que por su cercanía en el tiempo resultan un muy atractivo foco de estudios evolutivos.

Por el contrario, la conexión entre Eurasia y Norte-América denominada Beringia se mantuvo hasta el Plioceno. Se interrumpió al surgir el estrecho de Bering. Pero éste tuvo una presencia intermitente, producto de oscilaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno, posibilitando nuevos intercambios de fauna terrestre, incluido el *Homo sapiens*.⁹

9. El nombre de ese lugar geográfico viene del marino danés Vitus Jonassen Bering (1681-1741), al servicio de la flota rusa desde 1705; Bering encontró en 1728 el estrecho y exploró –por cuenta de Rusia– la zona americana vecina.

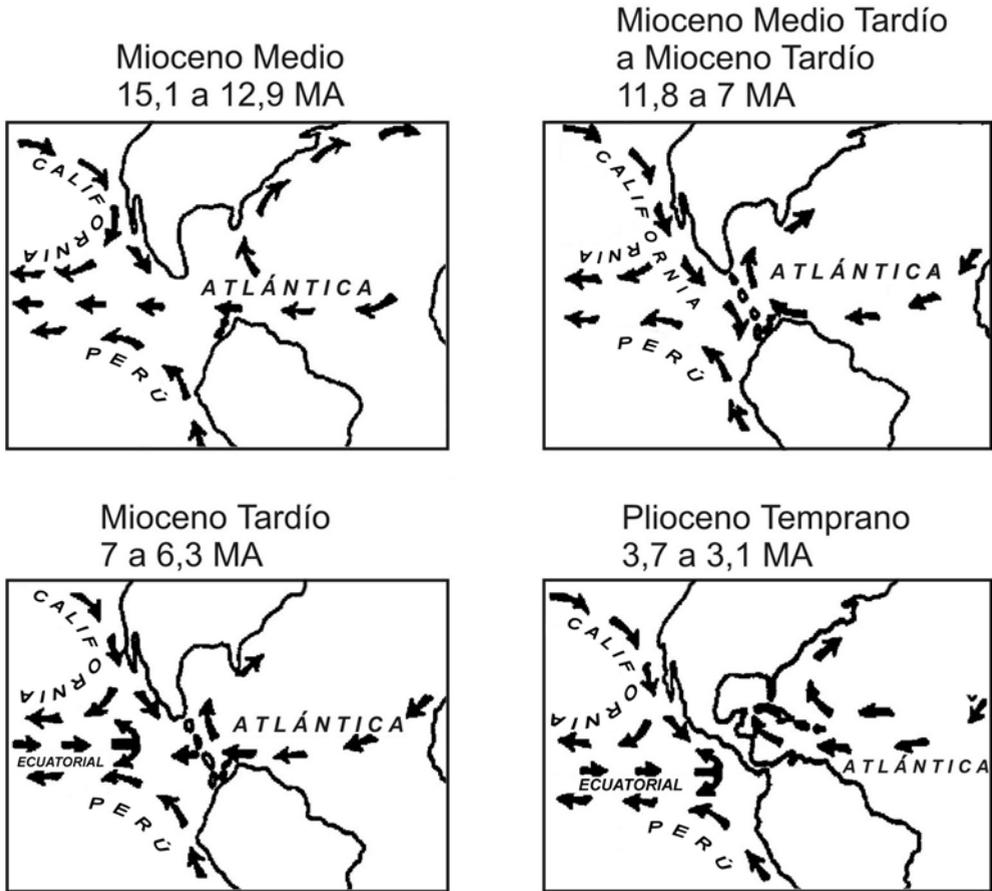


Figura 6 – Evolución del istmo centroamericano y modificaciones de las corrientes marinas asociadas.
Modificado de Duque-Caro (1990).

Evolución climática

Las curvas que reconstruyen la temperatura del Cenozoico muestran una tendencia general al enfriamiento, aunque con oscilaciones, algunas de ellas coincidentes con variaciones del nivel del mar, por lo que algunos autores presumen que habrían tenido bases glacio-eustáticas.¹⁰

La variación de la circulación atmosférica y de la temperatura en altas latitudes habrían estado fuertemente controladas por cambios en el trans-

10. Se llama eustasia a las variaciones del nivel global del mar. Éstas son glacio-eustáticas cuando se deben a la formación de grandes masas de hielo o a su descongelamiento.

porte de calor oceánico y por la evolución orográfica que caracterizó este período.

La evolución climática del Cenozoico incluye:

- a) tendencias de largo plazo con calentamientos y enfriamientos que se visualizan en largos intervalos de tiempo (millones de años), principalmente condicionados por procesos tectónicos;
- b) comportamientos cíclicos ligados a procesos orbitales expresados en niveles menores de resolución temporal; y
- c) cambios abruptos, extremos y muy breves (entre mil y 10 mil años de duración) que se apartan del comportamiento climático “de base” y suelen asociarse a variaciones del ^{13}C .

Los principales eventos climáticos asociados a los tectónicos y bióticos se resumen en la Fig. 7. Una de las tendencias de largo plazo se puede observar durante el Paleoceno y Eoceno temprano, donde el clima estuvo caracterizado por una etapa relativamente cálida, luego de recuperarse del enfriamiento que se produjo a fines del Cretácico Tardío.

Se estima sobre la base de foraminíferos, que la temperatura en esa época, cerca de la Antártida, habría sido unos 10°C más cálida que la actual. Si bien el Paleoceno y el Eoceno abarcan la fase cálida del Cenozoico, ejemplificado por plantas tropicales y foraminíferos en altas latitudes, fue en el Eoceno temprano donde se registraron los mayores valores de temperatura de toda la Era. Para ese momento, se registran lateritas y flora de clima cálido en latitudes altas en ambos hemisferios (Fig. 8); algunas estimaciones establecen una temperatura entre 12 a 20°C mayor a la actual.

Posteriormente, y a través de unos 17 millones de años, se verifica un marcado deterioro con un *climax* en el límite entre el Eoceno y Oligoceno, con notorio enfriamiento y generación de hielo en la Antártida; ya no se recuperan las temperaturas promedio del Cenozoico temprano y se define una tendencia a la estacionalidad. Ello traerá cambios importantes a escala global. Se sostiene que hay relación causal entre este enfriamiento y el origen de la circulación oceánica circumpolar asociada a mares entre Australia, Antártida y Patagonia.

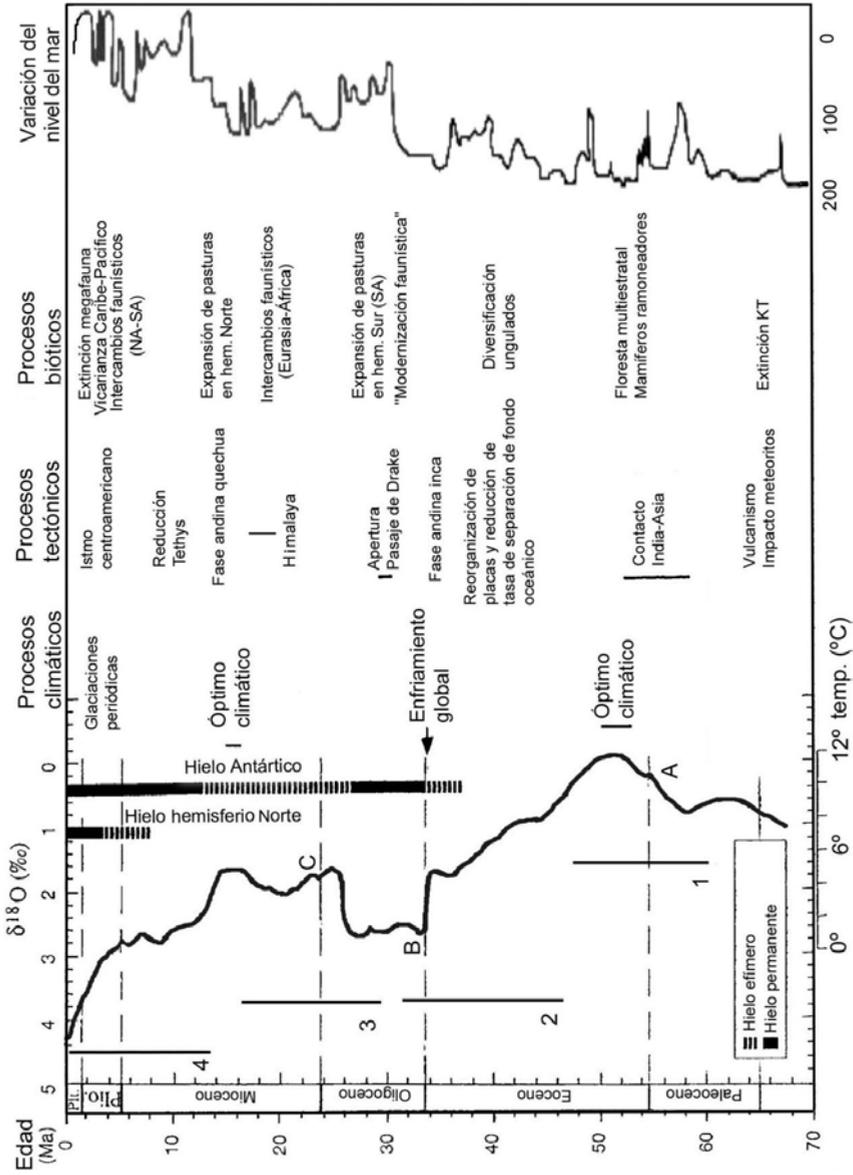


Figura 7 –

De izquierda a derecha: curva de temperaturas para aguas oceánicas profundas en base a ^{18}O , desarrollo de casquetes de hielo, principales eventos climáticos, tectónicos y bióticos asociados, y curva del nivel del mar.

1 a 4: tendencias climáticas en escala de millones de años; **A-C:** variaciones abruptas; **A** máximo terminal del Paleoceno Tardío, **B** enfriamiento en límite Eoceno-Oligoceno, **C** enfriamiento Oligoceno-Mioceno (ver texto). Fuentes: Behrensmeier et al. (1992), Haq et al. (1987), Pascual et al. (1996), Zachos et al. (2001).

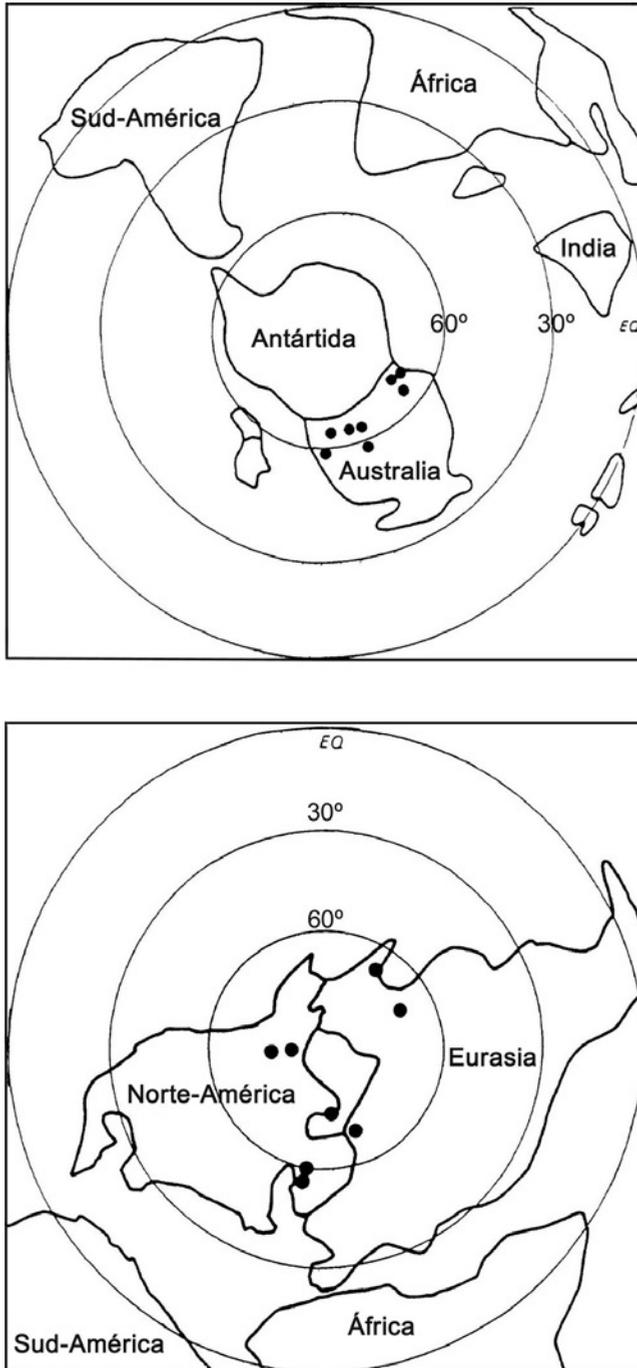


Figura 8 – *Indicadores de climas cálidos en altas latitudes en el Cenozoico temprano.*
Modificado de Crowley & North (1991).

Este deterioro está respaldado por estudios de ^{18}O así como en una diferenciación notoria del tipo de faunas marinas y ligado a una estratificación térmica. Se estima que la temperatura de los fondos oceánicos disminuyó unos 5°C mientras que la de superficie lo hizo en 7°C , generando la psicrosfera.

La transición Eoceno-Oligoceno estuvo acompañada también de una significativa retracción del nivel del mar. A partir de allí se observa también una tendencia global a la aridificación, incrementándose la cantidad de depósitos eólicos y la generación de amplias áreas abiertas por retracción de la floresta cerrada, dando lugar a un ecosistema en expansión: las praderas y sabanas.

Algunos autores sostienen que hasta hace 34 millones de años, la evolución climática estuvo ligada a la variación de temperatura, pero después fue una mezcla en donde incidieron además los cambios de volumen de los casquetes de hielo.

El clima en el Mioceno exhibe un patrón intermitente. Durante parte de esta época se produjo una mejora relativa del clima, frente al marcado deterioro en el Oligoceno, y también se desarrolló un gradiente térmico latitudinal. En el caso del Atlántico Sur esto se vincula a la ya mencionada modificación de las corrientes circumpolares. Hacia fines del Mioceno, nuevamente tiende a declinar la temperatura y a incrementarse la aridez.

Los cambios abruptos y breves más significativos se relacionan con el calentamiento que ocurrió a fines del Paleoceno y los enfriamientos detectados por encima del límite Eoceno-Oligoceno y del Oligoceno-Mioceno, todos procesos que acontecieron en pocos miles de años y que se acompañan de un aumento del ^{13}C en el caso del Paleoceno y disminución en los otros dos casos.

El Plioceno es testigo del desarrollo de glaciaciones, en particular hacia los 2,6 y 2,4 millones de años, lo que para algunos autores es un marcador para establecer el límite entre el Plioceno y el Pleistoceno, indicando un cambio abrupto de clima en las postrimerías del Neógeno. Algunas de ellas se verifican en Patagonia. Estas glaciaciones se ponen en evidencia por la existencia de depósitos transportados por hielo, por expansión de la tundra, por aumento de la vegetación propia de climas fríos en el Norte de Europa, de *loess* en Asia y de animales pastadores en África.¹¹

11. *Loess*: depósito o sedimento de grano fino, de tonos amarillos u ocres, transportado por el viento. Estos sedimentos fueron reconocidos por primera vez en el valle del Rhin, y llamados *lös* (en dialecto suizogermánico) o *löss* (en alemán): suelto, libre.

El Pleistoceno alberga un registro muy preciso de ciclos glaciales e interglaciales. La concepción clásica basada en evidencias continentales (Fig. 3) ha sido enriquecida con los estudios basados en sedimentos y fósiles del fondo oceánico y en hielo, en especial aunque no únicamente mediante análisis de contenido de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Ello ha permitido constatar que durante los últimos 2 millones de años en realidad existieron numerosos ciclos glaciales e interglaciales (Fig. 9). Se aprecia como tendencia global que previo a los últimos 750 mil años, la alternancia entre los ciclos es de menor duración, al mismo tiempo que los glaciales no fueron tan fríos ni los interglaciales tan cálidos respecto a lo que ocurrió después: el tiempo transcurrido entre cada ciclo aumentó y también se distanció la intensidad entre los mismos.

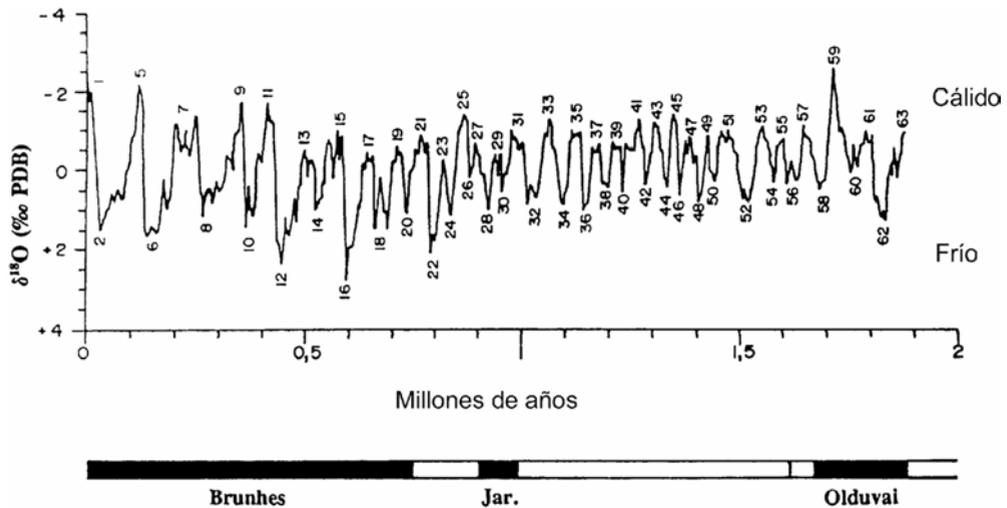


Figura 9 – Oscilaciones de temperatura en los últimos 2 millones de años. Se indican los pisos isotópicos: con un número par los ciclos glaciales, e impar los interglaciales. Se adiciona la escala magnetoestratigráfica. Modificado de Vera Torres (1994).

El último ciclo glacial, uno de los mejor conocidos, ocurrió desde hace unos 100 mil años hasta hace unos 10 mil años. El último máximo glacial se produjo en torno a los 18.000 años (identificado en el Piso Isotópico 2 de la Fig. 9), momento en que la temperatura promedio en diferentes puntos de la región centroamericana y norte de Sud-América, sufrió un descenso entre 6 y 8°C (Fig. 10). A su vez, en cierta medida se desarrollaron casquetes que cubrieron toda Tierra del Fuego y casi la mitad de la provincia de Santa Cruz en la Argentina, más glaciares de piedemonte en toda Patagonia, desde

el Sur de Mendoza. En ese momento, en Sud-América, la fauna “patagónica”, adaptada a vivir actualmente bajo condiciones de aridez y frío, se desplazó al Norte, ocupando la provincia de Buenos Aires inclusive.

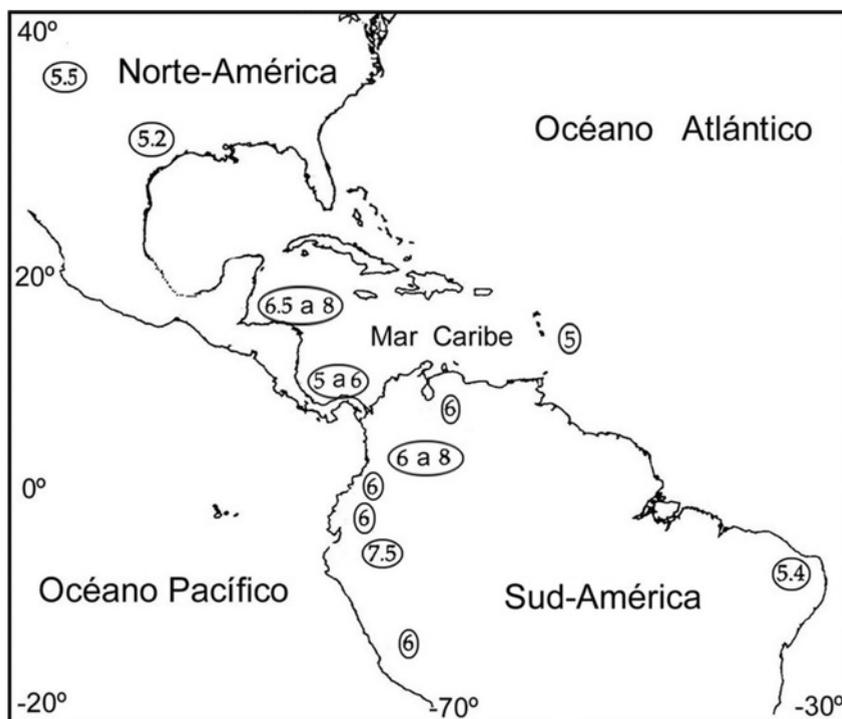


Figura 10 – Descensos significativos de temperatura hace 20.000 años. Los números indican la cantidad de grados que bajó la temperatura en diferentes zonas tropicales. Modificado de Brown & Lomolino (1998).

Cabe resaltar que este ciclo glacial no ha sido sin embargo el más severo. El que habría exhibido las condiciones más extremas es el que ocurrió hace unos 600 mil años (Piso isotópico 16 de la Fig. 9). Por otra parte, es interesante observar que hubo al menos dos ciclos interglaciales con condiciones al parecer aún más benignas que el actual (indicados como Pisos isotópicos 5 y 59 en la Fig. 9).

La vida en el Cenozoico

Luego de la extinción Cretácico-Paleoceno,¹² durante el Cenozoico la vida recuperó su diversidad y la aumentó notablemente, habiéndose desarro-

12. Sobre la extinción, véase Ubilla *et al.* (2003) pág. 11-32, y bibliografía allí recomendada.

llado la fauna y flora contemporánea. Por ejemplo, se diversificaron las plantas con flores, los insectos y los mamíferos, apareciendo sobre el final del período el *Homo sapiens*.

Los cambios climáticos, la variación de la distribución espacial de los continentes, las oscilaciones del nivel del mar y sus corrientes, fueron acompañados por una también cambiante distribución de los organismos, incluyendo algunas extinciones locales de significación.

Además de otros ejemplos que se verán más adelante, puede referirse como muestra paradigmática de lo anterior, la apertura del Pasaje de Drake.¹³ Mientras la circulación oceánica no atravesó la zona de unión Antártida–Sud-América, las corrientes cálidas de dirección Norte-Sur en el Atlántico Sudoccidental llegaban hasta la región austral de nuestro continente (Fig. 11-1). En consecuencia, las faunas marinas patagónicas de hasta el Mioceno Tardío (unos 10 millones de años atrás) reflejan características subtropicales.

La paulatina separación desde el Oligoceno entre Antártida y Sud-América (Pasaje de Drake) permitió la instalación de la Corriente Circumpolar Antártica (Fig. 11-2), que aisló térmicamente a este continente y envió en la zona atlántica sudamericana una rama fría hacia el norte: la corriente de Malvinas (Fig. 11-3). Esta enfrió notoriamente la costa patagónica argentina, llevando a la extinción a la mayoría de aquella fauna subtropical a partir del Mioceno Tardío, o a la retracción de su distribución geográfica muy hacia el norte, hacia donde todavía se encuentra la influencia de la corriente cálida del Brasil.

Los mamíferos tuvieron en el Paleoceno y Eoceno un grado importante de cosmopolitismo, particularmente en el hemisferio norte, debido al desarrollo de Beringia, que permitió intercambios entre Eurasia y Norte-América. A su vez, existe similitud faunística entre Sud-América, Antártida y Australia, lo que sugiere una conexión intercontinental al menos hasta el Paleógeno temprano.

13. Este pasaje, de unos 1.000 kilómetros de ancho, separa Tierra del Fuego de las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica, y conecta los océanos Atlántico y Pacífico. Su nombre se debe al navegante inglés Francis Drake (1540-1596), quien sin embargo nunca pasó por allí: en su viaje alrededor del mundo (1577) cruzó por el Estrecho de Magallanes, al Norte de Tierra del Fuego. En 1615 el holandés Willem Schouten comandó la primera expedición que cruzó por el Pasaje de Drake.

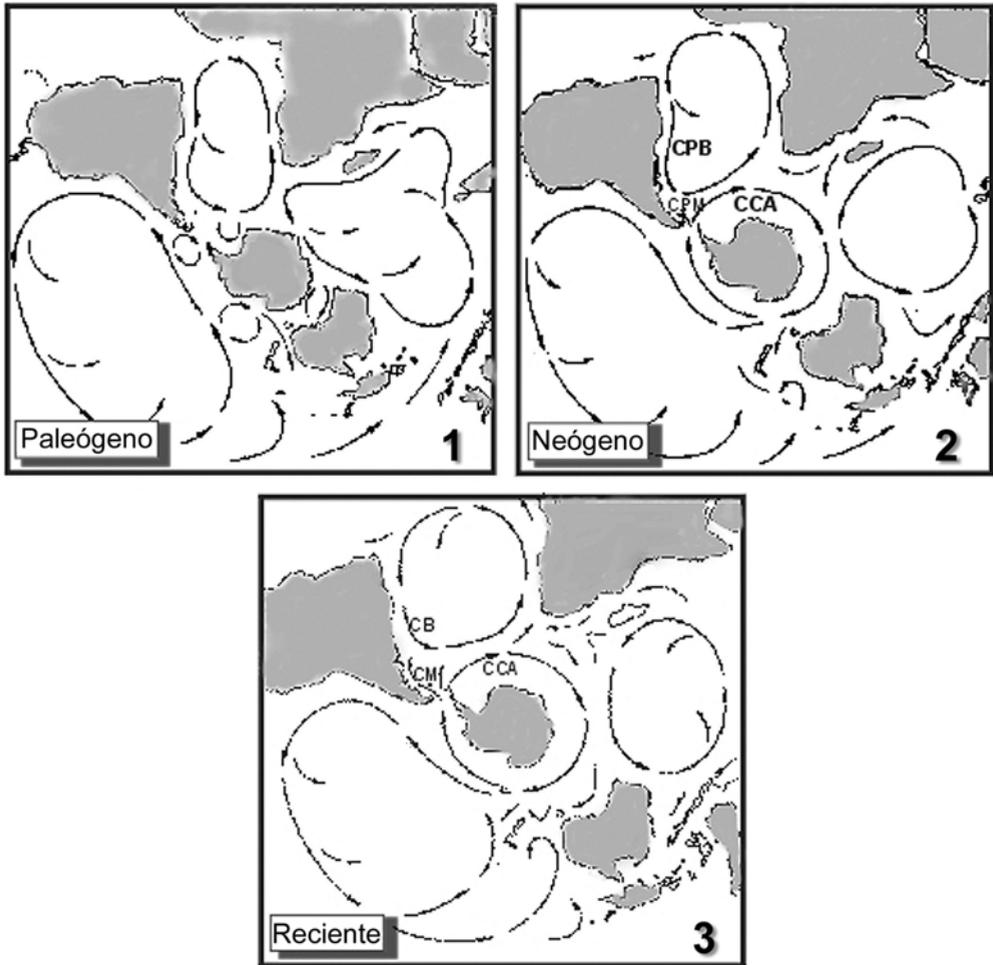


Figura 11 – *Instalación de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) y de la Corriente de Malvinas (CM) en relación con la apertura del Pasaje de Drake.*

*CPB: Corriente Proto Brasil, CPM: Corriente Proto Malvinas.
Modificado de Manceñido & Griffin (1988).*

Durante la primera parte del Cenozoico, la floresta multiestratal –en general asociada a climas cálidos– estuvo ampliamente distribuida; hay evidencias de su existencia en áreas tan distantes de su actual distribución como la región patagónica. En este período se asiste a un dominio de mamíferos ramoneadores, típicos habitantes de floresta.¹⁴

14. Se alimentan con yemas, brotes y hojas de especies leñosas.

El deterioro climático del Eoceno-Oligoceno sería el responsable de un recambio faunístico elocuente que se produjo en dicho límite; este recambio promovió en el contexto continental, entre otras cosas, la “modernización” de faunas a escala familiar e intrafamiliar. Esta extinción ha sido vista por algunos como *una* extinción masiva y por otros como una *sucesión* de eventos de extinción ocurridos a través de unos 14 millones de años. Lo cierto es que se asiste a un cambio en la composición trófica de las comunidades de mamíferos continentales: luego del Paleógeno temprano, las especies pastadoras tienden a dominar. El cambio está asociado al origen y evolución de las sabanas y praderas.

Los registros de hierbas más tempranos que se conocen son del Paleoceno-Eoceno, pero la expansión de las pasturas como biomas dominantes se producirá posteriormente, en el Oligoceno en Sud-América y en el Mioceno en Norte-América y otras áreas.

Buena parte de la evolución biogeográfica durante el Neógeno tuvo un control climático con bases glacio-eustáticas. La creciente tendencia a la estacionalidad se verá reflejada en la evolución de múltiples biomas con arreglo en franjas latitudinales. Esta etapa estuvo esencialmente signada por procesos de intercambios favorecidos por ejemplo por el cierre del Tethys al este (migraciones entre África y Eurasia), por la evolución de la región caribeña hacia la instalación del istmo centroamericano (migraciones entre Norte-América y Sud-América), la presencia de Beringia (migraciones entre Norte-América y Eurasia); en el Plioceno se producen intercambios marinos entre los organismos del Pacífico norte y del Atlántico Norte-Ártico, como consecuencia del surgimiento del istmo de Bering. Como fue referido anteriormente, lo que representa un corredor para las migraciones de organismos continentales, es una barrera para los marinos, y viceversa, por lo que el enunciado anterior debe leerse en sentido contrario al hacer referencia a éstos.

En los últimos siglos, las migraciones e intercambios han encontrado en la actividad humana una vía nueva. Múltiples organismos han modificado su distribución y han establecido nuevas relaciones interespecíficas gracias al desarrollo de los medios de transporte (principalmente transoceánicos) y a las propias migraciones humanas.

El Cenozoico en Uruguay

Los mayores eventos y registros geológicos cenozoicos de Uruguay se resumen en la Fig. 12.

ERA	SISTEMA / PERÍODO	SERIE / ÉPOCA	Procesos tectosedimentarios y unidades fosilíferas.	
C E N O Z O I C O	CUATERNARIO	HOLOCENO	Oscilaciones del nivel del mar, reactivaciones locales, controles estructurales.	Sedimentitas marinas y estuarinas, costeras, fosilíferas (Formación Villa Soriano).
		PLEISTOCENO		Sedimentitas continentales, asociadas a la dinámica del Paraná-Uruguay, fosilíferas (Formación Salto?) (Formación Libertad). Sedimentitas marinas (Formación Chuy) y fluviales (Formación Raigón).
	PLIOCENO	Sedimentitas fluviales y fluvio deltaicas fosilíferas restringidas a áreas de la Cuenca del Plata (Formación Raigón).		
	NEÓGENO	MIOCENO	Ingresión marina, formación de la Cuenca del Plata.	Areniscas y pelitas marinas fosilíferas (Formación Camacho).
			Levantamiento, leves fallamientos, erosión (discordancia miocénica).	
	PALEÓGENO	OLIGOCENO	Reactivación, formación de microcuencas, controles estructurales.	Sedimentitas continentales (aluviofluviales y loésicas) involucrando fuertes procesos edáficos que incluye la formación de caliche. Fósiles de vertebrados (Formación Fray Bentos).
		EOCENO	Levantamiento generalizado, erosión y no depositación.	Sedimentitas marinas en la plataforma continental.
		PALEOCENO		Calcretas (unidad quimioestratigráfica Calizas del Queguay). Geosuelo del Palacio. Sedimentitas marinas en la plataforma continental (Formación Gaviotín).

Figura 12 – Principales procesos geológicos y unidades fosilíferas asociadas en el Cenozoico del Uruguay.

Los eventos se ordenaron en forma relativa dentro de cada Época, y no son referidos a subdivisiones internas de las mismas.

Hacia finales del Cretácico, los principales escenarios de acumulación sedimentaria fueron colmatados, y durante el Cenozoico la evolución geológica se enmarcó dentro de un contexto en el que predominaron suaves levantamientos, erosión, no deposición y sedimentación.

En la región que actualmente conforma nuestro territorio continental, los depósitos sedimentarios preservados se vinculan, con alguna excepción, a los sucesivos ciclos eustáticos transgresivos y regresivos que se registran a nivel regional y global durante el Cenozoico.

En nuestra plataforma continental, a través de perforaciones profundas, se han alumbrado sedimentitas marinas que corresponden al pasaje Cretácico – Terciario (*vide* Capítulo II) y, en secuencia, un registro detallado y bastante continuo de las sucesivas variaciones del nivel del mar durante el resto del Cenozoico.

En el territorio continental, el registro de la base del Terciario está muy pobremente representado como consecuencia de la denudación y exposición subaérea progresiva a la que fue sometida el área durante el Paleoceno–Eoceno.

Los escasos registros geológicos y paleontológicos preservados de ese período se asocian a procesos no depositacionales que evidencian, además, variaciones climáticas para la base del Terciario en nuestra región. Por un lado, se formaron los suelos ferruginosos con una extraordinaria variedad y abundancia de icnofósiles, muy particularmente sobre las sedimentitas continentales cretácicas de la región centro-oeste de Uruguay.

Por último, bajo otras condiciones climáticas para la región se formaron calcretas y silcretas pedogénicas fosilíferas, y además significativos depósitos de calizas, y de calizas interdigitadas con *cherts*, originados por procesos esencialmente químicos debido a la acción de aguas subterráneas (*vide* Capítulo III).

Los procesos de erosión y no deposición transcurrieron hasta el Oligoceno, cuando asociados a una reactivación del basamento probablemente vinculado a un pulso de la orogenia andina (movimientos incaicos), se generaron nuevos espacios de acumulación.

Pequeñas “cuencas” permitieron el desarrollo y preservación de depósitos aluvio-fluviales y la actuación de procesos de remoción en masa, ba-

jo una importante contribución loésica desde el Oeste. Estos depósitos continentales también fueron afectados por procesos pedogénicos y presentan fundamentalmente mamíferos fósiles (*vide* Capítulo IV).

Durante el Mioceno Tardío, se produjo una nueva ingresión marina, episodio que fue controlado básicamente por el basamento aflorante o subaflorante. Los registros de esta oscilación se pueden seguir por más de mil kilómetros desde Patagonia, aunque, debido a los controles antemencionados penetró muy poco en el actual territorio continental uruguayo. Sus depósitos –regresivos– son portadores de una rica fauna marina –fundamentalmente invertebrados– de características subtropicales, pasando posteriormente a otros de características parálicas y continentales donde dominan los organismos de este origen (ver Capítulo V).

En el Plioceno, concomitantemente con la continentalización del área, evolucionan sistemas fluviales con fuerte desarrollo en el Sur y con fósiles continentales (*vide* Capítulo V), eventualmente tiempo transgresivos, pues ocuparían también la base del Pleistoceno.

El Cuaternario (*vide* Capítulo IX) preserva fundamentalmente depósitos de origen continental que cubren buena parte del territorio uruguayo. Ello puede verificarse en diversas regiones con sedimentitas fluviales y aluviales, con episodios de exposición subaérea y de rico contenido paleontológico, en especial aquellas del Pleistoceno Tardío.

Sin embargo, a lo largo del área costera (Río de la Plata–Océano Atlántico) pueden observarse depósitos de cordones litorales muy fosilíferos, eólicos e inclusive áreas asociadas a una sedimentación lacustre, palustre y albuférica.

Todos estos registros se asocian a un número aún no determinado de oscilaciones del nivel del mar, en algunos casos tal vez promovidos por situaciones tectónicas locales, que permitieron que el mar penetrara en el continente.

Recursos naturales asociados al Cenozoico de Uruguay

No siempre se le ha dado al Cenozoico la importancia que posee tanto en el plano científico como en el aplicado en función de la conformación física y económica de nuestro país. Por ejemplo, la inmensa mayoría de las actividades económicas (*e.g.* agricultura, ganadería, forestación, turismo,

etc.) así como la implantación de nuestras ciudades y centros urbanos se desarrollan y apoyan sobre buena parte de las unidades cenozoicas (*e.g.* Montevideo, Canelones, Salto y Ciudad de la Costa). Por lo tanto el estudio de las unidades cenozoicas no sólo tiene un interés académico sino que resulta fundamental, por la propia conformación geológica y geomorfológica del país, para el aprovechamiento racional de los recursos naturales.

El conocimiento de la naturaleza de las unidades superficiales y sub-superficiales, además, está directamente vinculado a la posibilidad de mejorar la calidad de vida de nuestra población en materia de preservación del ambiente.

Son precisamente las unidades cenozoicas, las más superficiales, susceptibles de ser modificadas, transformadas y degradadas como resultado de las actividades sociales, económicas y hasta culturales de nuestra población (*vide* Capítulo XII).

A manera de síntesis, se debe resaltar al menos dos grandes áreas de la geología económica ligadas al Cenozoico. Por un lado, la importancia que tienen los depósitos cenozoicos para el suministro de la materia prima para una de las actividades económicas de gran dinamismo: la industria de la construcción (*vide* Capítulo X). Es esta industria, entendida en un sentido amplio (grandes obras civiles, infraestructura básica, construcción de viviendas), la que lleva consigo una creciente demanda de materiales y materias primas como arenas, gravas, arcillas, calizas, yeso, etc.

Por otro lado, el Cenozoico es no menos importante en materia de aprovisionamiento de agua para diversos fines (*vide* Capítulo XIII). En nuestro territorio se encuentran varios acuíferos constituidos por paquetes sedimentarios cenozoicos; por ejemplo, el acuífero Salto en la región del Noroeste; el acuífero Raigón en el Sur, y el acuífero conformado por la Formación Chuy y otras unidades arenosas porosas, en el Sureste. Ellos representan un aporte no sólo para el consumo de agua potable para la población, sino que además, particularmente los dos primeros, están vinculados al desarrollo de actividades agroindustriales.

Finalmente, en los últimos miles de años se originaron nuestros suelos, recurso natural que sustenta bases económicas sustanciales: la agricultura y la ganadería (*vide* Capítulo XIV).

Bibliografía

- Alberdi M, Leone G & Tonni EP (1995): *Evolución biológica y climática de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el mediterráneo occidental*. CSIC-Monografías Museo Nacional de Ciencias Naturales 12: 423.
- Anguita F (2002): *Biografía de la Tierra*. Ed. Aguilar, Madrid, 350 p.
- Beck WJ, Récy F, Taylor F, Lawrence Edwards R & Cabioch G (1997). *Abrupt changes in early Holocene tropical sea surface temperature derived from coral records*. Nature 385: 705-707.
- Behrensmeyer A, Damuth J, DiMichele W, Potts R, Sues H & Wing S (1992): *Terrestrial ecosystems through time. Evolutionary paleoecology of terrestrial plants and animals*. 568pp. University of Chicago Press.
- Berggren W, Hilgen F, Langereis C, Kent D, Obradovich J, Raffi I, Raymo M & Shackleton N (1995): *Late Neogene chronology: new perspectives in high-resolution stratigraphy*. GSA Bulletin 107: 1272-1287.
- Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Ediciones de la Universidad de la República, Montevideo vol. 2: 577-809.
- Briggs J (1995): *Global biogeography*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 14, 454pp. Elsevier. Amsterdam.
- Brown J & Lomolino M (1998): *Biogeography*. 691pp. Sinauer Assoc. Publ. Mass.
- Cooper JD, Miller RH & Patterson J (1990): *A trip through time: principles of historical geology*. Merrill Publ. Cía., Los Angeles, 544p.
- Crowley T & North G (1991): *Paleoclimatology*. Oxford University Press-Clarendon Press. New York, 349pp.
- Dott RH & Batten RL (1988): *Evolution of the Earth*. Ed. McGraw-Hill (4ª), New York 643p.
- Duque-Caro H (1990): *Neogene stratigraphy, paleoceanography and biogeography in northwest South America and the evolution of the Panama Seaway*. *Paleogeography, Paleoclimatology*. *Paleoecology*, 77: 203-234.
- Frakes L (1979): *Climates throughout geologic time*. Elsevier Scientific Publications. Amsterdam. 310pp
- França AB, Milani EJ, Schneider RL, López-Paulsen O, López JM, Suárez-Soruco R, de Santa Ana H, Weins F, Ferreira O, Rossello EA, Bianucci EH, Aramayo-Flores RF, Vistalli MC, Fernández-Seveso FA, Fuenzalida RP & Muñoz N (1996): *Phanerozoic correlation in Southern South America*. En: Tankard AJ, Suárez-Soruco R & Welsink HJ (eds). *Petroleum basins of South America*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 129-161.
- Hallam A (1994). *An outline of Phanerozoic biogeography*. Oxford University Press. 245pp.
- Haq BU, Handerbol J & Vail PR (1987): *Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic*. Science 235: 1156-1167.
- Holland W, Armstrong R, Cox A, Craig L, Smith A & Smith D (1990): *A geologic time scale*. Cambridge University Press, 263pp. Cambridge.
- Hornes M (1853): *Mitteilung an Professor Bronn gerichtet*. Wien 3 oktober 1853. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde: 806-810. Stuttgart, Württemberg.
- Hornes M (1864): *Die Fossilen Mollusken des Tertiaer-Beckens von Wien*. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 14: 509-514. Viena, Austria.

- Iriondo M & García N (1993): *Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 101: 209-220.
- Janis CJ, Damuth J & Theodor J (2002): *The origins and evolution of the North American grassland biome: the story from the hoofed mammals*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 177: 183-198.
- Kay R, Madden R, Vucetich G, Carlini A, Mazzoni M, Re G, Heizler M & Sandeman H (1999): *Revised geochronology of the Casamayoran South American Land Mammal age: climatic and biotic implications*. PNAS 96 (23): 13235-13240.
- Lambeck K & Chappell J (2001): *Sea level change through the last glacial cycle*. Science 292: 679-685.
- MacFadden B (1997): *Origin and evolution of the grazing guild in new world terrestrial mammals*. TREE 12: 182-187.
- MacFadden B (2000): *Cenozoic mammalian herbivores from the Americas: reconstructing ancient diets and terrestrial communities*. Annu. Rev. Ecol. Syst. 31: 33-59.
- Manceñido MO & Griffin M (1988): *Distribution and palaeoenvironmental significance of the genus Bouchardia (Brachiopoda, Terebratulidina): its bearing on the Cenozoic evolution of the South Atlantic*. Revista Brasileira de Geociências, 18: 201-211. São Paulo.
- Martínez S, Ubilla M, Verde M, Perea D, Rojas A, Guérez R & Piñeiro G (2001): *Paleoecology and Geochronology of Uruguayan coastal marine Pleistocene deposits*. Quaternary Research 55, 246-254.
- Pascual R, Ortiz-Jaureguizar E & Prado J (1996): *Land Mammals: paradigm for Cenozoic South American geobiotic evolution*. Münchner Geowiss. Abh. 30: 265-319.
- Pirazzoli PA (1996): *Sea-level changes. The last 20,000 years*. 211pp. J. Wiley. New York.
- Prothero D & Berggren W (1992): *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution*. 568pp. Princeton Univ. Press. New Jersey.
- Ramos V (1999): *Rasgos estructurales del territorio argentina*, pp. 715-759 de Ramos V (ed.): *Geología argentina*. SEGAMAR, Buenos Aires.
- Salgado-Labouriau ML (1994): *Historia ecológica da Terra*. 307 pp. Blücher, San Pablo.
- Sprechmann P (1978): *The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary*. Zitteliana 4: 3-72.
- Stanley S (1986): *Earth and life through time*. Ed. W. H. Freeman & Cia., New York, 690p.
- Thompson L (2000): *Ice core evidence for climate change in the tropics: implications for our future*. Quaternary Science Reviews 19: 19-35.
- Tonni EP, Cione A & Figini A (1999): *Predominance of arid climates indicated by Mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 147: 257-281.
- Ubilla M & Perea D (1999): *Quaternary vertebrates of Uruguay: biostratigraphic, biogeographic and climatic overview*. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 12: 75-90. Balkema.
- Ubilla M, Perea D, Goso C & Lorenzo N (2004): *Late Pleistocene vertebrates from northern Uruguay: tools for biostratigraphic, climatic and environmental reconstruction*. Quaternary International 114: 129-142..
- Ubilla M, Veroslavsky G & Martínez S (2003): *El Mesozoico*, pp. 11 a 32 de *Cuencas sedimentarias de Uruguay – Geología, Paleontología y recursos naturales – Mesozoico*, D.I.R.A.C. Facultad de Ciencias, Montevideo.
- Vera Torres J (1994): *Estratigrafía. Principios y métodos*. 80pp. Edit. Rueda. Madrid.
- Veroslavsky G & Martínez S (1996): *Registros no depositacionales del Paleoceno-Eoceno del Uruguay: nuevo enfoque para viejos problemas*. Rev. Univ. Guarulhos. (Ser. Geoc.), I (3): 32-41. São Paulo.

- Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (2003): *Cuencas sedimentarias del Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales – Mesozoico*. DIRAC-Facultad de Ciencias. Montevideo.
- Vizcaíno S, Pascual R, Reguero M & Goin F (1988): *Antarctica as background for mammalian evolution*. Publicación Especial 5, *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica* 199-209.
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E & Billups K (2001): *Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 MA to Present*. Science 292: 686-693.
- Zubakov V & Borzenkova I (1990): *Global palaeoclimate of the Late Cenozoic*. 456p. Elsevier. Amsterdam.
- Zucol A, Brea M, Carlini A & Madden R (2001): *Análisis fitolítico en la secuencia sedimentaria de Gran Barranca, Chubut. Argentina: II. El Miembro Colhué Huapi (Formación Sarmiento)*. Ameghiniana supl. 38(4): 50R.

DINOFLAGELADOS DEL MAASTRICHTIENSE – PALEÓGENO EN LA FORMACIÓN GAVIOTÍN, CUENCA PUNTA DEL ESTE

Gloria Daners y Raquel Guerstein

LA PRIMERA MENCIÓN PARA URUGUAY DE DEPÓSITOS MARINOS asignados al pasaje Maastrichtiense – Paleoceno es de Stoakes *et al.* (1991), al referirse a una potente sucesión de arcilitas, limolitas y areniscas finas que cortaron los pozos de la Cuenca Punta del Este. Ucha *et al.* (2003), para esa sucesión, describieron detalladamente sus atributos litológicos, ajustaron sus límites, potencias, relaciones de contacto, y definieron la Formación Gaviotín. Asimismo, coincidieron con Stoakes *et al.* en correlacionar sismoestratigráficamente a esta unidad con la Formación Chilcas de la vecina Cuenca del Salado y, por lo tanto, le asignaron a la Formación Gaviotín una edad Maastrichtiense – Paleoceno. Según Tavella & Wright (1996), esa edad para la Formación Chilcas está soportada por la presencia de numerosos nanofósiles calcáreos.

El objetivo de este Capítulo es presentar los resultados preliminares de un estudio palinológico de la Formación Gaviotín. Los palinomorfos estudiados provienen exclusivamente de la perforación de ese nombre, realizada por la empresa Chevron en 1976 como resultado de los esfuerzos exploratorios petrolíferos en la plataforma continental uruguaya.¹

1. La marca Chevron de derivados del petróleo empezó a circular por el mundo en la década de 1930, pero la empresa que los producía tenía ya una larga historia: empezó en 1876 con una pequeña prospectora en California y se amplió con otros capitales para formar en 1879 la Pacific Coast Oil Company, verdadero punto de arranque. Este nombre sobrevivió a la adquisición de la empresa en 1900 por la Standard Oil Company (Iowa) –dependiente del gran *trust* que Standard comandaba en New Jersey– pero se perdió en 1906 con la creación de la Standard Oil Company (California). Ésta dejó formalmente de ser subsidiaria de New Jersey en 1911, por aplicación de la ley anti-*trust* estadounidense, pero poco después empezó a su vez a comprar otras compañías menores, aumentando sus pozos de petróleo y sus mercados internos y externos. En 1926 compró la Pacific Oil Company

Se trata fundamentalmente de asociaciones de dinoflagelados y otros palinomorfos que, con un grado de preservación bueno a moderado, permitieron caracterizar bioestratigráficamente a la Formación Gaviotín. Asimismo, se realizaron inferencias acerca de la edad del tramo analizado y se estudiaron aspectos paleoambientales de la unidad. Por último, se correlacionó con unidades de las cuencas vecinas del margen Atlántico (Salado y Colorado, entre otras).

Es de destacar dos aspectos con respecto a este trabajo. Por primera vez se estudian quistes de dinoflagelados del registro fósil uruguayo, razón por la cual se realiza una breve caracterización de este grupo de palinomorfos y de su importancia en estudios bioestratigráficos y paleoambientales. Por otra parte, los depósitos aquí estudiados constituyen los primeros registros maastrichtiense-danienses y eocénicos de Uruguay definidos con criterios bioestratigráficos.

DINOFLAGELADOS

La palinología incluye el estudio de diferentes tipos de microfósiles orgánicos que, en el caso de tratarse de elementos fósiles, reciben la denominación de palinomorfos.² Éstos representan organismos, partes de éstos, colonias de organismos, o entidades de los que se desconoce su afinidad bio-

y pasó a denominarse con la sigla Socal (Standard Oil Company of California). En 1920 empezó a buscar petróleo fuera del país (Filipinas, Alaska, Colombia) y en 1932 lo encontró en Bahrain, pasando de inmediato a Arabia Saudita. En 1936 hizo un acuerdo con Texaco en una "joint-venture" que se llamó Caltex, mientras Socal expandía sus operaciones e inversiones en los países de América Central. En 1967 la Caltex europea decide separar sus intereses y Socal crea Chevron Oil Europe; diez años después la propia Socal se transforma en Chevron USA Inc. En 1984 compró la Gulf Corporation por 13.300 millones de dólares, y el conjunto pasó a llamarse Chevron Corporation. En 2001 culminó un acuerdo de unión con Texaco para formar la actual Chevron Texaco Corporation. A lo largo de esta historia, Chevron tuvo frecuentes relaciones con Uruguay, casi siempre mediante contratos de compra de petróleo (que a veces fueron cuestionados en aspectos de su legalidad y/o conveniencia). En 1975, luego de extensos relevamientos sísmicos, ANCAP adjudicó a Chevron la exploración del Bloque 1 de la plataforma continental uruguaya. En 1976 se realizaron dos de las cuatro perforaciones previstas en el contrato: la primera, llamada Lobo, empezó el 15 de junio, y el 19 de julio comenzó la segunda, Gaviotín. El 30 de agosto ambos trabajos finalizaron: Chevron declaró secos a los pozos; detectó empero indicios de gas en secciones espesas de rocas sedimentarias cretácicas.

2. El término *palinología* fue acuñado por los británicos H.A. Hyde y D.A. Williams en 1944; proviene del griego *παλύνω* (*palúnō* = rociar, espolvorear, esparcir), vinculado a *παλή* (*palē* = comida muy desmenuzada), término éste emparentado con la palabra latina *pollen* (polvo, harina); refiere al estudio de los granos de polen, esporas y otros materiales biológicos de origen orgánico que pueden ser analizados por medio de técnicas palinológicas. En 1961 el estadounidense Robert H. Tschudy (1908-1986) acuñó el término *palinomorfo* para las entidades de origen orgánico encontradas en una preparación palinológica, y se refiere especialmente a elementos fósiles. (*N. de las A.*)

lógica. Por su constitución orgánica, las condiciones que favorecen la preservación de los palinomorfos son, en general, medios sedimentarios de baja energía y poca cantidad de oxígeno. Cumpliéndose estas condiciones, los diferentes tipos de compuestos presentes en la pared de los palinomorfos son extremadamente resistentes a la descomposición, lo que explica su abundancia en el registro geológico.

En líneas generales, los palinomorfos pueden dividirse en aquellos generados en ambientes terrestres como las esporas y los granos de polen de las plantas, y aquellos producidos en ambientes acuáticos, sean éstos marinos o dulceacuícolas. Los dinoflagelados y las acritarcas son los elementos más importantes en ambientes marinos y, por ende, en sedimentitas de este origen.³ Entre los palinomorfos generados en ambientes dulceacuícolas, los más relevantes son algas solitarias o coloniales, y sus esporas. La abundante producción y la gran dispersión que pueden alcanzar los granos de polen y las esporas, ayudado por su pequeño tamaño y la proximidad a ambientes acuáticos de los organismos que los producen, determinan que éstos también se encuentren, en mayor o menor medida, en estos ambientes.

Gracias a la rápida evolución morfológica y a sus adaptaciones a diferentes medios ambientales, los distintos grupos de palinomorfos son considerados excelentes fósiles estratigráficos e indicadores paleoambientales a lo largo de toda la columna geológica.

Generalidades de los dinoflagelados

Los dinoflagelados son eucariotas unicelulares (protistas), que combinan ciertos caracteres primitivos de los procariotas, junto con características más avanzadas de los eucariotas.⁴ Por este motivo, Dodge (1965) había propuesto el término mesocariotas que sugería una posición intermedia entre

3. Dinoflagelados: la presencia de flagelos, conjuntamente con el movimiento de rotación que éstos generan, inspiraron al zoólogo alemán Otto Bütschli (1848-1920) a proponer en 1885 el término “dinoflagellata” para denominar a estos organismos, el cual proviene del griego *deinós* (= rotación arremolinada) y del latín *flagellum* (= pequeño látigo). Aunque este término nos es poco familiar a primera vista, los dinoflagelados son los organismos que al encontrarse en grandes concentraciones generan las conocidas mareas rojas que son tóxicas y afectan tanto a otros organismos marinos como al humano. Acritarcas: ver Nota 5 en pág. 42. (*N. de las A.*)

4. *Procariota*: organismo uni- o multicelular cuyas células carecen de un núcleo visible o separado del citoplasma (por ejemplo, bacterias o algas verdiazules); en la clasificación de los seres vivos en cinco reinos, los procariotas constituyen el reino de las moneras, organismos aparecidos hace unos 3500 millones de años. *Eucariota*: la célula tiene núcleo y organelos que están separados por membrana dentro del citoplasma; su antigüedad es de 1500 millones de años, y forma los organismos agrupados en los otros cuatro reinos que fueron apareciendo: protistas, hongos, vegetales y animales.

ambos grupos. Actualmente, los dinoflagelados son considerados entre los eucariotas más primitivos, cerca de la base del árbol evolutivo de este grupo (Loeblich 1984). Comparaciones moleculares y ultraestructurales han demostrado que están muy relacionados con los esporozoos, otro grupo de protistas (Fensome *et al.* 1993).

Los principales rasgos morfológicos de un dinoflagelado tipo pueden observarse en la Fig. 1. Entre ellos, se destaca la presencia de dos flagelos desiguales: uno más largo, transversal, ubicado en un surco denominado *cíngulo* que envuelve el cuerpo; y otro más corto, longitudinal, ventral y posterior, ubicado en un surco llamado *sulco*. El cuerpo es desnudo o está recubierto por una pared de composición celulósica denominada *teca*. En muchas especies la teca se divide en un conjunto de pequeñas placas, adosadas unas a otras. El número, forma y disposición de estas placas es extremadamente variada y determina un diseño externo llamado *tabulación*, base principal para la sistemática y filogenia del grupo. Dependiendo de su posición, a cada placa corresponderá una denominación particular.

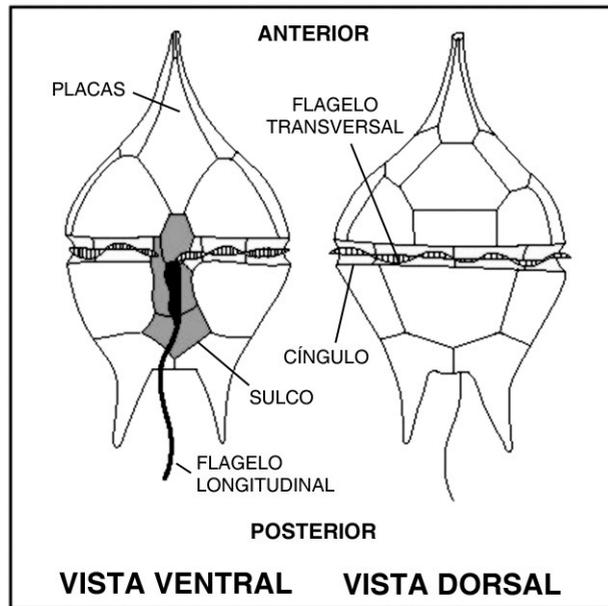


Figura 1 – Características morfológicas principales de un dinoflagelado tipo. (Modificado de Evitt 1985)

Ninguna de las partes del cuerpo de los dinoflagelados está mineralizada o tiene una composición que presente un elevado potencial de preservación (incluida la teca), siendo biodegradados muy rápidamente una vez que el organismo muere. La utilidad y aplicaciones de los dinoflagelados desde el punto de vista paleontológico derivan de la naturaleza del ciclo de vida de

aquellas especies donde existe algún estadio de enquistamiento. Además, ciertos quistes tienen una pared compuesta por celulosa y no fosilizan, mientras que otros presentan una pared compuesta por un polímero orgánico complejo denominado dinosporina (Fensome *et al.* 1993) que sí tiene un alto potencial de preservación. Son tres las causas que determinan la formación de quistes en los dinoflagelados actuales, pero probablemente la mayor parte de los fósiles se origina a partir de los denominados quistes de resistencia (Fensome *et al.* 1996), cuyo tamaño promedio oscila entre 50 y 100 micras.

Los quistes de resistencia de dinoflagelados, o dinoquistes, cuya pared puede tener de una a tres capas y ornamentaciones muy variables, se producen casi siempre dentro de la teca del organismo. Según la relación de la pared del quiste con la de la teca original se tendrán tres tipos de quistes (Traverse 1988). Cuando la pared del quiste se forma como una capa interna inmediatamente por debajo de la teca, de modo que la forma general se aproxima a la del organismo original, se denominan *quistes proximados* (Fig. 2A). El grado en que se refleje la tabulación original será muy variable, desde solamente una abertura hasta la totalidad de las placas (Fig. 3). Otro tipo presenta un cuerpo central esferoidal o elipsoidal con procesos o crestas, que se denominan *quistes corados* o *proximocorados* dependiendo de la longitud de las proyecciones en relación al diámetro del cuerpo central (Fig. 2B). Son estas proyecciones las que en muchos casos permiten reconstruir la tabulación original por la relación que guardan con las placas de la teca (Fig. 4). Tanto los quistes de tipo proximado como los corados y proximocorados, pueden además ser *quistes cavados* cuando existe una cavidad parcial o total entre una capa interna y una externa de la pared del quiste (Fig. 2C).

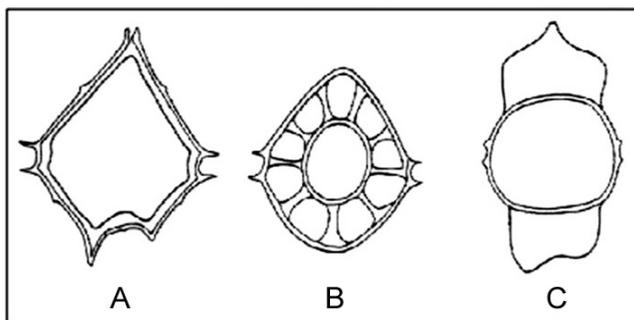


Figura 2 – Tipos de quiste.

A: quiste proximado: la capa más interna representa la pared quística y la externa representa la teca; B: quiste corado: el cuerpo central y las proyecciones representan el quiste y la línea más externa la teca; C: quiste cavado. (Modificado de Evitt 1985)

Para ser viable, todo quiste requiere de un mecanismo de desenquistamiento, que en los dinoflagelados resulta de la pérdida de parte de la pared del quiste o de una abertura en él. Esto determina una de las estructuras más importantes en los dinoquistes, el *arqueopilo*, que representa el lugar por donde el organismo se liberó de la rígida pared para continuar su ciclo de vida (Evitt 1985). Esta abertura presenta diferente morfología y nomenclatura de acuerdo a la o las placas involucradas en su formación, determinando un contorno usualmente poligonal que se corresponde con el borde de la o las placas que se perdieron. Además de poseer gran relevancia desde el punto de vista sistemático, el arqueopilo permite reconocer a los dinoflagelados como tales y diferenciarlos de otros tipos de microfósiles orgánicos.⁵

De este modo, los quistes fósiles pueden ser identificados como dinoflagelados de diferentes formas: si muestran algún reflejo de la tabulación original de la teca por la ubicación de los procesos (Fig. 4B) o las placas directamente, o simplemente por presentar un arqueopilo en el que pueda reconocerse la o las placas involucradas, demostrando la afinidad a este grupo aún en ausencia de cualquier otro indicio de tabulación (Evitt 1969) (Fig. 3A).

5. El zoólogo y botánico germano Christian Gottfried Ehrenberg (1795-1876), considerado el padre de la micropaleontología, fue el primero en reconocer dinoflagelados fósiles desde 1836, en sílex cretácicos de Polonia y Alemania. Sin embargo, en ese entonces este microscopista creía estar en presencia de restos de los organismos propiamente dichos y no de sus quistes. Ehrenberg reconoció como dinoflagelados aquellos quistes cuya morfología refleja la de la teca y que por ende le recordaba la que había observado en dinoflagelados actuales. Por el contrario, aquellos que esencialmente parecían esferas espinosas y cuya morfología no era similar a la de los dinoflagelados vivientes, fueron atribuidos a zigosporas silicificadas de un género de algas verdes dulceacuícolas, *Xanthidium*, y así fueron denominados por décadas. Su naturaleza orgánica fue revelada en 1845 por el médico, geólogo y microscopista inglés Gideon Alghernon Mantell (1790-1852), que había sido visitado por el propio Ehrenberg años antes. Tanto los organismos interpretados como dinoflagelados por Ehrenberg como aquellos que llamó xanthidios, captaron muy poca atención por casi un siglo. En 1933, el geólogo alemán Otto Christian August Wetzel (1891-1971) fue el primero en advertir que los llamados xanthidios no representaban algas, creando a partir de éstos un nuevo género, *Hystriochosphaera*. Los fósiles de este tipo fueron informalmente reconocidos como “histicosferas” en los años subsiguientes. El alemán Alfred Eisenack (1891-1982) y el francés Georges Victor Deflandre (1897-1973) fueron los responsables de la dramática expansión de horizontes en este campo en los siguientes 20 años, al demostrar la amplia distribución geográfica y el potencial estratigráfico de los fósiles de dinoflagelados. Después de los trabajos pioneros de Wetzel, Eisenack y Deflandre, y del hiato que significó la Segunda Guerra Mundial, los estudios se reiniciaron en la década de 1950. A pesar de que en la mayor parte de la literatura especializada se atribuye al estadounidense William R. Evitt el reconocimiento en 1961 de que muchas “histicosferas” eran en realidad dinoflagelados fósiles, este descubrimiento ya había sido realizado por el alemán Paul Friedrich Reinsch (1836-1914) en 1905. Sin embargo, sus observaciones fueron desatendidas por subsecuentes investigadores. Evitt sí reconoce que la mayoría de los fósiles de dinoflagelados representan el quiste, y no el estadio móvil en el ciclo de vida de estos organismos, y es quien propone en 1963 el término *acritarcas*, del griego ακριτος (*akritos* = no decidido, incierto) y αρχη (*arhē* = origen), para aquellas “histicosferas” que no poseían un mínimo de rasgos considerados diagnósticos de los dinoflagelados. (N. de las A.)

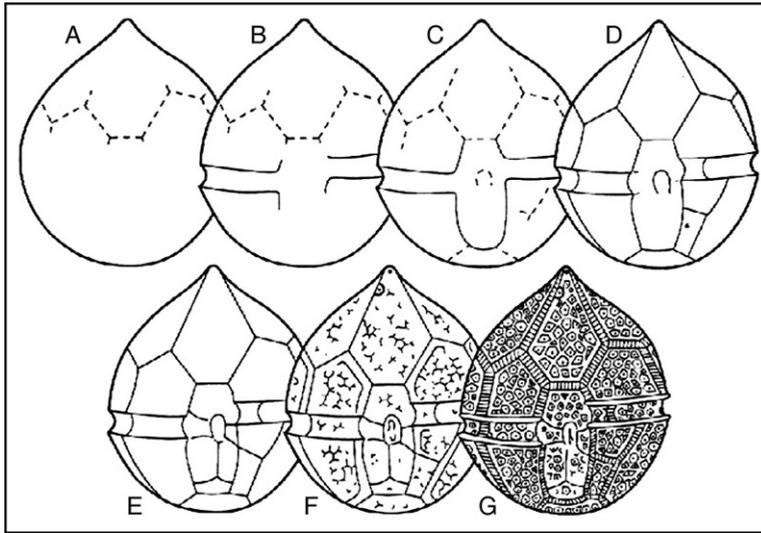


Figura 3 – *Quistes proximados en una serie morfológica (A-G).*

Se muestra un aumento progresivo del reflejo de los caracteres de la teca original, desde únicamente las placas que involucran el arqueopilo (A) hasta la totalidad de la tabulación y escultura (G). (Modificado de Gocht 1983)

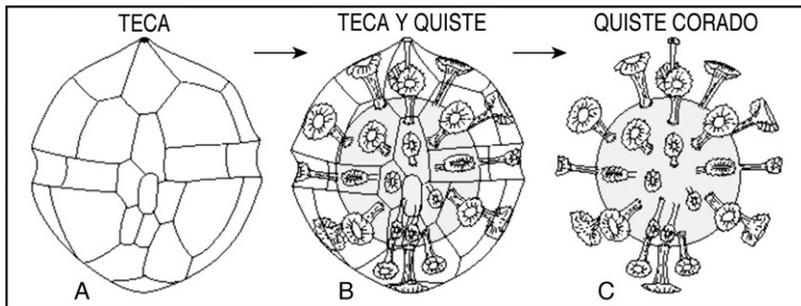


Figura 4 – *Formación de un quiste corado a partir de la teca original.*

Nótese cómo se corresponde un proceso por cada placa de la teca, permitiendo reconstruir la tabulación original para realizar la asignación sistemática correspondiente. (Modificado de Evitt 1985)

Aplicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas

De acuerdo con estudios moleculares, sistemático-filogenéticos y de anatomía comparada, se cree que los dinoflagelados serían un grupo muy antiguo geológicamente, cuyo origen podría estar en el Precámbrico superior (Fensome *et al.* 1993; Goodman 1987; Moldowan *et al.* 2001). Aunque exis-

te un registro controversial de un dinoflagelado del Silúrico Medio en el norte de África, el primer registro inequívoco de un dinoquiste data del Triásico Medio de Australia.

Existen varias hipótesis para explicar la ausencia en el registro fósil de los dinoflagelados durante el Paleozoico. Esto podría deberse a: que el desarrollo de quistes preservables no habría ocurrido hasta mediados del Triásico, que aquellos grupos que producen quistes fosilizables no habrían aparecido hasta mediados del Triásico, o bien que los quistes preservables producidos por los dinoflagelados más primitivos no pueden ser reconocidos como tales en función de sus características morfológicas (Goodman 1987).

El registro post-Paleozoico de los dinoflagelados se caracteriza por tendencias generales en el número de especies y la distribución relativa de los mayores linajes y tipos de arqueopilo a través del tiempo (Goodman 1987).

Los principales patrones en la diversidad de especies de dinoflagelados estuvieron en función, entre otras razones, de los cambios en los regímenes climáticos y en las fluctuaciones del nivel del mar, esto último con influencia adicional de la salinidad, patrones de circulación, flujo estacional y aporte de nutrientes, entre otros parámetros ambientales (Bujak & Williams 1979).

Los dinoflagelados actuales han invadido con éxito la mayor parte de los ambientes acuáticos y son constituyentes importantes del fitoplancton, siendo superados en número absoluto sólo por las diatomeas.

La gran mayoría de las especies actuales vive en forma libre, pero también existen aquellas simbióticas y parásitas. El 90 % de las especies habita ambientes marinos, mientras que otras prefieren oceánicos, estuarinos, salobres, o aún dulceacuícolas, incluyendo la nieve, aguas congeladas y los intersticios de las partículas de arena húmeda.

Los dinoflagelados marinos ocurren en todos los regímenes climáticos, mostrando un aumento de la diversidad hacia los trópicos y gran abundancia en ambientes neríticos templados (Stover *et al.* 1996), siendo la mayor diversidad en los ambientes de plataforma continental. La tolerancia a la variación de parámetros ambientales es diferente en cada especie y condi-

ciona la distribución y asociaciones de especies (Taylor 1987). Estas variaciones determinan que las asociaciones fósiles sean de utilidad a la hora de inferir características paleoambientales.

Los quistes de dinoflagelados se han diversificado en un amplio rango de morfologías desde el Triásico Superior hasta el Reciente, siendo muy abundantes en sedimentitas marinas del Mesozoico y Cenozoico. Su diversificación, sucesión de grupos, géneros y especies, y la sustitución de *taxa* a lo largo del tiempo, determina que sean excelentes marcadores bioestratigráficos, especialmente a partir del Jurásico.

LA PLATAFORMA CONTINENTAL Y LA CUENCA PUNTA DEL ESTE

La plataforma continental uruguaya se interpone a los rasgos fisiográficos fundamentales de la región: al Este, el continente sudamericano y al Oeste, la cuenca oceánica del Atlántico Sur. Se desarrolla entre los paralelos 34° y 38° de latitud Sur, y muestra una alineación regional noreste heredada de la desagregación gondwánica.

La dirección estructural NE se verifica además hacia el suroeste a lo largo de la plataforma continental argentina o, en territorio uruguayo, por el fuerte control que presenta la actual línea de costa al Noreste de Punta del Este.

Los elementos morfoestructurales más sobresalientes de nuestra plataforma continental son, de Suroeste a Noreste: el Alto de Martín García, la Cuenca Punta del Este, el Alto de Polonio y la Cuenca Pelotas (Fig. 5).

Algunos autores consideran a la Cuenca Punta del Este como integrante de la Cuenca del Salado, formando parte de la gran estructura aulacogénica que se desarrolla perpendicular al margen continental desde el borde continental atlántico hasta la porción central de la provincia de Buenos Aires (Introcaso & Ramos 1984).

La Cuenca Punta del Este posee una superficie mayor a los 11.000 km² y un relleno que, a partir de la información sísmica, supera los 7.000 metros de potencia (Ucha *et al.* 2003). Éste está constituido por rocas que fueron depositadas durante el Mesozoico y Cenozoico, y cuyo estilo y arquitectura depositacional han sido condicionados por los procesos tectónicos li-

gados a la fragmentación y posterior deriva continental. Recientemente, esos autores han caracterizado la evolución geológica de la cuenca según los siguientes estadios:

- i) prerift,
- ii) sinrift I,
- iii) sinrift II,
- iv) sag y
- v) margen pasivo.

La Fig. 6 muestra la columna estratigráfica y fases tectónicas de la Cuenca Punta del Este.

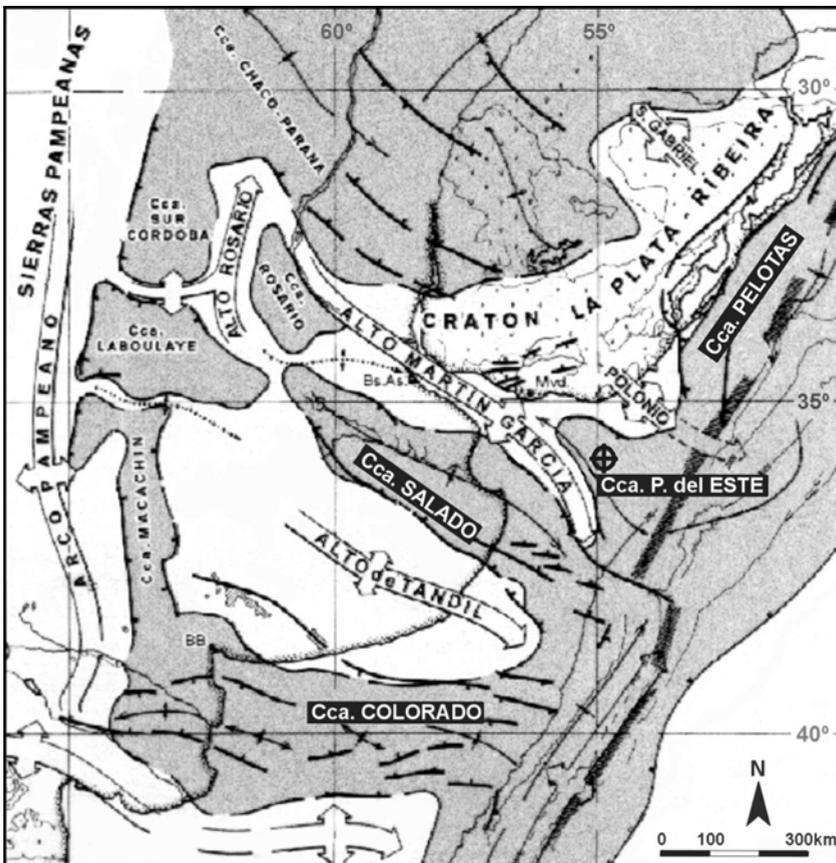


Figura 5 – Principales elementos morfoestructurales de la plataforma. Se destaca la ubicación de la Cuenca Punta del Este y las cuencas atlánticas vecinas. La cruz señala la ubicación del pozo Gaviotín. (Adaptado de Urien & Zambrano 1996)

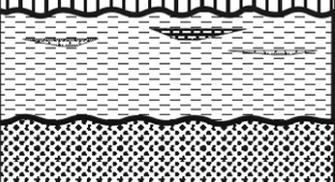
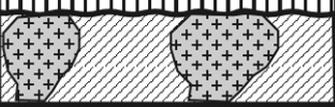
Período	Formación	Litología	Tectónica
Paleoceno	Gaviotín		Margen Pasivo
Cretácico	S Mercedes		Sag II I
	I Migues		II <i>Sinrift</i>
Jurásico	S Cañada Solís		I
	M Puerto Gómez		
Pérmico	S Buena Vista / Yaguari		<i>Prerift</i>
	I Tres Islas		
Precámbrico	Escudo Uruguayo		
	Sur-riograndense		

Figura 6 – Columna estratigráfica de la Cuenca Punta del Este.
(Tomado de Ucha et al. 2003)

LA FORMACIÓN GAVIOTÍN

La Formación Gaviotín está constituida por una sucesión de limolitas, arcilitas y areniscas, verdes y grises, laminadas y macizas, a veces algo calcáreas y micáceas, con trazas de carbón, glauconita y pirita (Ucha *et al.*

2003). Esta formación materializa el primer evento marino para la Cuenca Punta del Este y, a partir de los resultados que se presentan en este Capítulo, se han identificado en la misma dos pulsos transgresivos (Maastrichtiense – Daniense; Eoceno Medio) separados por una paraconformidad establecida a través de criterios bioestratigráficos.

Se ha atribuido a la Formación Gaviotín un ambiente de sedimentación marino somero. Hacia la base y en situaciones medias y distales de la cuenca, sus relaciones son concordantes con las areniscas blanquecinas, rojizas y amarillentas de la Formación Mercedes (Cretácico Tardío).

En los sectores proximales de la cuenca ocurren relaciones de contacto de carácter erosivo, que se atenúan progresivamente a medida que se pasa a situaciones más distales. Hacia el tope, la Formación Gaviotín muestra un pasaje concordante con la sedimentación suprayacente, sin descartar la posibilidad de que puedan existir interrupciones estratigráficas de significación temporal para el registro.

Según Ucha *et al.* (2003) esta formación, en el pozo homónimo, presenta 247 metros de potencia (entre 1.548 y 1.795 metros), mostrando en la base espesos paquetes pelíticos y arcillosos que ocasionalmente se intercalan con niveles de areniscas finas, para rematar hacia el tope en una potente sucesión pelítica.

En el pozo Lobo, la unidad posee 130 metros de potencia (entre 1.525 y 1.395 metros), y su perfil litológico muestra claro predominio de limolitas y arcilitas verdes a grises.

De acuerdo a las características litológicas observadas en las muestras de *cutting*, y teniendo en cuenta la descripción original de la Formación Gaviotín, consideramos que la misma podría extenderse hasta los 1.805 metros en el pozo del mismo nombre. Es a partir de esa profundidad que se registran las primeras intercalaciones de areniscas finas y limolitas verdes (que admiten ser incluidas en esta formación), siendo las sedimentitas infra-yacentes francamente arenosas y con coloraciones que van de amarillentas a rojizas.

La Formación Gaviotín posee una extensa distribución en la plataforma continental logrando sobrepasar los altos estructurales internos. De esta forma, hacia finales del Cretácico Tardío se estableció una amplia co-

nexión entre la Cuenca Punta del Este y los diferentes depocentros atlánticos de las vecinas cuencas del Colorado, Salado y Pelotas (Fig. 5).

Las sedimentitas de la Formación Gaviotín muestran un distintivo patrón sísmico que ha permitido establecer una buena correlación sismoestratigráfica con las unidades de esas cuencas vecinas. En este Capítulo, se confirman las equivalencias con datos bioestratigráficos.

TRAMO ESTUDIADO Y CONTENIDO PALINOLÓGICO

Las asociaciones palinológicas provenientes del intervalo comprendido entre 1.549 y 1.795 metros de profundidad (m p.p.) permiten la caracterización bioestratigráfica de la Formación Gaviotín (Fig. 7).

Además, fueron analizadas tres muestras provenientes de los sedimentitas infrayacentes (Formación Mercedes) según la definición original de Ucha *et al.* (2003). La Fig. 8 muestra el perfil litológico del pozo Gaviotín para el tramo de interés.

Todas las muestras estudiadas resultaron palinológicamente fértiles. En general, los palinomorfos recuperados muestran un moderado a buen estado de preservación y las asociaciones palinológicas están dominadas por elementos de origen marino, principalmente dinoquistes.

Si bien por tratarse de resultados preliminares se ha puesto especial énfasis en este tipo de fósiles, también se registraron cantidades menores de acritarcas, *tests* de foraminíferos y escasos elementos de origen continental, entre ellos polen, esporas y remanentes de algas verdes, que se mencionan cuando su valor bioestratigráfico o paleoambiental así lo amerita.

Se reconocieron 56 especies de dinoquistes, varias especies de acritarcas, esporas y granos de polen, así como cenobios de algas clorofíceas (*Pediastrum* y *Scenedesmus*).

Cabe indicar que son numerosos los tipos de dinoquistes que aún no han sido asignados a nivel específico, entre los cuales podrían hallarse especies nuevas y que serán motivo de estudios posteriores.

Prof. (m)	Período	Serie/ Piso	Pozo Gaviotín	Eventos de palinomorfos seleccionados	
1550	PALEÓGENO	Eoceno medio Luteciense	FORMACIÓN GAVIOTÍN	<ul style="list-style-type: none"> ■ 1549 ← <i>Enneadocysta? dictyostila</i> (A) ■ 1558 ← <i>Muratodinium fimbriatum</i> ← <i>Tritonites asteris</i> ← <i>Enneadocysta multicornuta</i>, <i>Wetzeliella</i> sp. ← <i>Enneadocysta</i> sp. A, <i>Spiniferites pseudofurcatus</i> ← <i>Emmetrocysta urnaformis</i>; <i>Deflandrea antarctica</i> ← <i>Adnatosphaeridium multispinosum</i> ← <i>Damassadinium californicum</i>, <i>Glaphyrocysta</i> spp. ← <i>Palaeoperidinium pyrophorum</i>, <i>Cordosphaeridium</i> spp. 	
1600				Paleoceno Inferior Dantiense	<ul style="list-style-type: none"> ■ 1576 ■ 1582 ■ 1585 ■ 1631 ← <i>Deflandrea robusta</i>; <i>Spiniferites</i> (H.) <i>cryptovesiculatus</i> ← <i>Palaeocystodinium lidiae</i>; <i>Fibrocysta exiguapicis</i>
1650					<ul style="list-style-type: none"> ■ 1658 ← <i>Eisenackia reticulata</i>; <i>Spiniferites</i> (H.) <i>fluens</i> ← <i>S.</i> (H.) <i>septatus</i>; <i>Deflandrea tuberculata</i> ← <i>Areoligera</i> spp./ <i>Glaphyrocysta</i> spp. (A) ← <i>Eisenackia circumtabulata</i>
1700					<ul style="list-style-type: none"> ■ 1695 ← <i>Classopollis</i> spp. ← <i>Baltisphaeridium angulosum</i> ← <i>Phelodinium magnificum</i>; <i>Eisenackia margarita</i> ■ 1717 ← <i>Cordosphaeridium</i> spp. (A); <i>Spiniferites</i> spp. (A)
1750					Superior Maastrichtiense
1800		Fm. MERCEDES			
1850				<ul style="list-style-type: none"> ■ 1843 ■ 1848 ← <i>Manumiella druggii</i> 	

- ↙ presencia más alta
- ← presencia
- A abundante
- R redepositado

Figura 7 – Tramo estudiado del Pozo Gaviotín.
Principales eventos seleccionados de los palinomorfos presentes.

Ma	Período	Época	Formación	Litología	Ambiente
34	Paleógeno	Eoceno	?		
44			Gaviotín	Arcillitas y limolitas, verdes - grises, algo micáceas y con pirita Areniscas finas, blancas, cuarzosas Areniscas finas, blancas, cuarzosas Limolitas y arcillitas, verdes - grises algo azuladas y con pirita	Marino
54			Gaviotín	Arcillitas verdosas y grises Limolitas y arcillitas grises y verdes Areniscas muy finas, glauconita	Marino
65	Cretácico	Superior	Gaviotín	Limolitas y arcillitas grises y verdes	Vulcanismo Marino
			Mercedes	Tobas y areniscas tobáceas Limolitas y arcillitas grises y verdes Areniscas blancas, rojizas, etc.	Fluvio - deltaico Vulcanismo
			Mercedes	Areniscas, niveles conglomerádicos Areniscas tobáceas, tobas, etc. Areniscas, niveles conglomerádicos	Fluvial

Figura 8 – Tramo Maastrichtiense – Paleógeno en el pozo Gaviotín.
Edad, formaciones, litología y ambientes de depositación.

EDAD

Las primeras y últimas ocurrencias (FODs y LODs respectivamente; conceptos introducidos por Berggren & Van Couvering 1978) han sido aplicadas en numerosos trabajos bioestratigráficos en el Cenozoico para el tratamiento de asociaciones de dinoflagelados. Durante la última década, la comparación con información global referida como datos de primeras y úl-

timas ocurrencias, permitió aumentar significativamente la resolución de los modelos bioestratigráficos propuestos.

Las edades propuestas para el pozo Gaviotín se basan exclusivamente en datos palinológicos, y principalmente de quistes de dinoflagelados. Gran parte de los rangos estratigráficos confirmados proviene de secciones calibradas del Hemisferio Norte (Powell 1992, Stover *et al.* 1996, Williams *et al.* 1998). Entre las numerosas contribuciones que permiten definir patrones de distribución estratigráfica de dinoquistes para el Cretácico Tardío y Paleógeno del Hemisferio Sur, la mayor parte de las secciones estudiadas corresponden a áreas circum-Antárticas y latitudes medias y altas. La información de cuencas localizadas en latitudes más bajas de nuestro hemisferio es escasa, y carece o tiene una muy pobre calibración de edad independiente.

Los resultados obtenidos recientemente por Brinkhuis *et al.* (2003) y Sluijs *et al.* (2003), a partir del estudio de testigos realizados dentro del marco del *Ocean Drilling Program*⁶ en la plataforma de Tasmania, aportan nuevos datos y evalúan la distribución de dinoquistes en océanos australes. Asimismo, Williams *et al.* (en prensa) compararon los eventos de dinoquistes de dichas secciones con los eventos globales provenientes del Hemisferio Norte, resultando estas recientes contribuciones invalorable fuentes de información para nuestro trabajo.

En la Fig. 7 se indican los eventos de palinomorfos, en su mayoría quistes de dinoflagelados seleccionados por su significado bioestratigráfico en el Pozo Gaviotín. Dado que las asociaciones estudiadas provienen de muestras de *cutting*, sólo las ocurrencias más altas, o techos, se consideran confiables para la interpretación bioestratigráfica. Las ocurrencias más bajas, o bases, deben ser tratadas con extrema precaución ya que suelen estar distorsionadas por la contaminación que los niveles inferiores sufren por la caída de ejemplares más modernos de los niveles suprayacentes.

A partir de los datos aportados aquí es posible determinar edades mínimas para las asociaciones palinológicas, diferenciándose tres intervalos estratigráficos cuyos techos son acotados, respectivamente, a edades no más

6. Programa internacional que evolucionó a partir del *International Programme of Ocean Drilling* (IPOD), financiado por Estados Unidos, Rusia, Alemania y Francia, involucrando a científicos de varios países, y la perforación y análisis de varios sondeos en mares profundos y en áreas de plataformas continentales. A su vez, el antecedente del IPOD es el *Deep Sea Drilling Project*, programa iniciado en 1963 y que tuvo por finalidad el estudio del fondo marino profundo mediante perforaciones; el buque utilizado fue el *Glomar Challenger*, que realizó más de 500 sondeos en los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, así como en el mar Mediterráneo.

jóvenes que Eoceno Medio (Lámina I), Daniense (Láminas II y III) y Maastrichtiense (Lámina III).

En el análisis de la secuencia desde los 1.549 metros hacia abajo, la última presencia de *Muratodinium fimbriatum*, a los 1.549 m p.p. y *Adnatosphaeridium multispinosum* a los 1.576 m p.p., sugiere una edad no menor que Eoceno Medio temprano para toda la secuencia estudiada. Según Williams *et al.* (1998), dichas especies presentan sus LODs en el Luteciense, a los 45,5 y 46 millones de años (Ma), respectivamente. Esta edad es confirmada en el pozo Gaviotín por la presencia a los 1.549 m p.p. del acritarca *Tritonites asteris*, definida en depósitos marinos para la base del Eoceno Medio en la Cuenca de Gippsland, sureste de Australia. Marshall & Partridge (1998) indicaron que la presencia de *Tritonites asteris* es coincidente, en distintos testigos del *Deep Sea Drilling Project*, con el techo de la zona de *Proteacidites asperolopus* definida para el final del Eoceno Temprano – comienzo del Eoceno Medio.

Enneadocysta? dictyostila es la especie dominante en las asociaciones del intervalo 1.549–1.576 m p.p. junto a la presencia de *Achilleodinium biformoides*, *Enneadocysta multicornuta*, *Enneadocysta* sp. A de Brinkhuis *et al.* (2003), *Spinidinium macmurdoense* y especies de *Turbiosphaera*, *Vozzhennikovia* y *Phthanoperidinium*. La mayoría de estas formas son comunes en registros del Eoceno y se extienden hasta el Oligoceno Temprano. Brinkhuis *et al.* (2003) indican que *Enneadocysta? dictyostila* (como *E. partridgei*) presenta su última ocurrencia (LOD) a los 30,8 Ma (Magnetocron C11n), pero destacan que dicha especie sólo es significativamente abundante entre los 48,5 y 35,7 Ma (Magnetocron C21r y C16n2n, respectivamente). Tanto Brinkhuis *et al.* (2003) como Sluijs *et al.* (2003) consideraron que los registros de *E. partridgei* del Priaboniense tardío y Rupeliense temprano corresponden posiblemente a ejemplares redepositados.

Entre los 1.582 y 1.717 m p.p. se reconocieron numerosas especies cuyos registros no superan el Paleoceno, entre ellas: *Damassadinium californicum*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Palaeocystodinium lidiae*, *Spiniferites (Hafniasphaera) cryptovesiculatus*, *Eisenackia margarita*, *E. reticulata*, *E. circumtabulata*, *Deflandrea tuberculata*, *Phelodinium magnificum*, *Diconodinium* sp. y especies del complejo *Areoligera/Glaphyrocysta*, entre otras.

Según Williams *et al.* (en prensa), registros de latitudes medias del Hemisferio Norte señalan la última ocurrencia de *Damassadinium californicum* a los 60,3 Ma. Esto permitiría acotar la edad de las sedimentitas por de-

bajo de los 1.582 m p.p. al inicio del Selandiense. Si bien los registros previos de *Palaeoperidinium pyrophorum* extienden su LOD hasta los 58 Ma (ca. la base del Tanetiense), Brinkhuis *et al.* (2003), teniendo en cuenta la distribución de dinoquistes en el testigo ODP 1172 (Plateau de Tasmania) indican que este taxón registra su última ocurrencia de manera abundante en la mitad del Daniense (Magnetocron C28?, LOA = 63 Ma). Por otra parte, a los 1.695 m p.p. presentaron sus registros más altos *Classopollis* spp. y *Baltisphaeridium angulosum*. Ambos taxones son frecuentes en depósitos danienses de Argentina, en el subsuelo de la Cuenca del Colorado (Quattrocchio y Ruiz 1999) y en afloramientos de la Cuenca Neuquina (Papú *et al.* 1999).

La información precedente permite suponer la existencia de un hiato de aproximadamente 15 millones de años. Por lo tanto, para la Formación Gaviotín fue definida una superficie de discontinuidad estratigráfica (aproximadamente entre los 1.582 – 1.576 m p.p., *vide* Fig. 7) donde ha sido posible medir un amplio rango temporal (paraconformidad). A pesar de algunos elementos sedimentológicos que podrían suponer algún desarreglo faciológico próximo a esta superficie (trazas de carbón, piritización, etc.), en medios marinos y particularmente tratándose de materiales de subsuelo, el criterio más fiable para la detección de una paraconformidad es el bioestratigráfico y consiste en la verificación de la ausencia de varias biozonas. Algo similar a lo aquí constatado ocurre en la Cuenca del Colorado, donde tampoco hay registros correspondientes al Paleoceno Superior – Eoceno Inferior (Guerstein & Junciel 2001).

La presencia de *Tanyosphaeridium variecalamum* a los 1.747 m p.p. permite sugerir una edad mínima Maastrichtiense para el intervalo inferior del pozo estudiado. De acuerdo con Williams *et al.* (1998), dicha especie no se registra con posterioridad a los 67,5 Ma. De manera consistente con esta información, Brinkhuis *et al.* (2003) y Williams *et al.* (en prensa) confirmaron la primera ocurrencia de *Trithyrodinium evittii* a los 65 Ma para latitudes medias del Hemisferio Sur. Si consideramos *in situ* la presencia más alta de esta especie a los 1.717 m p.p., podríamos ubicar el límite Cretácico/Paleógeno (K/P) entre los 1.717 y los 1.747 metros de profundidad del Pozo Gaviotín.

La presencia de *Alisogymnium euclaense* y *Xenascus* cf. *X. esbeckianus* permite confirmar una edad mínima Maastrichtiense para el intervalo 1.747-1.848 m p.p. Según Williams *et al.* (en prensa) *Alisogymnium euclaense* presenta su LOD a los 65 Ma. Si bien dichos autores consideran un LOD para *Manumiella seelandica* cercana a los 60 Ma, Brinkhuis *et al.*

(2003) reconocieron en el testigo ODP 1172, un complejo de especies de *Manumiella*, en el que se incluyen a *M. druggii*, *M. seelandica* y formas intermedias. Brinkhuis *et al.* (2003) señalaron que dicho complejo es abundante por debajo del límite K/P y desaparece inmediatamente por encima del límite (LOA = 64,5 Ma). *Tanyosphaeridium xanthiopyxides* y *Spongodinium delitiense* son dos especies que atraviesan el límite y caracterizan a las asociaciones del Maastrichtiense tardío - Daniense temprano de distintas partes del mundo. Debe destacarse que las muestras de este tramo final (Fig. 7) corresponden a niveles rocosos que, litoestratigráficamente, son asignados a la sección superior de la Formación Mercedes por Ucha *et al.* (2003).

CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES

Las proporciones de quistes de dinoflagelados con respecto a los palinomorfos de origen continental y el predominio de ciertos tipos de dinoflagelados con preferencias ecológicas conocidas, permiten relacionar las modificaciones en la composición palinológica con cambios paleoambientales. Como fue señalado, los principales factores que controlan la distribución de quistes de dinoflagelados actuales son la temperatura del agua superficial, la disponibilidad de nutrientes, la salinidad y la profundidad del agua. Existen modelos basados en patrones de distribución recientes para aquellos componentes de las asociaciones que tienen representantes actuales. Las preferencias paleoecológicas de las especies extintas pueden postularse empíricamente (Brinkhuis *et al.* 1992; Brinkhuis 1994; Stover *et al.* 1996).

Debemos señalar las limitaciones de los materiales provenientes del lodo de perforación para realizar interpretaciones paleoambientales minuciosas. Las muestras suelen incorporar material de niveles suprayacentes en la medida en que el material asciende por las paredes del pozo. Por tal motivo, no se realizaron recuentos estadísticos ya que las fluctuaciones menores en las frecuencias relativas pueden estar alteradas por la naturaleza del muestreo. Sin embargo, resulta válido señalar aquellos niveles en los cuales algunas de las especies son particularmente abundantes y destacar ciertas características de las asociaciones que permitan realizar apreciaciones generales en cuanto a las condiciones paleoambientales.

Todas las asociaciones palinológicas del pozo Gaviotín están dominadas por quistes de dinoflagelados con proporciones subordinadas de elementos de origen continental (esporas, polen y remanentes de algas de agua dulce). Las asociaciones interpretadas como de edad Maastrichtiense (por debajo de los 1.747 m p.p.) son las que muestran la mayor cantidad de elementos de origen continental de toda la secuencia analizada. Estas asociacio-

nes, con numerosos dinoquistes de los géneros *Deflandrea*, *Cerodinium*, *Palaeocystodinium*, *Palaeoperidinium*, *Diconodinium*, *Manumiella* y *Alterbidinium*, son similares a las registradas por Brinkhuis *et al.* (2003). Estos autores las interpretaron como el reflejo de condiciones climáticas cálidas y aguas someras, eutróficas, de ambientes restringidos, características paleoambientales que permiten explicar el mayor aporte de polen de *Classopollis* y cenobios algales de *Pediastrum* y *Scenedesmus*. Estos últimos provendrían de cuerpos de agua continentales desarrollados en áreas costeras cercanas vegetadas con queirolepidiáceas, una familia de coníferas del Mesozoico.

Las asociaciones asignadas al Daniense reflejan condiciones de mar abierto, dadas las especies de dinoflagelados que en ellas predominan y la menor presencia de elementos continentales en relación a los niveles infra-yacentes. Se registran abundantes cantidades de *Areoligera/Glaphyrocysta* spp., *Spiniferites* spp. y *Cordosphaeridium* spp., elementos que según Stover *et al.* (1996) suelen presentar altas concentraciones en asociaciones de plataforma depositadas a cierta distancia de la costa. Asimismo, en estos niveles se registran las mayores diversidades de especies de dinoflagelados junto a *Nematosphaeropsis* sp. e *Impagidinium* sp., géneros cuyas especies actuales son características de áreas oceánicas.

Brinkhuis *et al.* (2003) a partir de estudios sobre testigos del Plateau de Tasmania relacionaron los máximos de *Enneadocysta* con óptimos de nanoplancton calcáreo y los máximos de *Deflandrea* y otros dinoflagelados peridinioideos con máximos de diatomeas. Sobre la base de esta distribución, Sluijs *et al.* (2003), sugirieron para asociaciones del Eoceno Medio a Tardío temprano que los máximos de *Enneadocysta* podrían reflejar aguas oligotróficas y condiciones de mar abierto en contraste con los máximos de *Deflandrea*, los que estarían asociados con aguas eutróficas en ambientes de plataforma interna. El intervalo entre 1.549 y 1.576 metros del Pozo Gaviotín, interpretado como Eoceno Medio, presenta asociaciones de dinoflagelados dominadas por *Enneadocysta? dictyostila* y *Enneadocysta* sp. A. La abundancia de estos dinoflagelados considerados autotróficos y característicos de mar abierto reflejarían aguas superficiales oligotróficas en un ambiente nerítico externo.

CORRELACIÓN

Malumián (1999) propuso cinco ciclos transgresivo-regresivos para la evolución de las cuencas del Atlántico Sudoccidental durante el final del Cretácico y el Cenozoico. Sobre la base de los resultados palinológicos aquí

presentados, la Formación Gaviotín comprende a dos de estos ciclos. El tramo inferior hasta los 1.582 m p.p. corresponde a la transgresión del mar Maastrichtiense – Daniense, mientras que el intervalo 1.549 – 1.576 m p.p. es interpretado como Eoceno Medio (Fig. 8). De esta forma, ambos pueden correlacionarse con el primer y segundo ciclo de Malumián (1999) que abarcaron los intervalos Maastrichtiense – Eoceno Inferior y Eoceno Medio a Superior respectivamente (Fig. 9).

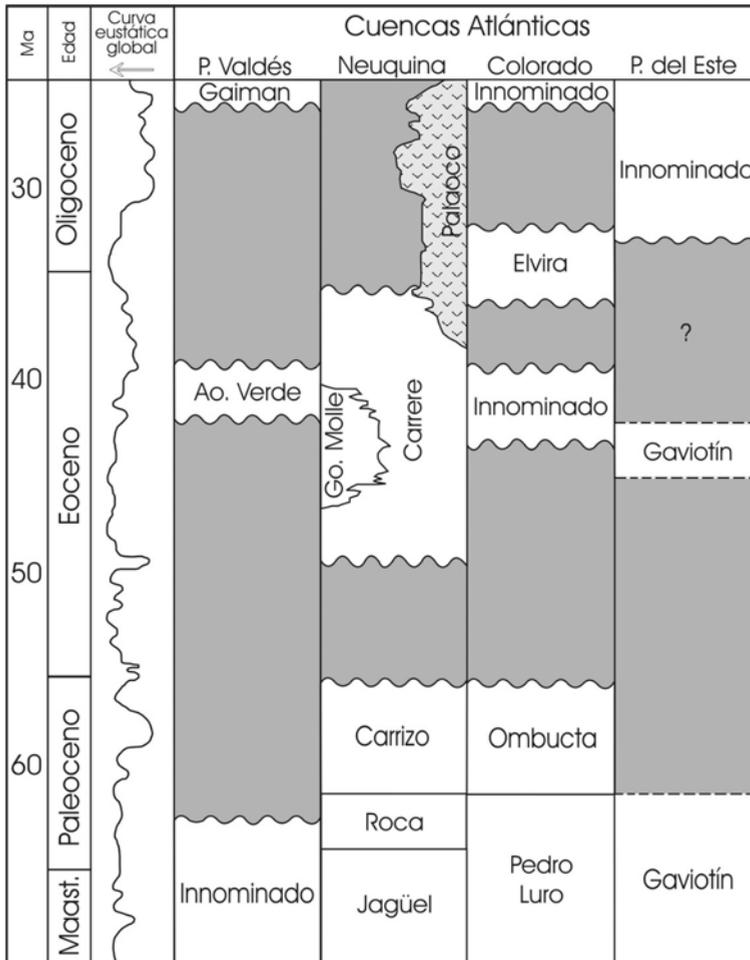


Figura 9 – Formación Gaviotín y unidades de cuencas atlánticas vecinas. Cuadro de correlación regional. (Modificado de Malumián 1999)

Gamero & Archangelsky (1981) propusieron cinco palinozonas para la plataforma continental de la Cuenca del Colorado basadas principalmente en quistes de dinoflagelados, que comprenden el intervalo Turoniense –

Campaniense hasta el Mioceno Tardío. La palinozona D de esos autores fue asignada al Maastrichtiense – Paleoceno y caracteriza a la Formación Pedro Luro. Dicha palinozona fue reconocida por Quattrocchio & Sarjeant (1996) en el pozo continental Puerto Belgrano 20, quienes acotaron la edad mínima de la formación al Daniense tardío. Posteriormente, Archangelsky *et al.* (1997) y Guerstein & Junciel (2001, 2002) estudiaron los quistes de dinoflagelados del Cretácico Tardío y Cenozoico de dos perforaciones realizadas costa afuera (Pejerrey x-1 y Cx-1). Las asociaciones de dinoquistes del tramo inferior de la Formación Gaviotín registran numerosas especies en común con las asociaciones asignadas a la palinozona D en las perforaciones de la Cuenca del Colorado: *Areoligera medusettiformis*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Tanyosphaeridium xanthiopyxides*, *Palaeocystodinium australinum*, *P. lidiae*, *Cordosphaeridium fibrospinosum*, *Glaphyrocysta exuberans*, *Phelodinium magnificum*, *Baltisphaeridium angulosum*, *Diconodinium* sp. y *Eisenackia circumtabulata*, entre otras.

Según Malumián *et al.* (1985) el mar Maastrichtiense – Daniense invadió las cuencas del Colorado y Neuquina formando un gran golfo similar al actual Golfo Pérsico. Las formaciones Jagüel y Roca, unidades equivalentes en la Cuenca Neuquina a la Formación Pedro Luro en la Cuenca del Colorado, son portadoras de ricas asociaciones de dinoquistes que fueron estudiadas por varios autores (*vide* Heisecke 1970, Palamarczuk 1997, Papú *et al.* 1999 y Prámparo & Papú 2002). En esos trabajos se registraron varias de las especies que caracterizan a la Formación Gaviotín: *Palaeocystodinium lidiae*, *Phelodinium magnificum*, *Cordosphaeridium tenuistriatum*, *Cordosphaeridium* spp., *Areoligera medusettiformis* y abundancia del grupo *Glaphyrocysta/Areoligera*. Estos elementos en común evidencian la amplitud de la transgresión ocurrida durante el final del Maastrichtiense – Daniense temprano.

Malumián (1999) señaló que una regresión simultánea en las cuencas del Colorado, Neuquina y Golfo San Jorge para el Paleoceno Tardío habría dado lugar a la sedimentación continental y períodos erosivos en los bordes de cuencas. Esto permitiría explicar también la ausencia de depósitos del Paleoceno Superior y Eoceno Inferior en la Cuenca Punta del Este.

El ciclo Eoceno Medio – Tardío, con su máxima expansión en el Eoceno Medio, está muy bien representado en latitudes altas. A efectos de comparar los elementos palinológicos presentes en el tramo superior de la Formación Gaviotín es necesario considerar los siguientes antecedentes. En la Cuenca Austral, las asociaciones de dinoquistes de la Formación Río Turbio (Archangelsky 1969) y de la Formación La Despedida (Guerstein *et al.* 2000), son

portadoras de componentes de la “Flora Transantártica” de Wrenn & Beckmann (1982). Brinkhuis *et al.* (2003) señalaron para el testigo ODP 1172 que la transición Eoceno Temprano / Eoceno Medio es coincidente con un marcado influjo de especies endémicas (transantárticas), como *Enneadocysta partridgei* (aquí denominada *E.? dictyostila*), *Deflandrea antarctica*, *Vozzhenskoviya* spp., junto a especies que muestran una distribución bipolar, como *Spiridinium macmurdoense* y especies del grupo *Phthanoperidinium echinatum*.

Son numerosas las asociaciones caracterizadas por una baja diversidad de especies y alta dominancia de los componentes endémicos mencionados que se han registrado en distintos sitios en latitudes medias y altas del Hemisferio Sur (Antártica, Nueva Zelanda, Plateau de Malvinas, sur de Chile).

Hacia latitudes más bajas, como en la Cuenca del Colorado, esta transgresión está pobremente representada y sólo ha sido registrada en el sector externo de la plataforma continental (Archangelsky *et al.* 1997). Según estos autores, las asociaciones palinológicas provenientes del intervalo 1.650-1.700 m p.p. de la perforación Pejerrey x-1 contienen sólo quistes de dinoflagelados y están dominadas por *Enneadocysta? dictyostila* (como *Areosphaeridium diktyoplokus*), *Deflandrea antarctica*, y otros componentes de la denominada flora transantártica.

En la Cuenca Punta del Este, según el contenido palinológico recuperado del intervalo entre 1.549 y 1.576 m p.p., la parte superior de la Formación Gaviotín es correlacionable con las unidades depositadas durante este segundo ciclo transgresivo en las cuencas atlánticas mencionadas.

Agradecimientos

A ANCAP por brindarnos las muestras de los pozos Gaviotín y Lobo. A numerosos colegas, en especial a Rosie Askin, Jim Riding y John Wrenn, por ceder desinteresadamente abundante material bibliográfico.

Bibliografía

- Archangelsky S (1969): *Estudio del paleomicroplancton de la Formación Río Turbio (Eoceno), Provincia de Santa Cruz*. Ameghiniana VI(3): 181-218.
- Archangelsky S, Guerstein GR & Quattrocchio M (1997): *Pejerrey x-1 offshore well, Palynological Report*. Shell Capsa, Buenos Aires, 19 pp. [Inédito]

- Berggren W & Van Couvering JA (1978): *Biochronology*, en Cohee GV, Glaessner MF & Hedberg HD (eds.): *Contributions to the geologic time scale*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 6: 39-55.
- Brinkhuis H (1994): *Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy): biostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 107: 121-163.
- Brinkhuis H, Powell AJ & Zevenboon D (1992): *High-resolution dinoflagellate cyst stratigraphy of the Oligocene/Miocene transition interval in the northwest and central Italy*, en Head MJ & Wrenn JH (eds.): *Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 219-258.
- Brinkhuis H, Sengers S, Sluijs A, Warnaar J & Williams GL (2003): *Latest Cretaceous-earliest Oligocene and Quaternary dinoflagellate cysts, ODP Site 1172, East Tasman Plateau*, en Exon NF, Kennett JP, & Malone MJ (eds.): *Proceedings ODP, Scientific Results, 189* [Online], http://www-odp.tamu.edu/publications/189_SR/106/106.htm.
- Bujak JP & Williams GL (1979): *Dinoflagellate diversity through time*. *Marine Micropaleontology* 4:1-12.
- Bütschli JAO (1885): *Unterabteilung (Ordnung) Dinoflagellata*, pp. 865-1088 de *Dr HG Bronn's Klassen und Ordnungen des Thierreichs, Wissenschaftlich Dargestellt in Wort und Bild*. CF Wintersche Verlagshandlung, Leipzig.
- Dias JL, Sad AR, Fontana RL & Feijó FJ (1994): *Bacia de Pelotas*. *Boletim Geociências da Petrobras* 8(1): 235-245.
- Dodge JD (1965): *Chromosome structure in the dinoflagellates and the problem of the mesocaryotic cell*. *Int. Congr. Ser. Excerpta Med.* 91: 264-265.
- Ehrenberg CG (1836): *Mitteilungen über die in den Feuersteinen bei Delitzsch vorkommenden mikroskopischen Algen und Bryozoen als Begleiter der fossilen Infusorien*. *Verh. Preuss. Akad. Wiss. Berlin* 114-115.
- Evitt WR (1961): *Observations on the morphology of fossil dinoflagellates*. *Micropaleontology* 7: 385-420.
- Evitt WR (1963): *A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hys-trichospheres and acritarchs, I and II*. *Nat. Acad. Sci. Washington, Proceedings* 49: 158-164.
- Evitt WR (1969): *Dinoflagellate and other organisms in palynological preparations*, pp. 439-479. de Tschudy RH & Scott RA (eds.): *Aspects of palynology*, John Wiley & Sons, New York, Capítulo 18.
- Evitt WR (1985): *Sporopollenin dinoflagellate cysts. Their morphology and interpretation*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Texas, 333 pp.
- Fensome RA, Riding JB & Taylor FJR (1996): *Dinoflagellates*, pp.107-169 de Jansonius J & McGregor DC (eds.): *Palynology: principles and applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Salt Lake City, Utah; Vol 1, Chapter 6.
- Fensome RA, Taylor FJR, Norris G, Sarjeant WAS, Wharton DI & Williams GL (1993): *A classification of living and fossil dinoflagellates*. *Micropaleontology Press Spec. Pap.* N°7, Hanover, 351pp.
- Gamero JC & Archangelsky S (1981): *Palinozonas neocretácicas y terciarias de la Plataforma Continental Argentina en la Cuenca del Colorado*. *Revista Española de Micropaleontología* XIII(1): 119-140.
- Gocht H (1983): *Morphogenetische Deutung und Bezeichnung ausgewählter Merkmale bei Dinoflagellaten-Zysten*. *Neues Jahrb. Geol. Paläontologie, Mh.* 257-276.
- Goodman DK (1987): *Dinoflagellate cysts in ancient and modern sediments*, pp. 649-722 de Taylor FJR (ed.): *The Biology of dinoflagellates*, Botanical Monographs, Blackwell Scientific Publications, Oxford, Vol 21, Capítulo 15.

- Guerstein GR, Chiesa JO, Guler MV & Camacho HH (2000): *Quistes de dinoflagelados del Eoceno - Oligoceno de Tierra del Fuego, Argentina*. XI Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resúmenes: 44.
- Guerstein GR & Junciel GL (2001): *Quistes de dinoflagelados del Cenozoico de la Cuenca del Colorado, Argentina*. Ameghiniana 38(3): 299-316.
- Guerstein GR & Junciel GL (2002): *Nueva especie de Diconodinium, quiste de dinoflagelado del Maastrichtiano - Selandiano temprano de la Cuenca del Colorado, Argentina*. VIII Congreso Argentino de Bioestratigrafía y Paleontología, Resúmenes: 78.
- Heisecke AM (1970): *Microplancton de la Formación Roca de la Provincia de Neuquén*. Ameghiniana 7: 225-263.
- Hyde HA & Williams DA (1944): *The right word*. Pollen Anal. Circ. 8:6.
- Introcaso A & Ramos VA (1984): *La Cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica*. IX° Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas, 3: 27-46.
- Loeblich AR III (1984): *Dinoflagellate evolution*, pp. 481-522 de Spector DL (ed.): *Dinoflagellates*, Academic Press, Orlando.
- Malumián N (1999): *La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. I. La sedimentación en la Patagonia Extraandina*, pp. 557-612 de Caminos R (ed.): *Geología Argentina*, Subsecretaría de Minería de la Nación, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Anales 29 (18).
- Malumián N, Caramés A & Nañez C (1985): *El cambio de los foraminíferos bentónicos en el pasaje Cretácico- Paleógeno, Cuencas Neuquina y del Colorado, Argentina*. VI Congreso Argentino de Bioestratigrafía y Paleontología, Actas: 173-178.
- Mantell GA (1845): *Notes on a microscopical examination of the Chalk and Flint of south-east England, with remarks on the Animalcules of certain Tertiary and modern deposits*. Ann. Mag. Nat. Hist. 16: 73-88.
- Marshall NG & Partridge AD (1998): *The Eocene acritarch Tritonites gen nov. and the age of the Marlin Channel, Gippsland Basin, Southeastern Australia*. Association of Australasian Palaeontologists, Memoir 5: 239-257.
- Moldowan JM, Jacobson SR, Dahl J, Al-Hajji A, Huizinga J & Fago FJ (2001): *Molecular fossils demonstrate Precambrian origin of dinoflagellates*, pp. 474-493 de Zhuravlev A & Riding R (eds.): *The ecology of the Cambrian radiation*, Cambridge Press, New York, Chapter 21.
- Palamarczuk S (1997): *Dinoflagelados característicos del entorno del límite Cretácico – Paleógeno en la Formación Jagüel, provincia de Neuquén, Argentina*. X Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resúmenes, p. 37.
- Papú OH, Prámparo MB, Nañez C & Concheyro A (1999): *Palinología y micropaleontología de la Formación Jagüel (Maastrichtiano-Daniano), Perfil Opaso, Cuenca Neuquina, Argentina*. Simposio Paleógeno de América del Sur, Buenos Aires 1996, Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 33: 17-31.
- Powell AJ (ed.) (1992): *A stratigraphic index of dinoflagellate cysts*. British Micropalaeontological Society Publication Series, Chapman and Hall, London: 290 p.
- Prámparo MB & Papú OH (2002): *Palinoestratigrafía del Maastrichtiano superior, Cerro Butaló, sur de Mendoza, Argentina*. Boletim do 6° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil e 2° Simpósio sobre o Cretáceo de America do Sul, 163-167.
- Quattrocchio ME & Ruiz LC (1999): *Paleoambiente de la Formación Pedro Luro (Maastrichtiano?-Paleoceno) en base a palinomorfos, cuenca del Colorado, Argentina*. Ameghiniana 36(1): 37-47.
- Quattrocchio ME & Sarjeant WAS (1996): *Early Paleocene (Danian) dinoflagellates from the Colorado Basin, Argentina*. Revista Española de Micropaleontología 28: 111-138.

- Reinsch PF (1905): *Die Palinospärrien, ein mikroskopischer vegetabiler Organismus in der Mucronatenkreide*. Zentralbl. Mineralogie, Geologie, Paläontologie 1905: 26-31.
- Sluijs A, Brinkhuis H, Stickley CE, Warnaar J, Williams GL & Fuller M (2003): *Dinoflagellate cysts from the Eocene-Oligocene transition in the Southern Ocean: results from ODP Leg 189*, en Exon NF, Kennett JP, & Malone MJ (eds.): *Proceedings ODP, Scientific Results, 189* [Online] http://www.odp.tamu.edu/publications/189_SR/104/104.htm.
- Stoakes FA, Campbell CV, Cass R & Ucha N (1991): *Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este Basin, offshore Uruguay, South America*. Bulletin American Association of Petroleum Geologists 75 (2): 219-240.
- Stover LE, Brinkhuis H, Damassa SP, de Verteuil L, Helby RJ, Monteil E, Partridge AD, Powell AJ, Riding JB, Smelror M & Williams GL (1996): *Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes*, pp. 641-750 de Jansonius J & McGregor DC (eds.): *Palynology: Principles and Applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Salt Lake City, Utah, Vol 2, Chapter 19.
- Tavella GF & Wright CG (1996): *Cuenca del Salado*, pp. 95-116 de Ramos VA & Turic MA (eds.): *Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, AGA-IAP, Relatorio.
- Taylor FJR (1987): *General and marine ecosystems*, pp. 399-502 de Taylor FJR (ed.): *The biology of dinoflagellates*, Botanical Monographs, Blackwell Scientific Publications, Oxford, Vol. 21, Chapter 11.
- Traverse A (1988): *Paleopalynology*. Unwin Hyman, Boston. 600pp.
- Tschudy RH (1961): *Palynomorphs as indicators of facies environments in Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata, Colorado and Wyoming*. Wyoming Geol. Assoc. Guidebook 16 Ann. Field Conference 53-59.
- Ucha N, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2003): *La Cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburofero*, pp. 171-190 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.): *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales - Mesozoico*. DIRAC-Facultad de Ciencias, Montevideo.
- Urien CM & Zambrano JJ (1996): *Estructura del margen Continental*, en Ramos VA & Turic MA (eds.): *Geología y recursos naturales de la plataforma continental argentina*, XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de hidrocarburos, AGA-IAP, Relatorio 3: 29-65.
- Wetzel OCA (1933): *Die in organischer Substanz erhaltenen Mikrofossilien des Baltischen Kreidefeuersteins. Mit einem sedimentpetrographischen und stratigraphischen Anhang (Schluss)*. Palaeontographica 77: 141-188, 78: 1-110.
- Williams GL, Brinkhuis H, Bujak JP, Damassa SP, Hochuli PA, de Verteuil L & Zevenboom D (1998): *Cenozoic dinoflagellate cyst events*, en Hardenbol J, Thierry J, Farley MB, Jacquin T, de Graciansky P-C & Vail PR (eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European basins*, S.E.P.M. (Soc. Sed. Geol.), Special Publication, 60: 3-13 + charts.
- Williams GL, Brinkhuis H, Pearce MA, Fensome RA & Willem Weegink J [en prensa]: *Southern ocean and global dinoflagellate cyst events compared: index events for the Late Cretaceous-Neogene*, en Exon NF, Kennett JP, & Malone MJ (eds.): *Proceedings ODP, Scientific Results, 189*.
- Wrenn JH & Beckmann SW (1982): *Maceral, total organic carbon, and Palynological analyses of Ross Ice Shelf Project Site J-9 cores*. Science 216: 321-447.

REGISTROS CONTINENTALES NO DEPOSITACIONALES DEL TERCIARIO TEMPRANO

Sergio Martínez y Gerardo Veroslavsky

EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL URUGUAYA SE CONSTATA el pasaje gradual del Cretácico al Terciario (Maastrichtiense – Daniense) representado por sedimentitas marinas fosilíferas que forman parte de la sección basal y media de la Formación Gaviotín, según lo establecen G. Daners y R. Guerstein (Capítulo II de este libro); hacia la sección superior de esta unidad, han identificado una interrupción sedimentaria que abarca los pisos Selandiense, Thanetiense e Ypresiense (Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano: un lapso de aproximadamente 15 millones de años). Esta información ofrece una valiosa oportunidad para comparar la naturaleza de estos registros con los que se reconocen en la región costa adentro de nuestro territorio, y para adquirir una visión más global sobre algunos aspectos evolutivos de nuestro Terciario Temprano.

Es lógico admitir que ese escenario marino constituyó el nivel de base regional y oceánico de cortejos sedimentarios cuyos sistemas continentales y transicionales concatenados se situaban, de una forma general, al Oeste. Esos cortejos no se habrían preservado en nuestro territorio y las razones de ello pueden ser básicamente dos: existieron esos depósitos asociados y fueron posteriormente erosionados, o esa región constituyó un área de tránsito de los materiales sedimentarios. Probablemente, ambas situaciones tuvieron lugar dada la naturaleza de los registros geológicos.

Las únicas evidencias continentales que pueden asignarse al Terciario temprano refieren particularmente a acumulaciones de tipo residual (ferricretas, calcretas y silcretas), algunas de las cuales son fosilíferas. Excepcionalmente aparecen delgados niveles de areniscas y pelitas asociados a las suce-

siones de paleosuelos, pero de una forma general, debe aceptarse que durante esa época la región costa adentro no fue un área subsidente capaz de acumular grandes paquetes rocosos.

La naturaleza de esos registros pone de manifiesto, en primer lugar, la actuación de procesos de exposición subaérea, erosión y transporte. Esta situación es coherente con una fisiografía positiva resultante del progresivo levantamiento de las áreas cratónicas próximas o sobre la margen oceánica atlántica, tal como lo han propuesto para la región algunos autores (*vide* França *et al.* 1995).

Los diferentes orígenes propuestos para muchos de los depósitos presumiblemente eoterciarios (*e.g.* Ford 1988a,b; Ford & Gancio 1988; Veroslavsky & Martínez 1996; Veroslavsky *et al.* 1997a,b; Pazos *et al.* 1998, entre otros), así como el avance en el conocimiento y significado de los fósiles presentes (Martínez *et al.* 1997; Genise *et al.* 2000; *vide* también Capítulos VI y XI), y todo ello sumado a las disímiles propuestas litoestratigráficas para caracterizar y reunir a las rocas involucradas (Ford 1988b; Bossi & Navarro 1991; Goso 1999; Goso & Perea 2003), reanimaron la discusión en torno a la evolución geológica de nuestro territorio en el comienzo del Cenozoico.

Si bien algunos de estos aspectos son motivo de tratamiento en este Capítulo, a manera de estado de situación, el propósito particular del mismo es describir y analizar los procesos y registros continentales no depositacionales que deben incluirse, a nuestro entender, en la base del Terciario. Ante la necesidad de referir los términos litológicos tratados a unidades litoestratigráficas, y para que no haya posibilidad de equívoco, las rocas aquí analizadas son aquellas que forman parte del Miembro del Palacio de la Formación Asencio de Bossi (1966) y de las “Calizas del Queguay” de Lambert (1939).

Situación fisiográfica y geológica en el Terciario

Los aspectos más relevantes de la historia evolutiva de las cuencas uruguayas culminaron al colmatarse los antiguos ámbitos de sedimentación originados durante la reactivación jurocetácica. Los mecanismos de subsidencia que originaron las cuencas Santa Lucía, Laguna Merín, Punta del Este y Litoral del río Uruguay estuvieron íntimamente asociados al proceso de fragmentación gondwánica y posterior apertura atlántica (*vide* de Santa Ana 1989; de Santa Ana *et al.* 1993; Goso 1999).

La única región sometida a una constante e importante subsidencia durante todo el Cenozoico y que continúa hasta el presente, es la plataforma continental (Ucha *et al.* 2003). Las cuencas del Salado, Punta del Este y Pelotas, a partir del Cretácico Tardío alto, pasaron a funcionar como una única entidad de cuenca, albergando miles de metros de sedimentitas y sedimentos cenozoicos. De esta forma, quedó definida para la región la existencia de una única cuenca sedimentaria *sensu stricto*: la Cuenca del Plata.¹ Vale la pena recordar que en esta cuenca los espesores sedimentarios cenozoicos superan los 1.700 metros (*e.g.* pozo Gaviotín) y, a medida que se avanza hacia el talud, las sedimentitas y sedimentos que se asignan al Cenozoico se han estimado en más de 3.000 metros (Ucha *et al.* 2003).

Tales espesores deben ser contrastados con lo exiguo de los registros cenozoicos que se conocen costa adentro en Uruguay. Si sumásemos las potencias de todas las unidades reconocidas, incluyendo aquellas contemporáneas con posiciones geográficas distintas, superaríamos apenas los 250 metros. Sólo este aspecto hace evidente, como fue señalado, que la actual región continental uruguaya fue un área positiva donde casi no se acumularon sedimentos y, salvo muy pequeñas zonas del sur, jamás fue invadida por el mar durante el Cenozoico. Este comportamiento positivo de nuestro territorio se enmarcó dentro de un contexto regional compresivo que hizo predominar los suaves levantamientos acompañados por la reactivación de antiguos lineamientos (*vide* Capítulo I).

Los registros rocosos del Terciario temprano

Los registros asignados a este tiempo constituyen variados tipos de depósitos ferruginosos, silíceos y calcáreos². Los primeros agrupan a paleosuelos ferruginosos fosilíferos, duricostras ferralíticas y areniscas ferrificadas (todo este conjunto podría denominarse ferricretas) a los que se asocian genéticamente procesos de silicificación. Los depósitos calcáreos van desde bancos y lentes de calizas y calizas arenosas hasta paleosuelos calcosilíceos

1. Esta denominación, e inclusive Cuenca del Plata Oriental, ha sido utilizada por algunos autores para referirse a la espesa sedimentación que a partir del Cretácico Superior alto ocurre en el ámbito geográfico de las cuencas del Salado-Punta del Este (*e.g.* Yrigoyen 1999). (*N. de los A.*)

2. De una forma general, todos estos términos (además de otros tratados) fueron incluidos bajo singulares denominaciones (gelitas carbonatada silícea, gelitas silíceo – férrica, gelitas de hidróxido de hierro, clastogelita férrica – silícea, carneolitas, calizas silíceas con caracoles de agua dulce, etc) por Walther (1930), señalando que “las gelitas y clastogelitas del Uruguay son productos diagenéticos dependientes del clima y de una superficie terrestre neocretácico – terciaria”. (*N. de los A.*)

fosilíferos (todo ese conjunto admite la denominación de calcretas)³. Asociado tanto al proceso de formación de las ferricretas como al de calcretas, ocurrieron procesos de solubilización y migración de sílice que generó un conjunto variado de productos silíceos, desde fuerte cementación hasta depósitos de espesores variados (silcretas).⁴

Sobre el orden cronológico en el que se sucedieron estos depósitos existe actualmente consenso. Los depósitos calcáreos son posteriores a los depósitos ferruginosos y existen buenas evidencias al respecto (*vide* Goso & Perea 2003).

La dilucidación de los factores climáticos y fisiográficos que condicionaron la génesis de todos esos registros, sumado al carácter fosilífero de buena parte de éstos, sus complejas relaciones estratigráficas y —como fuera señalado— los registros eoterciarios de la plataforma continental, brindan un cúmulo de datos e información que permiten ajustar la evolución geológica a comienzos del Cenozoico.

La distribución geográfica de los registros del Terciario Temprano se encuentra resumida en la Fig. 1. A continuación, ordenados temporalmente, se describe y analiza cada uno de ellos.

3. El término calcretas fue introducido por Lamplugh (1902). Calcreta es utilizado para definir un depósito esencialmente carbonático, continental, que se origina por acumulación de carbonato de calcio en el interior de un suelo, sedimento o roca (Goudie 1983). El relleno de los espacios intergranulares y/o el reemplazo de los minerales pre-existentes por CaCO₃, es originado por el aporte vertical y/o lateral de aguas enriquecidas en iones de calcio y carbonato. Son varios los autores que discuten la génesis de estos depósitos en términos de calcretas pedogenéticas y calcretas de aguas subterráneas. Bajo condiciones climáticas cálidas y áridas, las calcretas de aguas subterráneas se generan por la fluctuación del nivel freático. (*N. de los A.*)
4. Las silcretas y ferricretas tienen un origen similar a las calcretas cambiando el carbonato de calcio por sílice y por óxidos e hidróxidos de hierro respectivamente. Su génesis también está ligada a intervalos sin sedimentación en los que bajo condiciones climáticas y fisiográficas determinadas se produce la cementación a partir de aguas superficiales o subterráneas que se evaporan. El término silcreta es utilizado para definir una duricostra, generada por procesos de silicificación superficiales y/o subsuperficiales, formada por la acumulación de sílice (cuarzo a cuarzo microcristalino, calcedonia u ópalo) en el interior de un sedimento, roca o suelo (Summerfield 1983). La silcretización puede originar varios tipos de roca, variando desde *chert* hasta sedimentitas clásticas parcial o totalmente silicificadas, no indicando *a priori* una composición litológica precisa (Limarino & Caselli 1995). Genéticamente, unos refieren las condiciones de silicificación a un proceso esencialmente superficial y vinculado a procesos edáficos, mientras que otros autores a condiciones subsuperficiales y no necesariamente relacionadas con procesos pedogenéticos (McBride 1988). Varios autores sostienen que la silcretización pueda ocurrir tanto bajo condiciones áridas-cálidas como húmedas (Wopfner 1978; Summerfield 1983). En particular, las silcretas pueden estar tanto asociadas a ferricretas como a calcretas. Calcretas y ferricretas se utilizan como criterio de reconocimiento de paraconformidades (discontinuidad en la que existe un relativo paralelismo entre la estratificación de los materiales inferiores y superiores, es decir, hay concordancia). (*N. de los A.*)

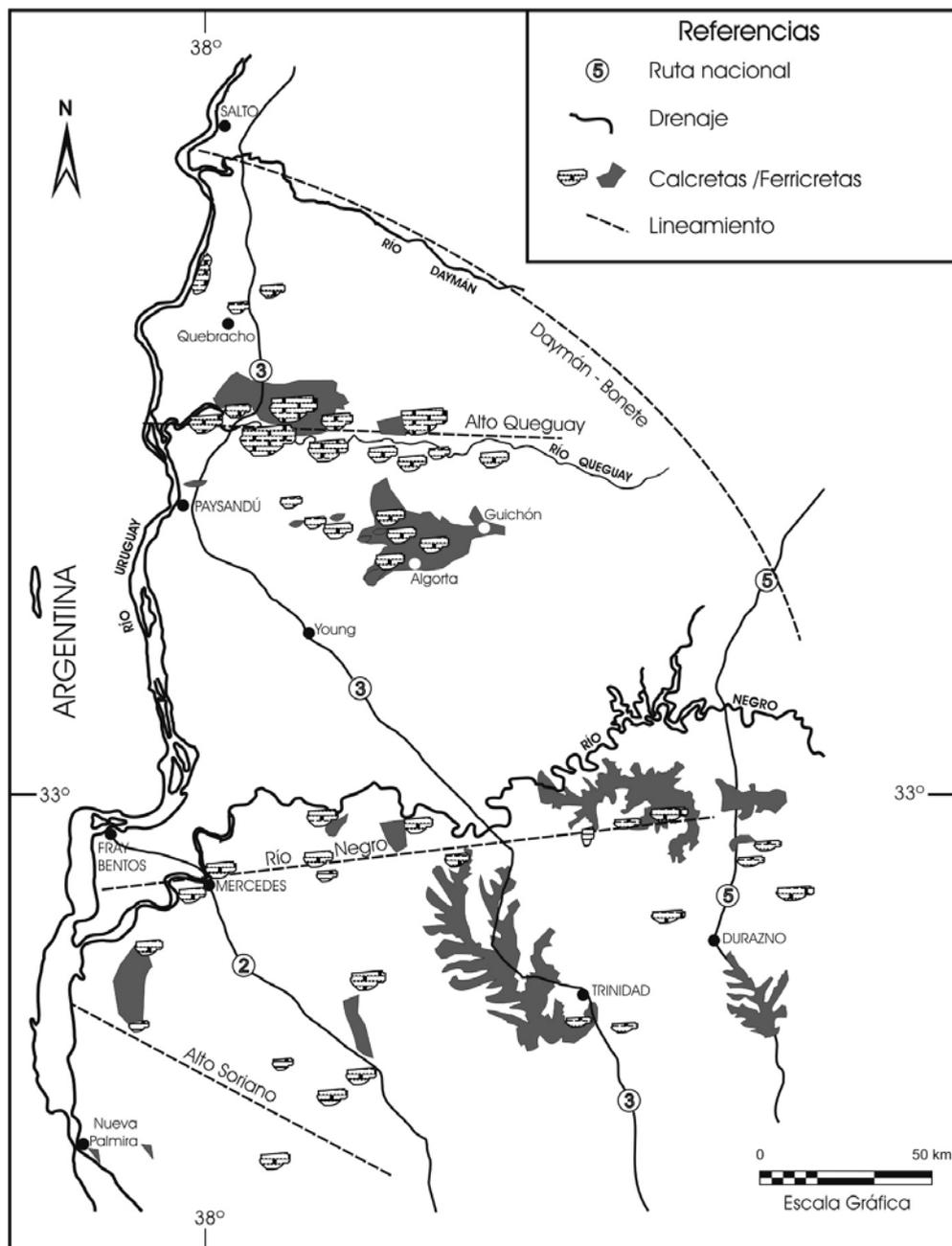


Figura 1 – Registros no depositacionales en la región occidental de Uruguay. Mapa esquemático que muestra las principales ocurrencias. Fuentes: Goso 1999, Preciozzi et al. 1985. Para otras regiones, consultar Veroslavsky & Martínez (1996).

Ferricretas

Bajo esta denominación se engloba un variado conjunto de depósitos que tienen en común su íntima asociación a la actuación de procesos de lixiviación vertical y/o horizontal, de origen pedogénico y/o subsuperficial, que movilizaron variables volúmenes de sílice y de hierro, bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas a muy húmedas. Esta movilización de coloides ricos en hierro y sílice a través de variadas litologías, sumado a la actividad biológica generó los siguientes productos:

- a) niveles de paleosuelos ferruginosos a ferralíticos, en su mayoría fosilíferos, con espesores variables y que comunmente se suceden apilados en varios niveles, apoyados en particular sobre sedimentitas cretácicas (*e.g.* Cantera Espiga, departamento de Colonia);⁵
- b) corazas ferruginosas a ferralíticas, de espesores variables, generadas a partir de distintas unidades geológicas y que aparecen en forma relictual en varias regiones de nuestro territorio, a veces asociadas a los niveles de paleosuelos (*e.g.* región de la Gruta del Palacio, departamento de Flores);
- c) niveles de areniscas con fuerte impregnación ferruginosa, es decir, con cantidades variables de cemento constituido por óxidos e hidróxidos de hierro aglutinando las rocas hospedadoras, particularmente dando origen a las denominadas “areniscas ferrificadas de Asencio” (*e.g.* alrededores de Pueblo Darwin y la región de Arroyo Vera, departamento de Soriano);
- d) duricostras silíceas e intensa cementación silícea de rocas hospedadoras, asociadas a procesos químicos de disolución y migración de la sílice durante la lixiviación, que particularmente afectaron a las areniscas cretácicas postbasálticas (*e.g.* Formación Mercedes)

El origen de la ferruginización fue discutido por varios autores. Walther (1930) y Lambert (1939) propusieron que la ferruginización sobre las “Areniscas de Asencio” fue producto de la migración lateral y vertical de aguas subsuperficiales ricas en hierro. Caorsi & Goñi (1958) sugirieron un origen pedogénico bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas. El alto contenido de feldspatos presente en los perfiles estudiados en la Formación Asencio llevó a Bossi (1966) a oponerse a dicho origen. Ford & Gancio (1988) estudiaron la variación mineralógica de las arcillas en el perfil del arroyo Vera, postulando un origen pedogénico y admitiendo la actuación de procesos de ferrificación por aguas subterráneas.

5. Por escapar a los objetivos de este Capítulo, no se ingresa aquí a las distintas caracterizaciones pedológicas que se han usado para estos paleosuelos. La denominación paleosuelos ferruginosos o ferralíticos da una idea clara de que el contenido de óxidos e hidróxidos de hierro es muy variable, de ricos a muy ricos. (*N. de los A.*)

De una forma u otra, se puede aseverar que estos depósitos son el resultado de procesos epigenéticos superficiales y subsuperficiales, bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas, donde su mayor desarrollo estuvo asociado a áreas de relativa estabilidad, con relieve más o menos elevado, con capacidad de percolación y escurrimiento. Estas situaciones no sólo favorecieron la formación de los paleosuelos y corazas ferralíticas sino también la migración de aguas subsuperficiales cargadas en sílice y en hierro hacia zonas de pobre drenaje. Por ejemplo, los registros ferruginosos que aparecen como relictos en el dominio occidental de nuestro territorio podrían ser explicados por una situación relativamente elevada de esa región asociada al Alto de Mercedes–Colonia (de Santa Ana 1989).

Al igual de lo que se verá luego para las “Calizas del Queguay”, surgieron controversias al analizarse el contenido paleontológico de la “Formación Asencio”, portadora de restos de dinosaurios de edad cretácica. En su parte superior, y asociado a los niveles de paleosuelos, se registra una rica asociación de nidos fósiles de himenópteros y coleópteros de edad incierta aunque probablemente eoterciaria (*vide* Capítulo VI). Además, se ha constatado que estos niveles de paleosuelos ferruginosos portadores de nidos de himenópteros y coleópteros, no sólo suprayacen a las “Areniscas de Asencio” sino que rellenan también algunas cárcavas de erosión que afectan a aquella unidad (Lámina IV).

Ese último aspecto lleva necesariamente a admitir la existencia de un momento de exposición subaérea, sin depositación y con erosión, para que luego recién se inicie la formación de paleosuelos y el relleno de materiales de las pequeñas cárcavas. Al estar los nidos fósiles de himenópteros y coleópteros incluidos en la Formación Asencio, fueron también, durante mucho tiempo, posicionados en el Cretácico Tardío; aspecto éste que no es compartido por nosotros.

A este cuadro controvertido para el pasaje Cretácico–Terciario se sumó la redefinición y creación de varios tipos de unidades. En cuanto a las litoestratigráficas, Ford (1988a,b) y Ford & Gancio (1988) propusieron que la Formación Asencio agrupara exclusivamente a las “corazas de ferrificación” y a las areniscas arcillosas moteadas y decoloradas, sugiriendo para ella una edad Cretácico Tardío. Asimismo, Ford (1988b) propuso en forma preliminar a la Formación Palmitas, asignándole una tentativa edad Terciaria. De esta forma, la Formación Palmitas reuniría a los “conglomerados con nidos de insectos”, “de origen fluvial” que se apoyarían en discordancia sobre la redefinida Formación Asencio.

Pazos *et al.* (1998) propusieron la definición de la paleosuperficie Yapeyú para una discontinuidad que presenta abundantes indicadores edáficos, localizada en el tope del Miembro Yapeyú (en el sentido de Preciozzi *et al.* 1985) y cuya expresión morfológica variaría localmente. Los autores advirtieron que dicha paleosuperficie no coincidía con la definida por Ford & Gancio (1988): éstos la localizan por encima de los niveles de “corazas ferralíticas”, mientras que aquéllos la localizan por debajo. En la propuesta de Pazos *et al.* habría dos ciclos depositacionales fluviales separados por la superficie Yapeyú y luego transcurrirían los procesos de ferrificación, posteriores a ambos ciclos.

Goso *et al.* (2001) y Goso & Perea (2003) han propuesto la unidad edafoestratigráfica Geosuelo del Palacio para por lo menos parte de los depósitos que nos ocupan en este Capítulo.

Veroslavsky & Martínez (1996) y Pazos *et al.* (1998) descartaron que los niveles “conglomerádicos” de la Formación Palmitas definida por Ford (1988) constituyan rocas transportadas, coincidiendo en que son simplemente niveles de paleosuelos superpuestos, con abundantes nidos de insectos, en buena parte conservando su posición original. Una discusión más a fondo sobre los avatares de la “Formación Asencio” y sus corazas puede encontrarse en Veroslavsky & Martínez (1996) y Goso & Perea (2003).

La asociación de nidos fue descrita inicialmente por Roselli (1939) y parcialmente revisada en los últimos años (*vide* Capítulo VI). De acuerdo con estas revisiones, no es posible por el momento establecer una edad para los paleosuelos fosilíferos en base a los referidos icnofósiles, aunque sí señalar su posible asignación al Terciario (*vide* Capítulo VI). Aquí se asignan a la base del Terciario.

Los niveles superpuestos de paleosuelos ferruginosos con nidos de insectos (“conglomerados de nidos de insectos” de Ford 1988) se encuentran, a veces, intercalados o separados por niveles delgados de areniscas finas y pelitas (*e.g.* región de Palmitas). Esto supone que durante la generación de estos suelos existió una mínima sedimentación penecontemporánea asociada a la acreción vertical de las planicies donde se desarrollaban los suelos.

En definitiva, es éste el principal mecanismo que permite la superposición vertical de paleosuelos fosilíferos que se observa en diferentes afloramientos (*e.g.* cantera de Horacio Espiga, próxima a Nueva Palmira). De es-

ta forma, debe admitirse que durante la generación de estas “secuencias de paleosuelos” quedaron localmente preservados episodios de sedimentación “a muy pequeña escala”, es decir, asociados a la dinámica y evolución de las propias planicies en las que se desarrollaban los suelos y que, obviamente, deben asignarse al Terciario Temprano bajo.

El problema litoestratigráfico

A pesar de no ser el objetivo de este Capítulo, la cuestión litoestratigráfica merece algún comentario en particular. Estas rocas tienen en común un conjunto de atributos litológicos que las hacen fácilmente distinguibles y separables, con posibilidad de mapeo a escala 1:50.000 y relaciones estratigráficas definibles (a pesar de alguna situación compleja); por lo tanto, es lógico pensar que deben integrarse de forma consistente a alguna propuesta litoestratigráfica. Por su significación y particularidades geológicas, además de cierto arraigo en nuestra literatura, parece razonable la existencia de una unidad que agrupe a este tipo de rocas, con un rango a discutir.

Las últimas propuestas han eliminado a la Formación Asencio integrándola, total o parcialmente, a la Formación Mercedes (*vide* Goso 1999; Bossi & Ferrando 2001; Goso & Perea 2003). Si ese criterio es aceptado las litologías que hemos venido tratando deberían considerarse, en la necesaria formalización aún pendiente, un Miembro de la Formación Mercedes; si no, deberían conformar una unidad independiente con rango de Formación, lo que a nuestro juicio no es tan deseable. En definitiva, se sostiene aquí que debe mantenerse el criterio básico que llevó a Bossi (1966) y Bossi *et al.* (1975) a nominar el Miembro del Palacio de la Formación Asencio, distinguiendo esa unidad de roca exclusivamente por sus atributos litológicos, sin incorporar aditamentos (edad, historia geológica, etc.) que resultan muy importantes pero en otro contexto, ya sea de clasificación o de interpretación.

Calcretas y silcretas

Nos referiremos aquí a un conjunto de rocas calcáreas, calcosilicosas y síliceas generadas esencialmente por la actuación de enérgicos procesos de calcretización, de origen pedogénico y/o subterráneos, bajo condiciones esencialmente cálidas y áridas a semi-áridas. Bajo esas condiciones se produjeron disolución y movilización de la sílice, la circulación de aguas ricas en carbonatos, la precipitación de carbonatos y la reprecipitación de la sílice. Estos procesos dieron lugar a los registros sedimentarios que se sintetizan a continuación:

- a) niveles de paleosuelos calcáreos y calcosilicosos, fosilíferos, de espesores variables apoyados sobre distintas unidades geológicas, particularmente las sedimentitas neocretácicas (*e.g.* localidades de Quebracho y Sauce Solo, en los departamentos de Paysandú y Canelones respectivamente);
- b) bancos y lentes de rocas calcáreas, calcíticas (calcretas de aguas subterráneas), a veces con importante continuidad lateral, de espesores métricos (4 a 10 metros, máximo 20 metros), asociadas espacialmente a distintas unidades sedimentarias, particularmente, a la Formación Mercedes (*e.g.* región del río Queguay, *vide* ejemplos en Capítulo XI);
- c) potentes niveles de impregnación carbonática, con cantidades variables de cemento constituido por carbonato de calcio aglutinando las rocas hospedadoras, mayormente a las areniscas de la Formación Mercedes (*e.g.* alrededores de Lorenzo Geyres, Sauce Solo y Cerro de los Clavetes);
- d) niveles silíceos y duricostras silíceas (silcretas), de tonalidades variables, con espesores centimétricos a métricos, intercaladas a veces a las calizas anteriores y afectando parcialmente a la Formación Mercedes (*e.g.* canteras al noroeste del cruce del río Queguay y ruta nacional N° 3).

El antecedente más importante referido a este conjunto litológico –las denominadas “Calizas del Queguay”– es el trabajo de Lambert (1940) que postuló un origen lacustre, indiscutido durante décadas. Pero los estudios más recientes han permitido descartar ese origen para las calizas, e interpretarlas como calcretas pedogénicas y de aguas subterráneas. En algunas regiones hemos constatado incluso la presencia de perfiles completos de calcretización, es decir, donde se observan las calcretas pedogénicas superpuestas a las calcretas de aguas subterráneas (Fig 2; Lámina V).

Las principales evidencias del proceso de calcretización que generó este conjunto de rocas han sido expuestas en las contribuciones de Veroslavsky & Martínez (1996), Veroslavsky *et al.* (1997a,b), Goso (1999), Tófaló *et al.* (2001) y Goso & Perea (2003), y se detallan en el Capítulo XI.

Los niveles silíceos lentiformes asociados a las calcretas son particularmente potentes en la región del Queguay. Estos bancos silíceos (sílex) son interpretados como parte del propio proceso de calcretización–silcretización que puede haberse visto favorecido por pequeñas oscilaciones climáticas,

dentro de un contexto general árido y cálido (Veroslavsky *et al.* 1997a). Estas pequeñas variaciones climáticas serían condiciones suficientes para explicar una mayor alcalinidad del medio y consecuentemente, favorecer ese proceso común de transformación calcreta–silcreta (Naylor *et al.* 1989; Milnes & Thiry 1992).

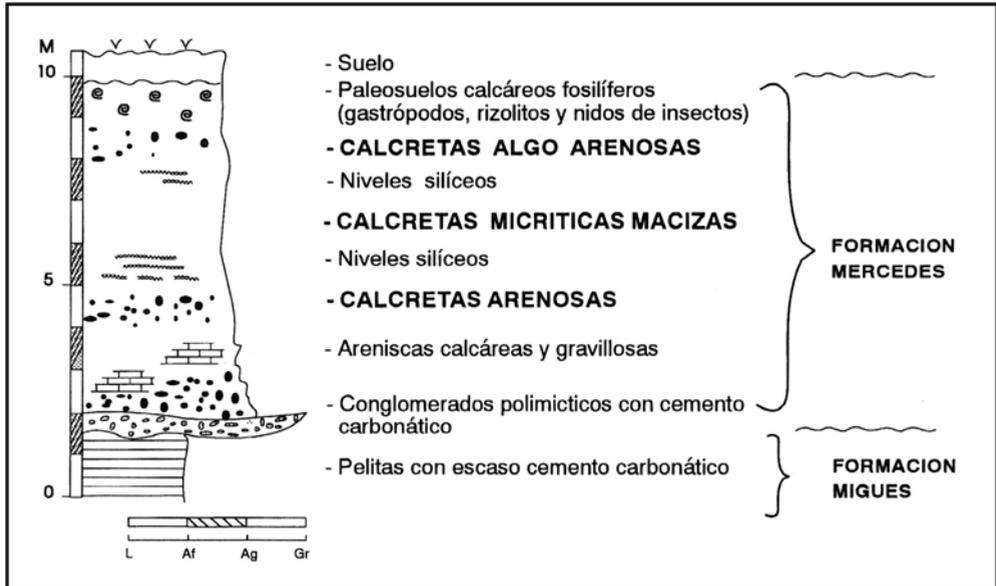


Figura 2 – Perfil completo de calcretización en la región de Sauce Solo. Sobre el Alto de Santa Rosa, en el departamento de Canelones. Es aquí donde se ha extraído in situ una rica asociación de fósiles (gasterópodos, nidos de insectos, rizolitos, semillas, etc.) de los niveles superiores, interpretados como paleosuelos.

Edad de las “Calizas del Queguay”

La edad de las “Calizas del Queguay” mereció en las últimas seis décadas propuestas disímiles, que se resumen en la Fig. 3. Esto se debe fundamentalmente a las diferentes posiciones estratigráficas en las que lentes y bancos calcáreos se encuentran relacionados, así como al peso que se le dio a su contenido fosilífero. Este aspecto controversial también se ha verificado al intentar correlaciones con unidades supuestamente equivalentes en territorio argentino. Así, mientras Tófaló (1986) lo hace con las sedimentitas arenosas y calcáreas neocretácicas de la Formación Puerto Yerúa, Garrasino (1989) las correlaciona con la Formación Arroyo Castillo (Oligoceno Medio).

	Cretá- cico	Ter- ciario	Paleó- geno	Paleo- ceno	Eo- ceno	Oligo- ceno	Mio- Plioceno
Freguelli (1930)		x					
Walther (1930)							x
Lambert (1939)		x					
Lambert (1940)	x	x				x	
Serra (1945)						x	
Jones (1956)						x	
Goso & Bossi (1966)			x				
Bossi <i>et al.</i> (1975)	x						
Mones (1979)					x		
Sprechmann <i>et al.</i> (1981)	x		x				
Bossi & Navarro (1991)	x						
Veroslavsky & Martínez (1996)				x	x		
Martínez <i>et al.</i> (1997)				x			
Bossi & Ferrando (2001)	x						

Figura 3 – *Asignaciones temporales para las “Calizas del Queguay”.*

Por otro lado, los fósiles atribuidos a las “Calizas del Queguay” (Lámina VI) no tuvieron durante mucho tiempo un posicionamiento preciso. Actualmente, reconocemos que los fósiles se hallan siempre en horizontes calcáreos algo arenosos, muy ocasionalmente gravillosos, con espesores de orden métrico y expresiva continuidad lateral, a veces muy silicificados. La mayoría de ellos puede ser interpretada como paleosuelos. Estos paleosuelos se formaron en varias regiones sobre las calcretas de aguas subterráneas, como por ejemplo en Sauce Solo u otras veces, apoyadas directamente sobre las sedimentitas neocretácicas como se observa en Quebracho (departamento de Paysandú) y el Arroyo Cochengo (departamento de Canelones). Otras veces se desarrollaron sobre un sustrato constituido por el basamento cristalino, como en los afloramientos de “Calizas del Queguay” señalados por Jones (1956) al SW de Solís de Matajojo (departamento de Lavalleja), los de la Estancia “La Calera”, aproximadamente 31 kilómetros al Norte de Trinidad (departamento de Flores) y en Ombúes de Lavalle (departamento de Colonia). El proceso de calcretización afectó a las areniscas devónicas de Cerrezuelo (Goso & Perea 2003). Asimismo, varios depósitos calcáreos se desarrollan directamente sobre los basaltos mesozoicos como los que se observan sobre el Alto de Santa Rosa (departamento de Canelones) o al norte del río Queguay (región oriental del departamento de Paysandú).

Los fósiles de la Cuenca Santa Lucía (Asociación de *Eoborus charruanus*) corresponden a gasterópodos terrestres (*Eoborus*), endocarpos de

Celtis sp., rizolitos y nidos de himenópteros. Los fósiles de las calizas del litoral del Río Uruguay (asociación de *Biomphalaria waltheri*) se encuentran en revisión en cuanto a su identidad específica pero son asignables a ostrácodos, charáceas, icnofósiles terrestres, y fundamentalmente gasterópodos terrestres y de agua dulce. Por lo menos tres de estos últimos (*Biomphalaria*, *Stenophysa* y *Lymnaea*) son habituales en charcos permanentes o temporarios.

Existen diferencias significativas en cuanto al contenido taxonómico de los gastrópodos de la región norte y los de la región sur (Fig. 4), teniendo especial significado la presencia de elementos dulceacuícolas en el litoral (Martínez *et al.* 2001). Tal diferencia se debe justamente a la existencia de cuerpos de agua rasa, mayormente temporarios, y en posible conexión con los niveles freáticos enriquecidos en carbonato. Esta hipótesis es absolutamente concordante con la evidencia petrográfica (Tófaló *et al.* 2001) y con el marco fisiográfico postulado para ambas regiones.

La edad de los procesos epigenéticos que dieron origen a las “Calizas del Queguay” está acotada al intervalo de tiempo comprendido entre el Terciario temprano bajo (por los paleosuelos ferruginosos fosilíferos) y el Oligoceno Tardío (edad de la Formación Fray Bentos, *vide* Capítulo IV).

Teniendo en cuenta también que todos los fósiles hallados son desconocidos antes del Cenozoico, y que especialmente los gasterópodos y los endocarpos de la Cuenca Santa Lucía tienen representantes muy similares en el Paleoceno “medio” de la Cuenca São José de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil (*vide* Bergqvist & Ribeiro 1998; Klein *et al.* 1985; y referencias incluidas en dichos trabajos), hemos posicionado las “Calizas del Queguay” en el Paleoceno (Martínez *et al.* 1997). La similitud referida también se manifiesta en los gasterópodos de la región litoral-oeste, aunque debido a que se encuentran aún en proceso de revisión, no es posible destacarla con la precisión del caso anterior.

La información que surge del Capítulo II nos ha permitido reafirmar el modelo genético y la edad que propusimos en trabajos anteriores. El *hiatus* que se verifica en la sedimentación marina (Formación Gaviotín) comprende del Paleoceno Tardío al Eoceno Temprano. El mismo corresponde a un pronunciado descenso del nivel del mar que, si bien se conocía para las cuencas marginales atlánticas vecinas (*e.g.* Cuenca del Colorado), su detección en la Cuenca Punta del Este permite establecer una progresiva situación de continentalidad para nuestro territorio.

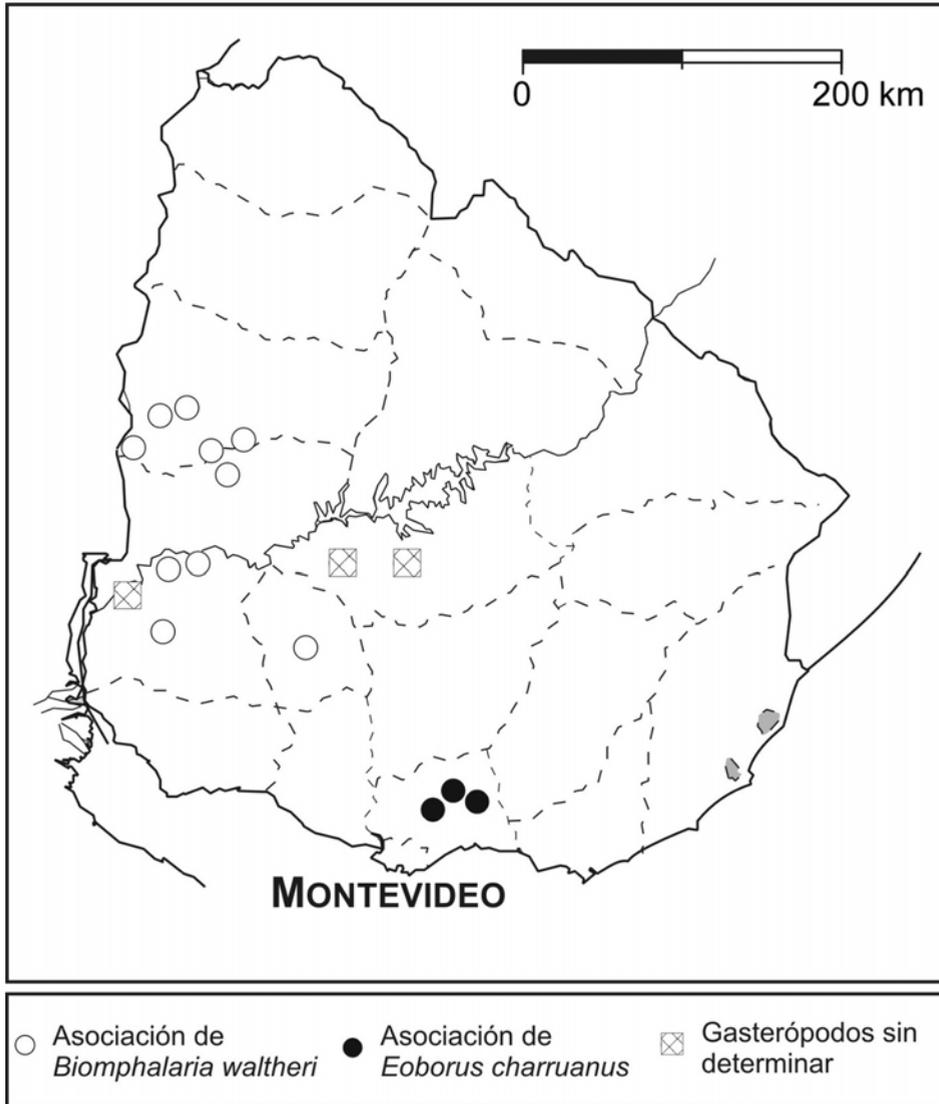


Figura 4 – Mapa de asociaciones fosilíferas de las “Calizas del Queguay”.

En resumen, las condiciones cálidas que caracterizaron al Cretácico, con un leve descenso de temperatura hacia la culminación del período pero con fluctuaciones en el Maastrichtiense (*vide* Frakes 1979, Petri 1991), perduraron hasta el Terciario Temprano. Para este momento, el territorio uruguayo pasó a ocupar una situación más continental debido a la fuerte regresión del Daniense. Esto podría justificar por sí solo cambios en la humedad reinante, generando las condiciones de semi-aridez o aridez para la acumula-

ción de carbonatos. Además, la pérdida de humedad en la región se puede haber visto favorecida por las dificultades que irían teniendo progresivamente los vientos húmedos del Pacífico al producirse las sustanciales modificaciones fisiográficas que operaron desde el Paleógeno en el Oeste de la Placa Sudamericana (cordillera de los Andes).

Nuevamente, el problema litoestratigráfico

Los términos aquí analizados, como ya fue expresado, corresponden a las “Calizas del Queguay” de Lambert (1939, 1940), y han merecido posteriormente disímiles propuestas de ordenación litoestratigráfica.

Goso & Bossi (1966) nominaron como Formación Queguay a las “Calizas del Queguay”, en tanto que Bossi *et al.* (1975) incluyeron a éstas exclusivamente en la Formación Mercedes. Sprechmann *et al.* (1981) – aceptando parcialmente el criterio de Bossi *et al.* (1975)– propusieron que la “Formación Queguay” de Goso & Bossi (1966) quedara restringida a los niveles calcáreos caracterizados por la presencia de Strophocheilidae y otros fósiles del Paleógeno. Sumando nombres, Preciozzi *et al.* (1985) definieron el Miembro Algorta dentro de la Formación Asencio para incluir parte de las “Calizas del Queguay”, mientras que otra parte de las mismas fue a parar a la Formación Mercedes.

El “problema litoestratigráfico” consiste aquí fundamentalmente en la aplicación de criterios unicistas con una nomenclatura proveniente de la aceptación de clasificaciones múltiples, tales como las que sugieren las recomendaciones y normas que emanan de los códigos y guías estratigráficas. Éstas claramente expresan que una unidad litoestratigráfica se define por sus atributos litológicos, su posibilidad de mapeo a determinada escala, y sus relaciones estratigráficas (que deben establecerse). Quedan fuera otros atributos como su edad, génesis o historia geológica (válidos para otro tipo de unidades estratigráficas o no estratigráficas).

Las “Calizas del Queguay” poseen un conjunto de atributos litológicos tan singulares y marcantes que las hacen, como a pocas partes de nuestra columna litoestratigráfica, una unidad de amplio y fácil reconocimiento en el campo. A Roger Lambert no le importó otra cosa que esa marcada identidad litológica (que observó en puntos tan distantes en el país) para establecer una unidad que es equiparable a lo que hoy denominamos formación: sus “Calizas del Queguay”. Y como está asentado en sus trabajos, estaba percatado y conocía las complejas relaciones estratigráficas de sus “calizas” al punto de

interpretar –errónea pero consistentemente– que había que aceptar la existencia de varias generaciones con edades que irían desde el Cretácico al Terciario.

Por lo anterior, es recomendable que este amplio conjunto litológico que además tiene connotaciones económicas importantes (*vide* Capítulos X y XI) conforme una unidad formacional con la misma definición litológica y de relaciones estratigráficas que las establecidas por Lambert (1939, 1940). Para preservar integralmente la propuesta nomenclatural de este autor, que tanto apego tiene en la literatura geológica nacional y regional, sería recomendable que se utilice el nombre de Formación Queguay o Formación Calizas del Queguay.

A modo de resumen

Los procesos de ferruginización, calcretización y silcretización que afectaron varias unidades geológicas aflorantes de nuestro territorio durante el Terciario Temprano, dieron origen a un conjunto variado de depósitos, en su mayoría de tipo residual (ferricretas, calcretas y silcretas). Estos son firmes testimonios de que en el Terciario temprano la región configuró un área de aporte y tránsito de materiales hacia un nivel de base que se situaba hacia el Este y Sureste.

Las sedimentitas neocretácicas, y especialmente las “Areniscas de Asencio”, fueron las más afectadas por los procesos de lixiviación bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas, lo que sumado a una actividad biológica significativa, permitió la formación de niveles de paleosuelos y corazas ferruginosas a ferralíticas, asociado además a procesos de cementación ferruginosa y silíceas de importantes volúmenes de rocas hospedadoras.

Los depósitos rocosos que resultan de la actuación de los procesos de lixiviación bajo condiciones climáticas húmedas y cálidas son asignados al Paleoceno y se atan a un momento climático cálido y húmedo que se tiene como válido para el pasaje Maastrichtiense – Daniense en estas latitudes.

Las “Calizas del Queguay” son el resultado de enérgicos procesos de calcretización–silcretización tanto de aguas subterráneas como pedogénicos.

La existencia de procesos de ferruginización y calcretización durante el Paleoceno evidencian fuertes variaciones climáticas. Éstas habrían sido desde cálidas y húmedas (ferricretas, Cretácico Tardío-Paleoceno bajo) hacia

situaciones de mayor aridez (calcretas, Paleoceno Medio-Tardío), persistiendo las condiciones de exposición subaérea del territorio.

Los depósitos rocosos que resultan de la actuación de procesos de calcretización–silcretización se asignan al Paleoceno “medio” – Eoceno Temprano? dado su contenido fosilífero y relaciones estratigráficas con las unidades suprayacentes. La fuerte regresión daniense que se verifica en las cuencas del Atlántico Sur (Malumián 1999), y que localmente se ha caracterizado también en la plataforma uruguaya (Capítulo II), modificó la fisiografía reinante con un traslado hacia el Este del margen costero, generando una situación de mayor continentalidad y consecuentemente de mayor aridez, ante la lejanía de la influencia marina.

Bibliografía

- Bergqvist LP & Ribeiro AM (1998): *Paleomastofauna das bacias Eoterciárias brasileiras e sua importancia na datação das Bacias de Itaboraí e Taubaté*, pp. 19-34 de *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5.
- Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo. 411p.
- Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, 966p.
- Bossi J & Ferrando L (2001): *Carta geológica del Uruguay*, versión CD-Rom, Geoeditores, Montevideo.
- Bossi J, Ferrando L, Fernández A, Elizalde G, Morales H, Ledesma J, Carballo E, Medina E, Ford I & Montaña J (1975): *Carta geológica del Uruguay*, a escala 1:1.000.000. Dirección de Suelos y Fertilizantes, Montevideo. 32p.
- Caorsi JH & Goñi JC (1958): *Geología uruguaya*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 37: 1-73.
- de Santa Ana H (1989): *Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte del Uruguay*. Boletín Técnico de ARPEL 18(4): 319-339.
- de Santa Ana H, Veroslavsky G & González S (1993): *Geología de los sedimentos cretácicos de las cuencas del Uruguay*. Acta Geológica Leopoldensia 40: 140-143.
- Ford I (1988a): *Areniscas con huevos de dinosaurios (Biozona informal): posible definición de una nueva Formación en la columna estratigráfica*, pp. 54-58 de *Actas de la Primera Reunión de Geología Uruguaya*, Salto 1988.
- Ford I (1988b): *Conglomerados con nidos de insectos fósiles: Formación Palmitas (provisorio), Terciario Inferior (tentativo)*, pp. 47-49 de *Actas de la Primera Reunión de Geología Uruguaya*, Salto 1988.

- Ford I & Gancio F (1988). *Asociación caolinita-montmorillonita en un paleosuelo del Terciario Inferior del Uruguay (Fm. Asencio)*. Boletín de Investigación de la Facultad de Agronomía 12: 1-12.
- Frakes LA (1979): *Climates throughout geologic time*, Elsevier, Amsterdam. 310pp.
- França AB, Milani EJ, Schneider O, López Paulsen O, López JM, Suárez Soruco R, de Santa Ana H, Weins F, Ferreiro O & Rossello EA (1995): *Phanerozoic correlation in southern South America*, p.129-161 de Tankard AJ, Suárez Soruco R & Welsink HJ (eds.): *Petroleum basins of South América*, American Association Petroleum Geologists (Memoir 62).
- Frenguelli J (1930): *Apuntes de geología uruguaya*, Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones 11: 1- 47.
- Frenguelli J (1946): *Un nido de esfégido del Cretáceo Superior del Uruguay*, Notas del Museo de La Plata, Paleontología 9: 259-267.
- Garrasino CF (1989): *La Cuenca Chaco-Paranaense Argentina: sus tendencias evolutivas y algunas posibilidades exploratorias*, Boletín BIP, junio: 2-17.
- Genise JF, Mángano MG, Buatois LA, Laza JH & Verde M (2000): *Insect trace fossil associations in paleosols: the Coprinisphaera Ichnofacies*, Palaios 15: 49-64.
- Goso C (1999): *Análise estratigráfica do Grupo Paysandú (Cretáceo) na Bacia do Litoral Uruguai*. Tese de Doutorado IGCE-UNESP, Rio Claro, 184pp.
- Goso H & Bossi J (1966): *El Cenozoico*, pp. 259-301 de Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo.
- Goso Aguilar C, de Santa Ana H, Perinotto A & Saad A (2001): *Sedimentação neocretácea na Bacia do Litoral: a Formação Mercedes-Asencio, Uruguai*.
- Goso Aguilar C & Perea D (2003): *El Cretácico post-basáltico de la Cuenca Litoral del Río Uruguay: geología y paleontología*, pp. 141-169 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.): *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos minerales – Mesozoico*, DI.R.A.C.-Facultad de Ciencias, Montevideo.
- Goudie AS (1983): *Calcrete*, pp. 93-131 de Goudie AS & Pye K (eds.): *Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residual in near-surface environment*. Academic Press, London.
- Jones G (1956): *Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones*, Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 34: 1-193.
- Klein VC, Rodríguez Francisco BH & Souza Cunha FL (1985). *Resultados das pesquisas sistemáticas realizadas na Bacia de Sao José de Itaborai, Rio de Janeiro, 1972-1982*, Boletim DNPM (Serviço Geológico, 27 Seção Paleontología e Estratigrafia) 2: 653-656.
- Lambert R (1939): *Memoria explicativa del mapa geológico de los terrenos sedimentarios y las rocas efusivas del Departamento de Durazno*, Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 25: 1-37,
- Lambert R (1940): *Memoria explicativa de un mapa geológico de reconocimiento del Departamento de Paysandú y los alrededores de Salto*, Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 27: 1-41.
- Lamplugh GW (1902): *Calcrete*. Geological Magazine 9: 575.
- Limarino C & Caselli A (1995): *Cherts (ftanitas) y niveles de silicificación en la sección superior del Grupo Paganzo*. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 2 (1/2): 37-56.
- Malumián N (1999): *La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. 1: La sedimentación en la Patagonia Extraandina*, pp.557-578 de Caminos R (ed.): *Geología argentina*, Subsecretaría de Minería de la Nación, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales N° 29, Buenos Aires.

- Martínez S, Veroslavsky G & Verde M (1997): *Primer registro del Paleoceno en el Uruguay: paleosuelos calcáreos en la Cuenca de Santa Lucía*. Revista Brasileira de Geociências, 27 (3): 295-302.
- Martínez S, Veroslavsky G & Verde M (2001): *Paleoecología de los paleosuelos calcáreos fosilíferos (“Calizas del Queguay”-Paleoceno) de las regiones sur y litoral oeste del Uruguay*. Actas XI Congr. Latinoamer. Geol. y III Congr. Urug. Geol., 4 pp., ed. electrónica en CD-Rom.
- McBride E (1988): *Silicification of carbonate pebbles in a fluvial conglomerate by groundwater*. Journal of Sedimentary Petrology 58: 862-867.
- Milnes AR & Thiry M (1992): *Silcretes*, p. 349-377 de Martini IP & Chesworth W (eds.): *Weathering, soils & paleosols*, Elsevier, London.
- Mones Á (1979): *Terciario del Uruguay*, Revista de la Facultad de Humanidades y Ciencias (Ciencias de la Tierra) 1(1): 1-28.
- Morton LS & Herbst R (1993): *Gastrópodos del Cretácico (Formación Mercedes) del Uruguay*, Ameghiniana 30: 445-452.
- Naylor H, Turner P, Vaughan D & Falliak A (1989): *The cherty rock Elgin: a petrographic and isotopic study of Permo-Triassic calcrete*, Geological Journal 24 (3): 205-222.
- Parodiz JJ (1969): *The Tertiary non-marine Mollusca of South America*, Annals of Carnegie Museum 40: 1-242.
- Pazos P, Tófaló O & Alonso S (1998): *La paleosuperficie Yapeyú: significado estratigráfico y paleoambiental en la evolución del Cretácico Superior del Uruguay*, pp. 59-63 de Actas del II Congreso Uruguayo de Geología, SUG-Facultad de Ciencias, Punta del Este.
- Petri S (1991): *Paleogeografía do Cretáceo do Brasil e considerações sobre o paleoclima*, Geociências 10: 1-35.
- Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985). *Carta geológica del Uruguay (1: 500.000)*, Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE), Montevideo, p. 90.
- Roselli FL (1939): *Apuntes de geología y paleontología uruguayas y sobre insectos del Cretácico del Uruguay o descubrimientos de admirables instintos constructivos de esa época*, Boletín de la Sociedad Amigos de las Ciencias Naturales “Kraglievich-Fontana” 1(2): 29-102.
- Serra N (1945): *Memoria explicativa del mapa geológico del Departamento de Soriano*, Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 32: 1-42.
- Sprechmann P, Bossi J & Da Silva M (1981). *Cuencas del Jurásico y Cretácico del Uruguay*, pp. 239-270 de Volkheimer W & Mussachio EA (eds.): *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires.
- Summerfield MA (1983): *Silcretes*, pp.59-92 de Goudie AS & Pye K. (eds.): *Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment*. Academic Press, Londres.
- Tardy Y (1992): *Diversity and terminology of lateritic profiles*, pp. 379-405 de Martini IP & Chesworth W (eds.): *Weathering, soils & paleosols*, Elsevier, London.
- Tófaló OR (1986): *Depósitos clásticos y carbonáticos del Cretácico Superior, Formación Puerto Yerúá, Entre Ríos*, pp. 210-204 de Actas de la Reunión Argentina de Sedimentología, UNLP-AGA, La Plata.
- Tófaló OR, Pazos PJ, Sánchez L, de Santa Ana H & Alonso S (2001): *Caracterización micromorfológica de calcretes, “Calizas del Queguay”, Departamento Paysandú, Uruguay*, Congreso Latinoamericano de Geología y Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo.

- Ucha N, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2003): *La Cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburiífero*, pp. 51-74 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.): *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos minerales – Mesozoico*, D.I.R.A.C.-Facultad de Ciencias, Montevideo.
- Veroslavsky G & Martínez (1996): *Registros no depositacionales del Paleoceno-Eoceno del Uruguay: nuevo enfoque para viejos problemas*, Revista da Universidade de Guarulhos (Serie Geociências) I (3): 32-41.
- Veroslavsky G, de Santa Ana H, Goso C & González S (1997a): *Calcretas y silcretas de la región oeste de Uruguay (Queguay): Cuenca de Paraná (Cretácico Superior - Terciario Inferior)*, Revista Geociências 16 (1): 58-67.
- Veroslavsky G, Martínez S & de Santa Ana H (1997b): *Calcretas de aguas subterráneas: Génesis de los depósitos carbonáticos de la Cuenca de Santa Lucía (Sur del Uruguay, Cretácico Superior-Paleógeno)*, Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 4 (1): 25-35.
- Walther K (1930): *Sedimentos gelíticos y clastogelíticos del Cretácico superior y Terciario uruguayos*, Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 13: 1-94.
- Wopfner H (1978): *Silcretes in Northern South Australia and adjacent regions*, pp.93-141 de Langford-Smith T. (ed.): *Silcrete in Australia*, University New England Press, Armidale.
- Yrigoyen MR (1999): *Los depósitos cretácicos y terciarios de las Cuencas del Salado y del Colorado*, en Caminos R (ed.): *Geología argentina* pp. 645-649 de Caminos R (ed.): *Geología argentina*, Subsecretaría de Minería de la Nación, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales N° 29, Buenos Aires.

LA FORMACIÓN FRAY BENTOS (OLIGOCENO TARDÍO) Y LOS MAMÍFEROS MÁS ANTIGUOS DE URUGUAY

Martín Ubilla

LAS SEDIMENTITAS REUNIDAS EN LA FORMACIÓN FRAY BENTOS recibieron en el siglo XIX la atención de Charles Darwin, quien les atribuyó semejanzas con el “Pampeano”;¹ lo que a nuestro juicio y teniendo en cuenta el conocimiento de la época, podría justificarse.² Durante el siglo XX, la Formación Fray Bentos recibió diversas denominaciones. Fue en los trabajos de Roger Lambert de fines de la década de 1930 y durante la década de 1940, donde se acuñó el término “Fray Bentos”, *a posteriori* aceptado por los especialistas. La idea de Kraglievich (1932a) de agrupar bajo dos denominaciones distintas a los depósitos ligados al río Uruguay (“piso Palmirense”) y a los que se desarrollan en el ámbito de la cuenca del río Santa Lucía (“piso Santaluciense”) fue reiteradamente destacada en la literatura especializada, y quizás tenga un valor heurístico no totalmente explotado.³ En 1956

1. La Formación Fray Bentos reúne sedimentitas y sedimentos; pero en este Capítulo, como criterio unificador, se usará terminología referida en su mayoría a sedimentitas. (*N. del A.*)
2. Darwin (1809-1882) empezó estudios de medicina y terminó los de teología, pero su afición a la geología, la botánica y la zoología lo decidió a embarcarse como naturalista en el viaje de exploración del velero *Beagle*, en 1831. El viaje terminó dando la vuelta al mundo y regresó en 1836. Darwin colectó una impresionante cantidad de material geológico y biológico, además de tomar abundantes notas con sus observaciones. En el viaje leyó los tres tomos de *Principios de Geología* de Lyell, cuyas teorías pudo comprobar en varios aspectos y discutir en otros; con Lyell mantuvo una sólida amistad desde entonces. El análisis de todos los materiales, más las notas, fueron la base de importantes publicaciones científicas y, en 1858, de la concreción de la audaz teoría evolutiva que Darwin publicó al año siguiente: *Sobre el origen de las especies*. Darwin exploró territorios uruguayos en 1832 y 1833. Muchos aspectos de su vida y de sus aportes pueden consultarse en *El prisma de la evolución* de C.A. Altuna & M. Ubilla (eds.), D.I.R.A.C. Facultad de Ciencias, Montevideo 2001.
3. El argentino Lucas Kraglievich (1886-1932) estudió ingeniería mecánica, pero antes de terminar

Horacio Harrington, basado en el análisis de la bibliografía disponible en la época y por observaciones de campo personales, adjudicó el nombre de Formación Fray Bentos a estos depósitos, adicionando una breve y concisa descripción. En el mismo año, Gordon Jones también lo utiliza aunque de un modo tangencial. Con el mismo nombre, Goso (1965) la define y describe –en una publicación de distribución restringida– en forma detallada, lo que luego será recogido con algunas modificaciones en *Geología del Uruguay* de Bossi (1966). Ulteriormente, Goso & Bossi (1969) lo reproducen sin variantes en el *item* referido a esta unidad. En rigor, la mayoría de las unidades del Cenozoico de Uruguay fueron nominadas y descritas en Goso (1965).

La distribución de la Formación Fray Bentos es muy amplia, reconociéndose sobre el litoral oeste del país, desde Bella Unión a Colonia, y hacia el Sur y Este fundamentalmente en el ámbito de la Cuenca Santa Lucía y la Cuenca Laguna Merín (Fig. 1). Se correlaciona con la unidad homónima de Corrientes y Entre Ríos de Argentina (Herbst 1985). Si se sigue el criterio interpretativo de Veroslavsky & Martínez (1996) sobre la génesis de los sistemas de calizas alguna vez considerados como Formación Queguay (Goso 1965; Goso & Bossi 1966), la Formación Fray Bentos representa el primer episodio depositacional preservado del Cenozoico emerso de Uruguay.

Si bien esta unidad litoestratigráfica es pobre en contenido paleontológico, hasta el momento es la que contiene los mamíferos más antiguos del registro de Uruguay. Hallazgos realizados en los últimos años contribuyen significativamente a la discusión de la edad de la misma y de la relación de su fauna con comunidades mamalíferas patagónicas y bolivianas.

esta carrera se dedicó a la Paleontología, en principio como admirador y colaborador de la obra de Florentino Ameghino (1854-1911). Tuvo una profusa obra de investigación de campo y sistematización teórica, que desde 1914 realizó bajo la frecuente tutela de Carlos Ameghino (1865-1936) a quien reconocía como su maestro. Hizo frecuentes viajes de investigación a Uruguay, desde 1927: este año integró junto a Martín Doello Jurado, Ergasto H. Cordero, Augusto Teisseire, Alejandro C. Berro, Mario Fontana, Angel Zotta y Emilio Ribas, una comisión que durante nueve días recorrió Nueva Palmira, la desembocadura del río Negro y los alrededores de Mercedes; trabajó mucho con la colección de Berro (2.700 fósiles) en la que, como novedad, reconoció restos de dinosaurios encontrados cerca de Estación Palmitas. Por desacuerdos con el entonces director del Museo de Historia Natural de Buenos Aires, renunció a su cargo y se radicó en Montevideo durante su último año de vida. Allí estudió colecciones del Museo de Historia Natural y de particulares, y publicó importantes trabajos. El total de sus publicaciones supera el centenar. Escribió un *Manual de paleontología rioplatense*, inédito hasta su publicación en Montevideo en 1937. Con esa intensa actividad cumplida, a su muerte su discípulo Rodolfo Parodi Bustos pudo considerar a Kraglievich “la figura más importante de su época dentro de los cultores de la Paleontología en América del Sur”. (Parodi, nacido en setiembre de 1903, vive en Salta y es el último paleontólogo sobreviviente entre los que conocieron a los Ameghino).



Figura 1 – El rayado indica el área aproximada de afloramientos de la Formación Fray Bentos en Uruguay. Φ : perforaciones.

GEOLOGÍA

Se aceptan para la Formación Fray Bentos litologías que incluyen areniscas finas, limolitas loessicas, fangolitas y niveles conglomerádicos y diamicíticos. Se destaca por parte de algunos autores, la inclusión de trazas vítreas y procesos relativamente intensos de carbonatación y también silicificación, así como de forma más restringida, areniscas medias a gruesas (Fig. 2).

Facies: litología, estructuras, geometría y fósiles	Interpretación	Ejemplos de localidades
Areniscas medias a gruesas, con estratificación cruzada en artesa y tabular planar, geometría lenticular; areniscas conglomerádicas con base erosiva, con intraclastos, con fósiles (xenartros, notoungulados) ⁴	Depósitos fluviales: facies de relleno de canal, barras longitudinales y transversales.	Paso Cuello y Picada de Berget (Canelones) Ruta 3 km 556 (Salto)
Pelitas, arcilitas, areniscas y fangolitas masivas y estratificadas, con intercalaciones de niveles de paleosuelos, con fósiles (marsupiales, ⁵ notoungulados)	Depósitos fluviales: facies de planicies de inundación.	Paso Cuello, Picada de Berget y Rancho Verde (Canelones) Ruta 3 km 556 (Salto)
Sílex y depósitos carbonáticos interdigitados laminares, con continuidad lateral. Calcretas tenaces, laminares, nodulares y “brechoides” con niveles silíceos; con icnofósiles (rizolitos, pedotúbulos). ⁶	Paleosuelos: procesos de calcretización–silcretización en clima semiárido, cálido, con intensos procesos de evapotranspiración.	Ruta 2 (Fray Bentos) Picada de Berget (Canelones – Florida)
Diamictitas y fangolitas	Flujos gravitacionales: remoción en masa	Colonia (Nueva Helvecia) Río Negro
Limolitas finas, pelitas arenosas, masivas, a veces muy limosas con contribución de vidrio volcánico	Depósitos eólicos, loésicos, con intensos procesos de retrabajo y colonización por paleosuelos.	Ruta 2 (Fray Bentos) Nueva Palmira (Colonia)

Figura 2 – *Síntesis de las principales facies sedimentarias de esta unidad. Incluye algunos fósiles asociados (se consideran sólo para sedimentos de Cuenca Santa Lucía), así como su correspondiente interpretación ambiental con ejemplos citados para algunas localidades.*

4. Xenartro: del griego *xénos* extraño, y *árrhōsē* articulación. Notoungulado: del latín *notus* (griego *nótos*) Sur, *ungula* pezuña, y sufijo *atus* provisto de.

5. Marsupial: del latín *marsupium* (griego *marsipo*) bolsa.

6. Icnofósil: del griego *ihnos* huella, y latín *fossilis* obtenido por excavación.

Esta unidad tiene un característico y homogéneo color rosado-marrón rojizo. En general suprayace en discordancia a unidades cretácicas y al basamento cristalino, y subyace a depósitos sedimentarios miocénicos, pliocénicos y pleistocénicos.

Si bien la Formación Fray Bentos puede desarrollar exposiciones en superficie que exceden los 10 o 15 metros de espesor, como en Picada de Berget en el río Santa Lucía (límite entre los departamentos de Canelones y Florida) y en canteras presentes en el litoral Oeste, es en el subsuelo donde tiene mayor expresión, alcanzando en algunas zonas algo más de 90 metros (cuencas Santa Lucía y Merín). En ocasiones y a primera vista, cuando los afloramientos son de reducido tamaño, pueden generarse dificultades en su reconocimiento confundiendo con sedimentos cuaternarios; fundamentalmente cuando éstos resultan de procesos erosivos que retrabajan a la Formación Fray Bentos. A favor de Darwin cabe argüir que en algunas localidades se superponen dos sistemas depositacionales con características litológicas algo similares: el que generó a la Formación Fray Bentos y el que generó a algunos depósitos del Cuaternario continental de Uruguay.

Romano (1999) describió con detalle las secciones tipo de esta unidad situadas en el departamento de Río Negro señalando las facies de limolitas loessicas, paleosuelos y calcretas (nodulares, brechosos, masivos y laminares). Se destaca en este análisis la escasa presencia de depósitos tractivos y de formas netamente erosivas. Este autor infirió que debió haber actuado el viento como factor de transporte y depositación, proceso éste que habría sido discontinuo teniendo en cuenta el desarrollo de episodios no depositacionales (superposición de paleosuelos). A su vez Goso & Bossi (1966), considerando una extensión geográfica mayor ya que incluyen afloramientos del Sur de Uruguay, delimitaron litologías consistentes esencialmente en conglomerados, arcilitas, limolitas loessicas y areniscas finas. También los paleosuelos son referidos para el departamento de Río Negro por Bossi & Navarro (1991).

Varios de los afloramientos relacionados con la Cuenca Santa Lucía incluidos en la literatura (*vide* Kraglievich 1932a; Goso 1965; Goso & Bossi 1966) actualmente se encuentran con algunas dificultades de acceso o de visualización (*e.g.* Cañada de las Mulas, Paso Buxareo, Paso Belastiquí).

Afortunadamente se pueden apreciar en forma asociada en algunos afloramientos sobre el río Santa Lucía (*e.g.* en Paso Cuello pero fundamentalmente en Picada de Berget), varias de las facies mencionadas por Goso & Bossi (1966) y atribuidas en forma individual a algunos de los afloramientos

antes mencionados. Por este motivo, se sugiere que los mismos deben considerarse subordinadamente, y se propone aquí al de Picada de Berget como hipoestratotipo de la unidad, constituyendo una sección auxiliar que permite una mejor definición de la misma, no sólo por mostrar asociadamente un conjunto diverso de facies sino también por contener información no considerada previamente (Fig. 3; Lámina VII A-D).

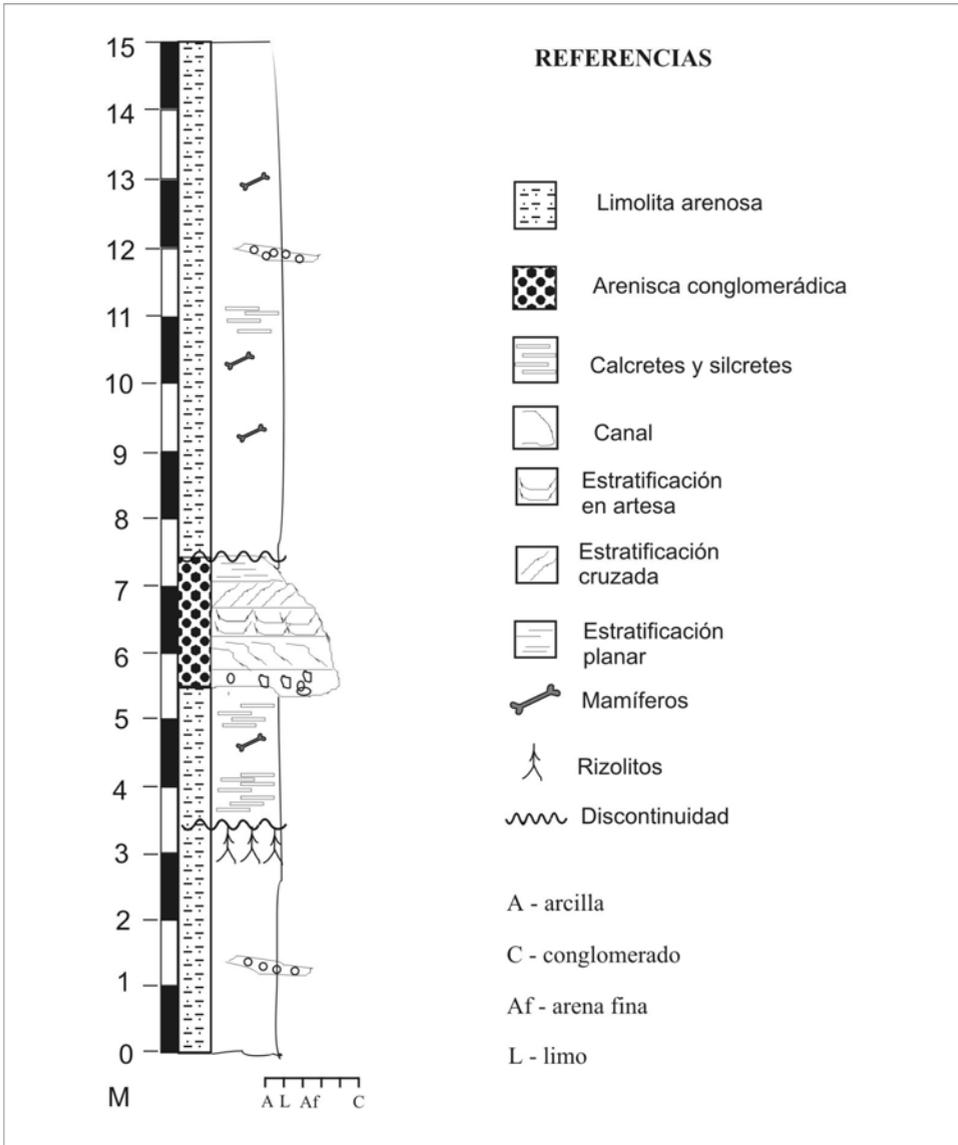


Figura 3 – Hipoestratotipo de la Formación Fray Bentos.
 Columna estratigráfica esquemática de Picada de Berget, departamento de Canelones.

En esta localidad, a lo largo de más de 300 metros se puede apreciar la superposición de tres ciclos separados por discontinuidades (Lámina VII A y D). Resaltan estructuras de canal (Lámina VII B) lateralmente acotadas por depósitos de planicies de inundación, niveles de calcretas que tienen por encima un depósito homogéneo que incluye limolitas. Los depósitos basales están bioturbados en su tope, lo que evidencia exposición subaérea y edafización (Lámina VII D). Los canales fluviales presentan barras arenosas y depósitos areno-conglomerádicos basales (estratificación cruzada en artesa y tabular plana de mediano y pequeño porte), que recortan las planicies limo-arenosas adyacentes donde se desarrollan los paleosuelos. Esos depósitos de canal son particularmente elocuentes en estos tramos del río Santa Lucía (Lámina VII A-B), en especial al E de la ruta 5, incluyendo a la localidad de Paso Cuello. Sugiere esto un ámbito fluvial, con un paleodrenaje hacia el S, evidenciado por las paleocorrientes medidas en los *sets* con estratificación cruzada. Lo importante a señalar en relación con el hipostratotipo de Picada de Berget, es que tienden a predominar procesos constructivos, con diferentes facies ligadas a un ambiente depositacional fluvial. Incluye facies de canal (depósitos de canal y barras) y facies de planicies de inundación, éstas afectadas por fuertes procesos de edafización. Una expresión bastante similar se puede observar en los afloramientos de la Ruta 3 (km 556) en el departamento de Salto, donde se expresan al menos dos ciclos depositacionales.

Concomitantemente con lo señalado para la región del litoral oeste de Uruguay, también en estas localidades se puede apreciar una importante cementación calcárea y la presencia de niveles centimétricos a métricos de calcretas y silcretas fundamentalmente de tipo laminar y nodular (Lámina VII C).

Al menos para afloramientos de la zona Sur, se puede observar que la unidad está afectada por fracturas irregulares (Lámina VII E). Esto estaría denotando procesos tectónicos durante la depositación o inmediatamente posteriores a ella. Cabe destacar que Bossi & Ferrando (2001) consideraron la eventualidad de procesos sísmicos ligados a algunos depósitos diamictíticos de la unidad.

Desde el punto de vista paleoclimático, los autores han tendido a interpretar condiciones predominantemente secas y cálidas, con un patrón de pluviosidad estacional con lluvias periódicas (Romano 1999); Ferrando & Dasa (1974) sugirieron escasa pluviosidad y distribuida irregularmente con temperaturas templado-cálidas. Otros han señalado el predominio de una aridez creciente, bajo régimen eólico esencialmente periglacial o peridesértico (Goso & Bossi 1966).

Para los depósitos de la cuenca del río Santa Lucía, hay evidencias de una mayor disponibilidad de agua que la señalada en la literatura precedente. La fauna de vertebrados registrada (*vide infra*) incluye formas que sugieren espacios abiertos y disponibilidad de vegetación al menos arbustiva. Dada la potencia constatada para esta unidad, no es de descartar que diferentes condiciones paleoclimáticas se hayan sucedido en el tiempo, debiéndose quizás admitir cierta diferencia temporal entre los depósitos del litoral respecto de los del Sur y Este.

PALEONTOLOGÍA

La Formación Fray Bentos es bastante pobre en contenido paleontológico si se la compara con otras unidades sedimentarias del Cenozoico de Uruguay. A ello se agrega que algunos de los restos hallados varias décadas atrás no poseen datos estratigráficos precisos o son merecedores de revisión taxonómica.

Los principales restos fósiles corresponden a mamíferos, algunos moluscos e icnofósiles; subsidiariamente han sido referidos a esta unidad restos de esponjas, diatomeas, tortugas y otros fósiles. Le han sido adjudicados algunos fósiles que, aun teniendo asignación estratigráfica dudosa, son importantes desde el punto de vista paleontológico.

Mamíferos

En general, los restos de mamíferos corresponden a especímenes aislados y son fragmentarios. Sin embargo, para los depósitos aflorantes en las barrancas del río Santa Lucía, se verifica una expresión tafonómica distinta, en la que se destaca por un lado la buena preservación de los restos y por otro la presencia de especímenes articulados (Lámina VIII A), que en algunos casos implica la preservación parcial o casi total del individuo.

Del mismo modo, se han hallado restos de diferentes individuos de una misma especie correspondientes a especímenes con distintas edades de crecimiento (Lámina VIII B). Esto tiene una importante connotación respecto de la génesis del yacimiento, sugiriendo procesos relativamente rápidos de sepultamiento. Se atribuyen estos restos a contextos depositacionales ligados a ambientes de planicies de inundación asociadas a los ya mencionados depósitos canalizados.

Los mamíferos conocidos hasta el momento involucran a marsupiales, roedores, xenartros y notoungulados. Se hará referencia aquí fundamentalmente a aquellos que poseen datos estratigráficos confiables y resolución taxonómica aceptable.

Los marsupiales están representados solamente en afloramientos de la cuenca del río Santa Lucía por *Proborhyaena gigantea* (Mones & Ubilla 1978), un marsupial de hábitos carnívoros de gran tamaño (Fig. 4 A), cuya talla habría alcanzado la de un oso gris, y que es considerado un singular predador, característico del Oligoceno Tardío de Sud-América (“Edad-mamífero” Deseadense, *vide infra*).⁷ La extinción de los proboriénidos habría tenido lugar a fines del Oligoceno o principios del Mioceno y dejó vacío el nicho ecológico de los “grandes carnívoros terrestres” en este continente, el cual en lo inmediato fue cubierto sobre todo por grandes aves caminadoras (Marshall 1978).

Los roedores están solamente registrados en el litoral Oeste (Colonia) por *Palmiramus waltheri* (Kraglievich 1932a). Si bien su asignación familiar es controversial (Wood & Patterson 1982), pertenecería al grupo de los dasi-próctidos (Mones & Castiglioni 1979), roedores sudamericanos herbívoros y terrestres, que actualmente tienen una distribución tropical y subtropical.

Los xenartros están representados por armadillos y por gliptodontes.⁸ Los primeros evidencian la presencia temprana en Uruguay de antiguos parientes de mulitas y tatúes, con formas tales como *Dasypodon atavus* y *Me-teutatus lageniformis* (Perea 1998), éste con representación en el Deseadense de Argentina; los segundos por restos con afinidades con gliptodontes (gliptatelinos y propaleoplohoforinos) de abolengo antiguo en Sud-América, además de otros de dudosa determinación taxonómica y/o atribución estratigráfica (Perea 1998; Mones 1979).

Los notoungulados, mamíferos sudamericanos herbívoros y algunos posiblemente omnívoros, son los predominantes en la Formación Fray Ben-

7. Las Edades mamífero tienen nombres específicos. La Edad Deseadense se aplica a los sedimentos encontrados en las márgenes del río Deseado (norte de la provincia de Santa Cruz, Argentina). El nombre del río viene a su vez del puerto que está en su desembocadura en el océano Atlántico, y éste adapta el de Port Desire puesto a la bahía por el corsario inglés Thomas Cavendish, dado que uno de los barcos con que llegó a la zona en 1586 se llamaba *Desire*. (En una nueva expedición de Cavendish a la zona en 1592, el mismo barco *Desire*, al mando de John Davis, fue separado del grupo por una tormenta, y llevado hasta cerca de unas islas; a pesar de las imprecisiones del relato, éste es el hecho inicial que esgrime el gobierno británico para justificar su soberanía sobre las islas Falkland o Malvinas)

8. Gliptodonte: del griego *gluptés* esculpido y *odoús* diente.

tos, quizás reflejando no sólo una mera tendencia preservacional selectiva sino también su dominio en términos de densidad poblacional y diversidad taxonómica. Esta pareció ser la característica para el Terciario de Sud-América en lo concerniente a ungulados (Bond 1986). Entre ellos se registran herbívoros de pequeño tamaño, así como otros cuyo peso debió alcanzar la tonelada; algunos formaban parte de grupos con tendencias ramoneadoras, y otros eran mayormente pastadores.

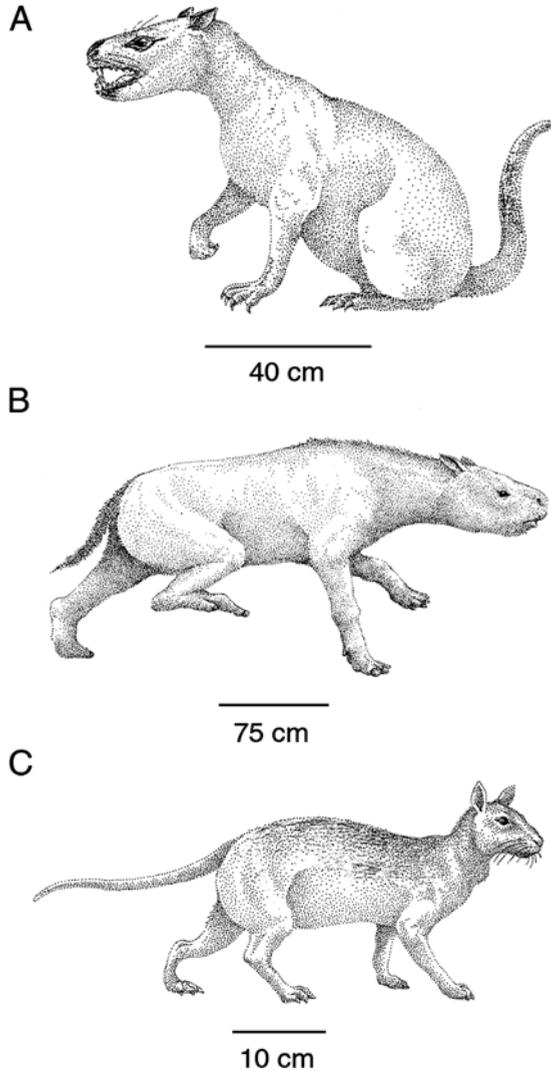


Figura 4 – A: *reconstrucción de Proborhyaena*; B: *reconstrucción de Scarrittia*; C: *reconstrucción de Eopachyrucos*.
Dibujos de Carlos Vildoso; gentileza de Marcelo Reguero.

Se destacan herbívoros terrestres de gran tamaño, llamados leontínidos, en especial *Scarrittia robusta* (Fig. 4 B; Lámina VIII C) (Ubilla *et al.* 1994), de la cuenca del río Santa Lucía, siendo muy afín a una especie del Oligoceno Tardío (Deseadense) de Patagonia. La presencia de mamíferos de gran talla es aceptada por algunos autores como algo característico de ese período.

De la misma área se registra un isotémnido (Fig. 5A; Lámina VIII D; Ubilla *et al.* 1999), representado por un esqueleto prácticamente entero; pertenece a un grupo de notoungulados terrestres herbívoros a omnívoros (Reig 1980), con características primitivas, y una talla aproximada a la de un ternero.

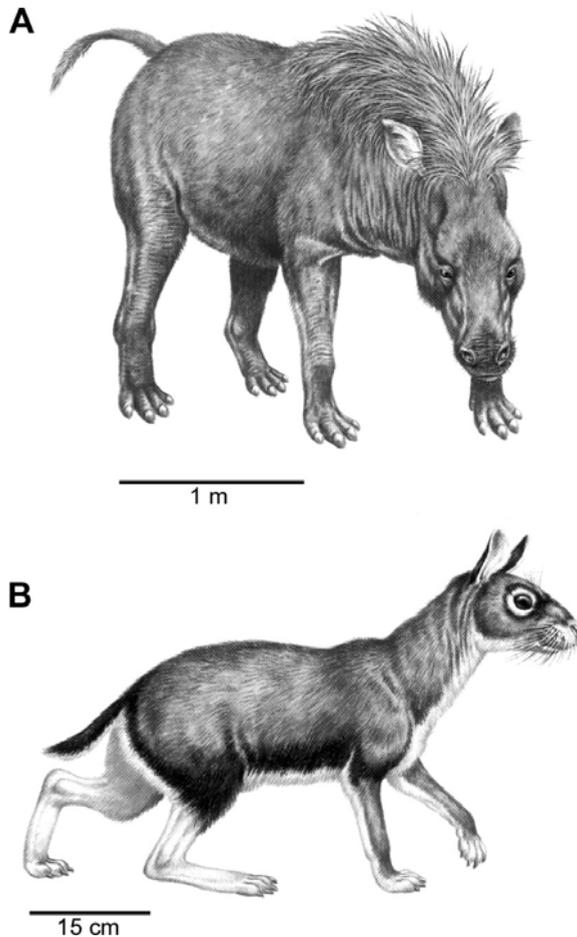


Figura 5 – A: *reconstrucción de un isotémnido*;
B: *reconstrucción de un hegetotérido*
Modificado de Dixon et al. 1988.

Por otro lado, también están presentes pequeños a medianos notoungulados (inclusive algunos pertenecientes a grupos con adaptaciones “rodentiformes”), posiblemente adaptados a regímenes alimenticios ramoneador, pastador o mixto.

En la cuenca del río Santa Lucía se ha registrado un notoungulado interatérico, *Eopachyrucos ranchoverdensis* (Fig. 4 C; Lámina VIII B; Reguero *et al.* 2003), posiblemente con hábitos mixtos alimentándose de vegetación de áreas abiertas. En el Deseadense de Bolivia, en Salla, se registran formas bastante similares, si no iguales, a este interatérico. Los interaterinos fueron notoungulados terrestres pequeños a medianos, con el aspecto y la talla de una liebre.⁹

Proviene de la misma área la familia de los oldfieldtomásidos (Ubilla *et al.* 1999), un antiguo y primitivo linaje de notoungulados, conocidos para el Paleoceno y Eoceno de Sud-América, que alcanzaron la talla de un conejo. También se hallaron restos de un arqueohirácido (“*Bryanpattersonia*”), que es un grupo de notoungulados herbívoros de tamaño medio, probablemente pastadores, que mostraron tempranamente una tendencia progresiva a la hiposodoncia. En Uruguay se ejemplifica por una forma muy similar a aquella que existió en el Oligoceno Tardío de Salla (Reguero *et al.* 2003), estando también presente en el Eoceno terminal de Patagonia (Reguero *et al.* 1995).

Un grupo de notoungulados de tamaño pequeño a moderado, con tendencias rodentiformes, de la familia de los hegetotéricos, tiene su representación en la cuenca del río Santa Lucía en “*Propachyrucos*” *schiaffinoi* (Kraglievich 1932a) o *Prohegetotherium schiaffinoi* según Reguero & Cerdeño (2001) (Fig. 5B), tratándose según estos autores de la misma forma presente en el Deseadense de Bolivia, Corrientes y Entre Ríos. Cabe señalar que según estos autores, esta especie estaría presente también en el Eoceno Tardío de Argentina.

Finalmente, en la misma región se destacan notoungulados notohípidos (Ubilla *et al.* 1999) que son de interés por tratarse de ungulados herbívoros de tamaño mediano, considerados por algunos especialistas como uno de los primeros grupos adaptados al pastoreo (Reig 1980).

9. Salla es un importante sitio del Oligoceno Tardío, a unos 200 kilómetros al Sur de La Paz. El sitio tiene unos 28 a 25 millones de años y en las últimas dos décadas se encontró allí mucho material del Terciario de los Andes sobre mamíferos fósiles de la región: herbívoros con pezuña sudamericanos, notoungulados y litopternos, armadillos y gliptodontes muy primitivos, varios roedores, y los más antiguos monos sudamericanos.

Moluscos

Este grupo de invertebrados está escasamente representado en esta unidad. En función de lo sustentado por Figueiras & Broggi (1969) y Martínez & Verde (1994) al momento sólo son atribuibles a la Formación Fray Bentos las especies *Megalobulimus oblongus* y *Austroborus lutescens* para los departamentos de Río Negro y Soriano.

Se trata de caracoles terrestres que se encuentran representados en la fauna actual de nuestro país. Otras especies que eventualmente pueden encontrarse referidas a esta unidad en la literatura, en realidad no pertenecen a la misma.

Iconofósiles

Estudios preliminares de iconofósiles han proporcionado datos que aportan evidencias para un mejor conocimiento y caracterización de los paleosuelos de la Formación Fray Bentos. Efectivamente, la presencia conjunta de rizolitos –que pueden observarse en dos afloramientos de la unidad–, de trazas aparentemente generadas por vermes –atribuidas a *Taenidium*–, de nidos de abejas denominados *Celliforma*, y de “cocoons”, son indicadores de episodios de edafización (Verde 1996; *vide* también Capítulo VI).

Fósiles con asignación estratigráfica incierta

Algunos vertebrados de interés paleontológico han sido atribuidos con dudas a la Formación Fray Bentos (Marshall *et al.* 1983) y aunque está lejos de resolverse su pertenencia a la misma, al menos dos de ellos son dignos de ser destacados.

Una gigantesca ave terrestre no voladora a la que Kraglievich (1932b) denominó *Devincenzia gallinali* provendría del departamento de Río Negro. De pertenecer a la Formación Fray Bentos sería testimonio de la presencia de fororrácidos, grandes aves cursoriales y carnívoras adaptadas a vivir en sabanas y estepas, que tuvieron un rol predominante como predadores durante parte del Terciario.

Otro caso singular es el de *Uruguaytherium beaulieui*, descrito por Kraglievich (1928a) y hallado en Río Negro. Este mamífero es integrante de

los Astrapoterios, un peculiar grupo de ungulados sudamericanos muy primitivo y con tendencia al gigantismo, de los que algunos sobrepasaron los 3 metros de largo, que sobrevivieron hasta el Mioceno Medio.

Restos atribuidos a este taxón fueron asignados a la Formación Fray Bentos de Entre Ríos (Bond *et al.* 2001), lo que hace plausible que dicho mamífero haya efectivamente formado parte de las comunidades que habitaron Uruguay.

ESCALA TEMPORAL DEL PALEÓGENO Y NEÓGENO TEMPRANO DE SUD-AMÉRICA BASADA EN MAMÍFEROS TERRESTRES

Las asociaciones de mamíferos terrestres del Cenozoico son útiles en la determinación de edades relativas de los sedimentos portadores, de los acontecimientos asociados y en la correlación regional e intracontinental, más allá de algunas limitaciones que emanan de la variabilidad geográfica que cabe esperar exista entre áreas alejadas (Pascual *et al.* 1996, Cione & Tonni 1995).

Las unidades basadas en mamíferos continentales mejor definidas para el Paleógeno y Neógeno de Sud-América tienen sus secciones tipo, fundamentalmente, en Patagonia.

No obstante, se deben agregar importantes secciones de referencia para Bolivia, Chile, Colombia y Brasil, que permiten complementar mejor el conocimiento en el ámbito continental de ciertos fragmentos de la escala temporal del Cenozoico.

Varias de estas unidades están actualmente acotadas temporalmente en sus secciones tipo por edades radimétricas, lo que les confiere un particular valor de correlación intracontinental.

En la Fig. 6 se incluyen las identificadas para el Paleoceno–Mioceno Temprano, a los efectos de interpretar la ubicación temporal y la identidad de la asociación de mamíferos de la Formación Fray Bentos.

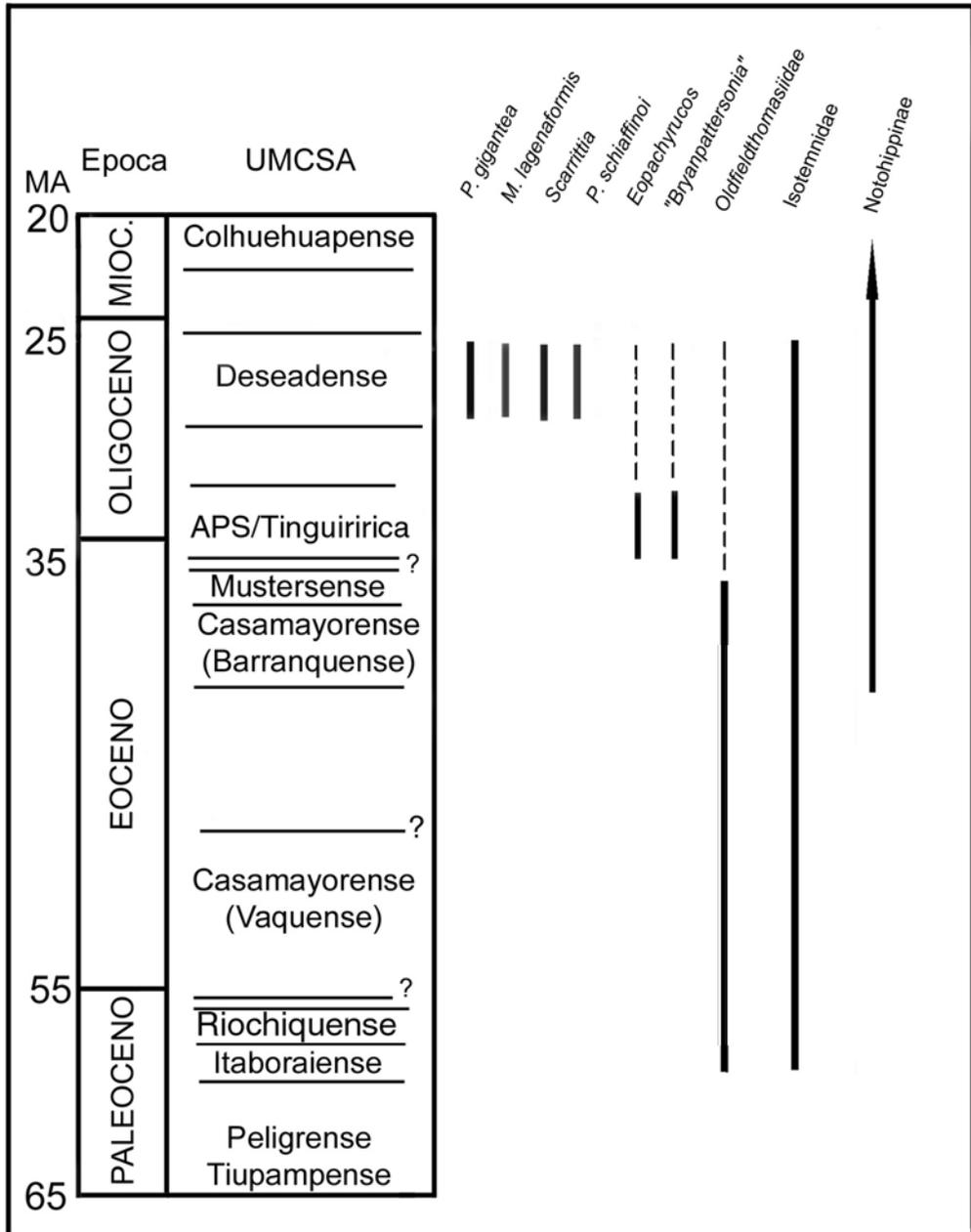


Figura 6 – Unidades basadas en mamíferos continentales (UMCSA) para el Paleógeno y Neógeno Temprano de Sud-América.

Se incluye el rango temporal de aquellos taxones que habiendo sido hallados en la Formación Fray Bentos se los conoce en las unidades de referencia en otras áreas de Sud-América. La línea punteada indica la extensión temporal al Deseadense de taxones considerados extinguidos previamente. APS: "Astraponotense más superior". Basado en Flynn & Swisher 1995; Kay et al. 1998, 1999; Hitz et al. 2000; Reguero et al. 2002; Flynn et al. 2003.

EDAD DE LA FORMACIÓN FRAY BENTOS

Las sedimentitas de la Formación Fray Bentos han recibido por parte de los especialistas diferentes asignaciones temporales. En efecto: han sido ubicadas en el Cretácico, Oligoceno, Mioceno, Plioceno e inclusive el Pleistoceno (Mones 1979, Ubilla *et al.* 1994, Bossi & Ferrando 2001 y referencias).

Ello se explicaría fundamentalmente por las siguientes razones:

- a) escasez de fósiles,
- b) ausencia de dataciones absolutas,
- c) desconocimiento de sus relaciones estratigráficas, y
- d) cambios interpretativos y ajustes de edad que han tenido las unidades “Mamífero-continentales” en Sud-América, usadas como referencia de correlación.

Desde el punto de vista de sus relaciones estratigráficas, su rango temporal queda acotado dado que no ha sido afectada por los procesos epigenéticos que originaron a las calizas del Queguay (Paleoceno) y su subyacencia a los depósitos marinos del Mioceno Tardío.

Actualmente se dispone de un conjunto interesante de evidencias recogidas en las últimas décadas que, sumado a lo ya conocido, permite una atractiva discusión acerca del significado de su fauna, tanto en términos cronológicos como paleobiogeográficos.

Los trabajos de Lucas Kraglievich relacionaron los depósitos de la cuenca del río Santa Lucía con la “Edad-mamífero” Deseadense. Hallazgos posteriores son en parte congruentes con esta propuesta. Así, se han registrado taxones que en otras áreas de Sud-América (Patagonia, Mendoza, Bolivia) solamente se han encontrado hasta ahora en niveles deseadenses (Figs. 6 y 7).

La unidad mamífero Deseadense fue considerada durante un prolongado tiempo como Oligoceno Inferior; posteriormente, con la obtención de edades radimétricas para las secciones tipo, algunos autores extendieron su edad al Oligoceno Tardío y otros la ubicaron inclusive en el Oligoceno Tardío–Mioceno Temprano. Nuevas edades absolutas y la reinterpretación de las preexistentes tienden a considerarla actualmente como Oligoceno Tardío (Fig. 6).

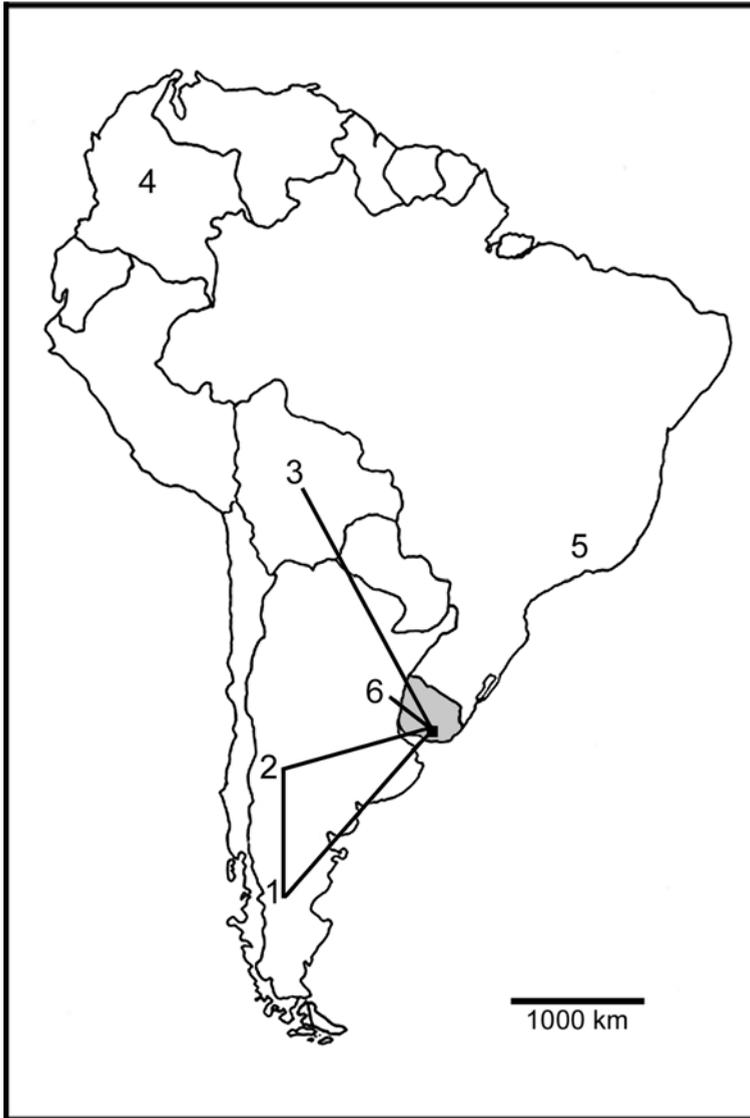


Figura 7 – Deseadense en Sud-América.

1) Patagonia (Chubut); 2) Mendoza; 3) Bolivia (Salla-Luribay, Lacayani); 4) Colombia;
5) Brasil (Tremembé); 6) Corrientes y Entre Ríos.

Las líneas unen localidades deseadenses de Sud-América con Uruguay al compartir al menos 1 taxón. El triángulo define el área mínima a asumir para *Proborhyaena gigantea*.

Esta unidad representa un momento muy singular para la fauna sudamericana de mamíferos, pues en ella se incluye el registro más antiguo que testimonia el ingreso de los monos a nuestro continente. Incluye además a

los últimos representantes de linajes primitivos, combinados con los primeros representantes de nuevos linajes que posteriormente tenderán a diversificarse, dando lugar a procesos de modernización faunística donde se confirma la tendencia al predominio de formas pastadoras.

La correlación de los mamíferos de la Formación Fray Bentos con la fauna Deseadense parece ser plausible. Una forma exclusiva del Deseadense es *Proborhyaena gigantea* y su uso como indicador para correlacionar regionalmente estratos no parece descabellado, asumiendo a ese marsupial como un predador con amplia distribución (Fig. 7) y selectivo de grandes presas, las que fueron comunes en ese momento, como por ejemplo *Scarritia* o inclusive los isotémnidos. En la Formación Fray Bentos, se registran mamíferos que están presentes en los depósitos del Oligoceno Tardío de Salla (Bolivia) los que se consideran, de acuerdo a dataciones absolutas, como un Deseadense algo más moderno que el Deseadense de Patagonia, y no es de descartar una identidad entre ambas faunas (Reguero *et al.* 2003).

Es importante destacar que la unidad homónima que se extiende en Entre Ríos y Corrientes y que comparte algunos taxones presentes en los afloramientos de la Cuenca Santa Lucía en Uruguay, comporta una fauna identificada con el Deseadense (Bond *et al.* 1998).

Los afloramientos de la cuenca del río Uruguay incluyen algunos taxones más modernos (esencialmente miocénicos) como *Protypotherium*, pero la necesidad de su revisión taxonómica genera reservas al respecto; no obstante lo cual, no debe descartarse que esta unidad tenga un carácter tiempo-transgresivo y haya completado su depositación en el Mioceno Temprano.

Como puede apreciarse en la Fig. 6, algunos de los nuevos registros para el área de la cuenca del río Santa Lucía, comprenden formas relacionadas con taxones provenientes de unidades claramente más antiguas que el Deseadense e inclusive considerados extinguidos bastante antes que la misma. Tal es el caso de *Eopachyrucos*, de los oldfieldtomásidos y los arqueohirácidos tipo "*Bryanpattersonia*".

Su presencia en sedimentitas asumidas como Deseadense en Uruguay configura en realidad una asociación de mamíferos que estrictamente no se registra en otras áreas de Sud-América y habilita a una atractiva discusión tanto en términos de cronología, como de procesos de sobrevivencia geográ-

fica diferencial. Al menos deberán someterse a consideración las siguientes hipótesis:

- a) asumir –de acuerdo a las evidencias disponibles fundamentalmente para los depósitos del río Santa Lucía– que esta unidad comporta fauna Deseadense (Oligoceno Tardío), con algunos elementos que sugieren similitudes con la fauna Deseadense de Salla; y que incluye taxones que, extinguidos en su área de origen, sobrevivieron en áreas geográficas distantes (*e.g.* Patagonia);
- b) interpretar una edad más antigua para Fray Bentos, debiéndose reconsiderar el sentido bioestratigráfico de algunos taxones;
- c) la asociación de mamíferos, si bien con afinidades con la fauna del Deseadense, representa una unidad no conocida hasta el momento para Sud-América.

Se debe tener en cuenta que estas inferencias se basan en información obtenida en superficie, la que representa sólo una parte de la potencia de esta unidad. Dada la interpretación del contexto de sedimentación, en donde se verifica la existencia de varios ciclos de sedimentación superpuestos, cada uno de ellos representando temporalmente episodios no demasiado extensos, se descarta la existencia de discordancias intradepósitos de la Formación Fray Bentos. La existencia de paleosuelos define diastemas, desarrollándose la vegetación adecuada para alimentar la diversidad de ungulados constatada.

Agradecimientos

A Federico López, cuyos hallazgos han hecho que la paleontología de Uruguay tenga con él una gran deuda. A Héctor Goso y Marcelo Reguero, quienes realizaron una lectura crítica del artículo. A Richard Madden y Washington Jones por aportar valiosa información que enriqueció en gran forma el artículo.

Bibliografía

- Bond M (1986): *Los ungulados fósiles de Argentina: evolución y paleoambientes*. Actas IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Mendoza: 173-185.
- Bond M, López G & Noriega J (2001): *El primer registro de Uruguaytheriinae (Mammalia, Astrapotheria) de la República Argentina*. Ameghiniana Suplemento 38(4): 28R.
- Bond M, López G, Reguero M, Scillato-Yané G & Vucetich M (1998): *Los mamíferos de la Formación Fray Bentos (Edad Mamífero "Deseadense", Oligoceno superior?) de las provincias de Corrientes y Entre Ríos, Argentina*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica: 41-50.
- Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones. Universidad de la República. Montevideo. 411p.
- Bossi J (1969): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones. Universidad de la República. Montevideo. 469p.
- Bossi J & Ferrando L (2001): *Carta geológica del Uruguay. Escala 1.500.000. V. 2.0*. Geoeditores.
- Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay 2*: 463-966. Dpto. Publicaciones Universidad de la República. Montevideo.
- Caorsi J & Goñi J (1958): *Geología uruguaya*. Boletín Instituto Geológico del Uruguay 37: 1-73.
- Cione A & Tonni EP (1995): *Chronostratigraphy and "Land mammal-ages": The Uquian problem*. Journal of Paleontology 69: 135-159.
- Dixon D, Cox B, Savage R & Gardiner B (1988): *Enciclopedia de dinosaurios y animales prehistóricos*. 312pp. Plaza & Janes, Industria Gráfica. Barcelona.
- Ferrando L & Dasa M (1974): *Mineralogía de la fracción arcillosa de la Formación Fray Bentos*. XXVIII Congreso Brasileiro de Geología 2: 3-13. Porto Alegre.
- Figueiras A & Broggi J (1969): *Estado actual de nuestro conocimiento sobre los moluscos fósiles del Uruguay, Parte III (cont.)*. Boletín de la Sociedad Malacológica del Uruguay 2(16-17): 333-352.
- Flynn J & Swisher III C (1995): *Cenozoic South American land Mammal ages: correlation to global geochronologies*. SEPM Special Publication 54: 317-333.
- Flynn J, Wyss A, Croft D & Charrier R (2003): *The Tinguiririca Fauna, Chile: biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American land mammal "age"*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 195(3-4): 229-259.
- Goso H (1965): *El Cenozoico en el Uruguay*. Instituto Geológico del Uruguay. Informe interno. 36pp.
- Goso H & Bossi J (1966): *Cenozoico*. En Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones. Universidad de la República. Montevideo. 469p.
- Goso H & Bossi J (1969): *Cenozoico*. En Bossi J (1969): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones. Universidad de la República. Montevideo. 469p.
- Harrington H (1956): *Uruguay*. En Jenks W (ed.): *Handbook of South American geology. An explanation of the geologic map of South America*. Mem. Geol. Soc. Amer., 65: 115-128.
- Herbst R (1980): *Consideraciones estratigráficas y litológicas sobre la Formación Fray Bentos (Oligoceno inf.-medio) de Argentina y Uruguay*. Revista Asociación Geológica Argentina 35(3): 308-317.
- Herbst R & Santa Cruz J (1985): *Mapa litoestratigráfico de la Provincia de Corrientes*. D'Orbignyana 2: 1-50. INGEPA. Corrientes.
- Hitz R, Reguero M, Wyss A & Flynn J (2000): *New Interatheriines (Interatheriidae, Notoungulata) from the Paleogene of Central Chile and Southern Argentina*. Fieldiana Geology 42: 1-26.
- Jones G (1956): *Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones*. Boletín Instituto Geológico del Uruguay 34: 1-193.

- Kay R, Mac Fadden B, Madden R, Sandeman H & Anaya F (1998): *Revised age of the Salla beds, Bolivia, and its bearing on the age of the Deseadan South American Land Mammal "Age"*. Journal Vertebrate Paleontology 18(1): 189-199.
- Kay R, Madden R, Vucetich G, Carlini A, Mazzoni M, Re G, Heizler M & Sandeman H (1999): *Revised geochronology of the Casamayoran South American Land Mammal Age: climatic and biotic implications*. Proceedings of the National Academy of Science 96 (23): 13235-13240.
- Kraglievich L (1928a): *Sobre el supuesto Astrapotherium christi Stehlin descubierto en Venezuela (Xenastrapotherium n. Gen.) y sus relaciones con Astrapotherium magnum y Uruguaytherium beaulieui*. 1-16. Ed. Franco-Argentina. Buenos Aires.
- Kraglievich L (1928b): *Apuntes para la geología y paleontología de la República Oriental del Uruguay*. Revista Sociedad Amigos de la Arqueología 2: 5-61. Montevideo.
- Kraglievich L (1932a): *Nuevos apuntes para la geología y paleontología uruguayas*. Anales Museo Historia Natural (2) 3: 257-321. Montevideo.
- Kraglievich L (1932b): *Una gigantesca ave fósil del Uruguay, Devincenzia gallinali n.Gen. N. Sp., tipo de una nueva familia Devincenziidae del Orden Stereornithes*. Anales Museo Historia Natural (2) 3: 323-353. Montevideo.
- Lambert R (1939): *Memoria explicativa de una carta geológica de reconocimiento del Departamento de Paysandú y de los alrededores de Salto*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 27: 1-41.
- Lambert R (1940): *Memoria explicativa de un mapa geológico de reconocimiento del Departamento de Río Negro*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 28: 1-33.
- Marshall L (1978): *Evolution of the Borhyaenidae, extinct South American predaceous marsupials*. University of California Publication Geological Sciences 117: 1-89.
- Marshall L, Hoffstetter R & Pascual R (1983): *Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental Mammal-bearing tertiary of South America*. Palaeovertebrata Mémoire Extraordinaire 1-93.
- Martínez S & Veroslavsky G (2000): *Darwin, la geología y el Uruguay*. En Altuna C & Ubilla M (eds.): *El prisma de la evolución. A 140 años de El origen de las especies*, pp. 81-98. DIRAC-Facultad de Ciencias. Montevideo.
- Martínez S & Verde M (1994): *Confirmación de la presencia de Megalobulimulus oblongus (Müller, 1774) en la Formación Fray Bentos (Oligoceno, Uruguay)*. Comunicaciones Sociedad Malacológica del Uruguay 7: 273-275.
- Mones Á (1979): *Terciario del Uruguay. Síntesis geo-paleontológica*. Revista Facultad de Humanidades y Ciencias, Serie Ciencias de la Tierra 1(1): 1-27.
- Mones Á & Ubilla M (1978): *La edad "Deseadense" (Oligoceno inferior) de la Fm. Fray Bentos y su contenido paleontológico con especial referencia a la presencia de Proborhyaena cf. gigantea Amegh. (Marsupialia, Borhyaenidae) en el Uruguay*. Nota Preliminar. Com. Paleon. Mus. Nac. Hist. Nat. 1(17): 151-158.
- Mones Á & Castiglioni L (1979): *Additions to the knowledge of fossil rodents of Uruguay (Mammalia: Rodentia)*. Paläont. Z. 53 (1-2): 77-87.
- Pascual R, Ortiz-Jaureguizar E & Prado J (1996): *Land Mammals: paradigm for Cenozoic South American Geobiotic evolution*. Münchner Geowiss. Abh. (A) 30: 265-319.
- Patterson B & Pascual R (1972): *The fossil mammal fauna of South America*. En Keast A, Erk F & Glass B (eds.): *Evolution, mammals and Southern continents*, pp. 247-309. State University Press. New York.
- Perea D (1998): *Xenarthra fósiles del Uruguay: distribución estratigráfica, caracterización osteológica y sistemática de algunos Tardigrada*. Tesis Doctorado, PEDECIBA-Biología, 107 pp. Facultad de Ciencias. Montevideo.
- Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Carta geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. Dirección Nacional de Minería y Geología. 90pp. Montevideo.
- Reguero M, Ubilla M & Perea D (1995): *A new species of Archaeohyracidae (Mammalia, Notoungulata) from Fray Bentos (Deseadan) of Uruguay*. XI Jornadas Argentinas Paleontología Vertebrados 16. Tucumán. Argentina.
- Reguero M & Cerdeño E (2001): *New Hegetotheriidae (Notoungulata) from the Deseadan (late Oligocene) of Salla (Bolivia)*. XVII Jornadas Argentinas Paleontología Vertebrados 29. Esquel. Argentina.

- Reguero M, Marensi S & Santillana S (2002): *Antarctic peninsula and South America (Patagonia) Paleogene terrestrial faunas and environments: biogeographic relationships*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 179: 189-210.
- Reguero M, Ubilla M & Perea D (2003): *A new species of Eopachyrucos Ameghino, 1901 (Mammalia: Notoungulata: Interatheriidae) from the Late Oligocene of Uruguay*. Journal of Vertebrate Paleontology 23(2): 445-457.
- Reig O (1980): *Teoría del origen y desarrollo de la fauna de mamíferos de América del Sur*. Monografía Naturae, Museo Municipal Ciencias Naturales L. Scaglia. Mar del Plata. 159pp.
- Romano AL (1999): *Sedimentología de la Formación Fray Bentos (Oligoceno) en el área tipo, República Oriental del Uruguay*. Tesis no publicada. 80pp. Departamento Ciencias Geológicas, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Serra N (1943): *Memoria explicativa del mapa geológico del Departamento de Colonia*. Boletín Instituto Geológico del Uruguay 30: 1-50.
- Ubilla M, Perea D & Bond M (1993): *Scarrittia* sp. (Notoungulata, Leontiniidae) en la Fm. Fray Bentos (Oligoceno), Uruguay. Nota. Ameghiniana 30(2): 221-222.
- Ubilla M, Perea D & Bond M (1994): *The Deseadan Land Mammal Age in Uruguay and the report of Scarrittia robusta n.sp. (Leontiniidae, Notoungulata) in the Fray Bentos Formation (Oligocene-? Lower Miocene)*. Geobios, 27(1):95-102.
- Ubilla M, Perea D & Bond M (1999): *Two new records of notoungulates (Isotemnidae: Oldfieldthomasiidae n.g., n.sp.) from Fray Bentos Fm. (Deseadan Salma, Oligocene) in the Santa Lucía Basin. Uruguay*. Res. Congreso Internacional Evolución Neotropical del Cenozoico 43. La Paz. Bolivia.
- Ubilla M, Veroslavsky G & Perea D (2001): *Geología y paleontología de la Formación Fray Bentos (Oligoceno) en el área del Río Santa Lucía, Departamento de Canelones, Uruguay*. Res. XVII Congresso Brasileiro de Paleontologia 48. Acre. Brasil.
- Verde M (1996): *Paleosuelos del Paleógeno uruguayo en la Formación Fray Bentos (Oligoceno-Mioceno Inf.?) evidenciados por sus icnocenosis*. Res. Congr. Paleógeno de América del Sur 25. La Pampa. Argentina.
- Veroslavsky G & Martínez S (1996): *Registros no depositacionales del Paleoceno-Eoceno del Uruguay: nuevo enfoque para viejos problemas*. Revista Universidade Guarulhos, Serie Geociências I (3): 32-41.
- Wood A & Patterson B (1982): *Rodents from the Deseadan Oligocene of Bolivia and the relationships of the Caviomorpha*. Bull. Mus. Comp. Zool. 149(7): 371-543.

ESTRATIGRAFÍA DEL MIOCENO–PLEISTOCENO EN EL LITORAL SUR-OESTE DE URUGUAY

Daniel Perea y Sergio Martínez

EN VARIOS PUNTOS DE LA MARGEN COSTERA DE LOS DEPARTAMENTOS de Colonia y San José afloran los únicos depósitos marinos emersos de nuestro Terciario, y su transición hacia ámbitos continentales. Este conjunto sedimentario fue llamado “secuencia miopliocena” por de Santa Ana *et al.* (1988) y dividida en tres subsecuencias. Previamente, diferentes secciones de estas rocas y sus correspondientes fósiles habían sido descritos por numerosos autores en obras de Geología y Paleontología, las que se irán mencionando en este Capítulo.

Las unidades estratigráficas implicadas son conocidas hoy como Formación Camacho y Formación Raigón (*vide* Bossi & Navarro 1991). Otras denominaciones, algunas con prioridad nomenclatural, serán discutidas más adelante.

A continuación haremos un repaso de las principales polémicas concernientes a la transición marino-continental, su fauna y edad, y a las posibles discriminaciones lito- y bio-estratigráficas dentro de este paquete sedimentario. Para ello resulta imprescindible considerar primero el marco estratigráfico.

LA FORMACIÓN CAMACHO

Las “Areniscas de Camacho” (Caorsi & Goñi 1958) llevaron ese nombre debido al apellido de uno de los propietarios de la cantera que sirvió de base a su primera descripción litoestratigráfica. Dicha cantera, hoy abandonada, es aledaña a la antigua Capilla Narbona, sobre el Arroyo de las Vi-

boras. La Formación Camacho, que reúne una sucesión de areniscas desde muy finas a gruesas, limolitas y pelitas arcillosas, se distingue por su abundancia de fósiles; a este respecto es una de las unidades más conspicuas en Uruguay. Desde su primera mención en la literatura (Darwin 1839) hasta hoy, representa un punto de interés para geólogos y paleontólogos. Información más detallada de los antecedentes sobre su conocimiento puede encontrarse en Martínez (1994), Perea *et al.* (1994), del Río & Martínez (1998) y Sprechmann *et al.* (2000).

Esta unidad aflora en el litoral de los departamentos de Colonia y San José (Fig. 1) y se la encuentra también en el subsuelo de los de San José, Maldonado y Rocha; existe un pequeño afloramiento en la localidad de Las Brujas, departamento de Montevideo, sobre la margen izquierda del río Santa Lucía. La potencia máxima de la formación en afloramientos es de alrededor de 15 metros, pero en la plataforma continental alcanza poco más de 200 metros de espesor según datos de los pozos Gaviotín y Lobo (Stoakes *et al.* 1991; de Santa Ana & Ucha 1994). Se apoya discordantemente sobre el basamento cristalino, o sobre la Formación Fray Bentos del Oligoceno Tardío (*vide* Capítulo IV), de origen continental. Por encima de la Formación Camacho se encuentran en concordancia la Formación Raigón (Plioceno–Pleistoceno Medio), de origen fluvial y transicional y en discordancia la Formación Libertad o la Formación Dolores (ambas del Pleistoceno continental). En este capítulo trataremos su relación con la Formación Raigón y las interesantes connotaciones paleoambientales que reflejan una estrecha vinculación entre ambas.

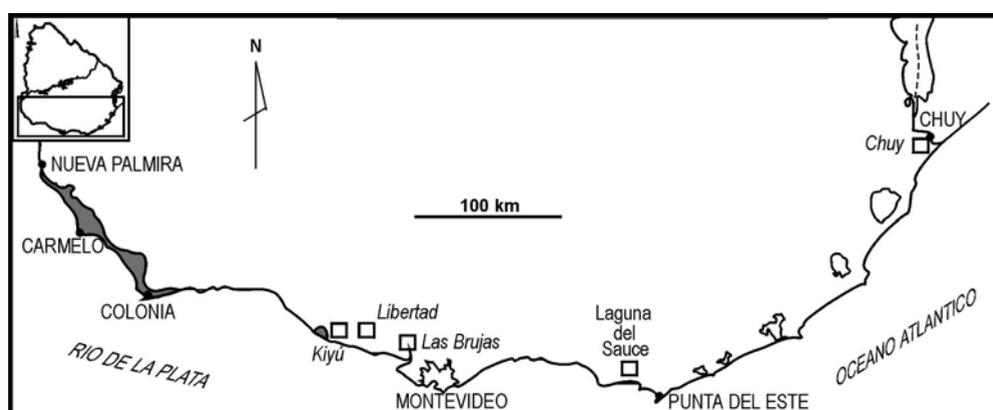


Figura 1 – En gris el área de afloramiento de la Formación Camacho. Los cuadrados indican algunas perforaciones donde se ha detectado esta unidad. Modificado de Sprechmann *et al.* (2000).

Desde sus primeras menciones, la Formación Camacho ha sido correlacionada con depósitos argentinos, conocidos hoy como formaciones Paraná y Puerto Madryn (*vide* del Río & Martínez 1998). También se la correlacionó con depósitos del subsuelo de la Cuenca Pelotas, denominados Formación Marambaia o Formaciones Cidreira e Imbé (Ojeda 1982; Dias *et al.* 1994). Toda esta sedimentación corresponde a un vasto mar que invadió parte de la costa atlántica sudoccidental, conocido informal pero extendidamente como “mar entrerriense” (Fig. 2), el que de acuerdo a evidencias bioestratigráficas e isotópicas, se instaló hace alrededor de diez millones de años (Mioceno Tardío).



Figura 2 – Extensión del “mar entrerriense” hace unos 10 millones de años.
Modificado de Martínez & del Río (2002a).

El estudio de los afloramientos de la Formación Camacho (Fig. 3) muestra claramente la existencia de dos conjuntos de litologías, como fuera referido inicialmente por Serra (1943) (Fig. 4).

Uno está caracterizado por el dominio de depósitos limo-arenosos y limolíticos bioturbados (Miembro San Pedro, *sensu* Martínez 1994).

El otro se distingue por la presencia de areniscas finas a muy finas, blancas, junto con niveles integrados por fracciones más gruesas (Miembro Cerro Bautista, *sensu* Martínez 1994).

Al menos en una localidad (Barrancas de San Juan, Fig. 3 B) niveles arenosos típicos del segundo conjunto suprayacen a los del primero. La presencia de niveles de arcillas es escasa en ambos miembros, formando intercalaciones en el primero y siendo fundamentalmente basal en el segundo.

La Formación Camacho ha proporcionado numerosos *taxa* fósiles (Láminas IX y X, Lámina XI A y B, Figs. 5 y 6): foraminíferos, ostrácodos, gasterópodos, bivalvos, braquiópodos, equinodermos, crustáceos, briozoarios, tiburones, chuchos, delfines, ballenas, e inclusive vertebrados continentales.

Los fósiles más abundantes son notoriamente los moluscos. También se encuentran numerosos icnofósiles, los que son tratados en el Capítulo VI de este libro. Una lista casi completa (incompleta respecto a icnofósiles) de los *taxa* hallados puede encontrarse en Sprechmann *et al.* (2000).

Las asociaciones de invertebrados identificadas son de carácter autóctono-parautóctono, y sus integrantes vivieron en una diversidad de subambientes dentro de la plataforma interna del “mar enterriense”.

Se trata de organismos que requirieron aguas cálidas y una salinidad normal-marina a levemente reducida. Excepto en algunos casos restringidos, todas las asociaciones son de fondos blandos.

La abundancia de vertebrados continentales en los afloramientos del departamento de San José y la Bahía de Colonia hace suponer la presencia de facies netamente parálicas.

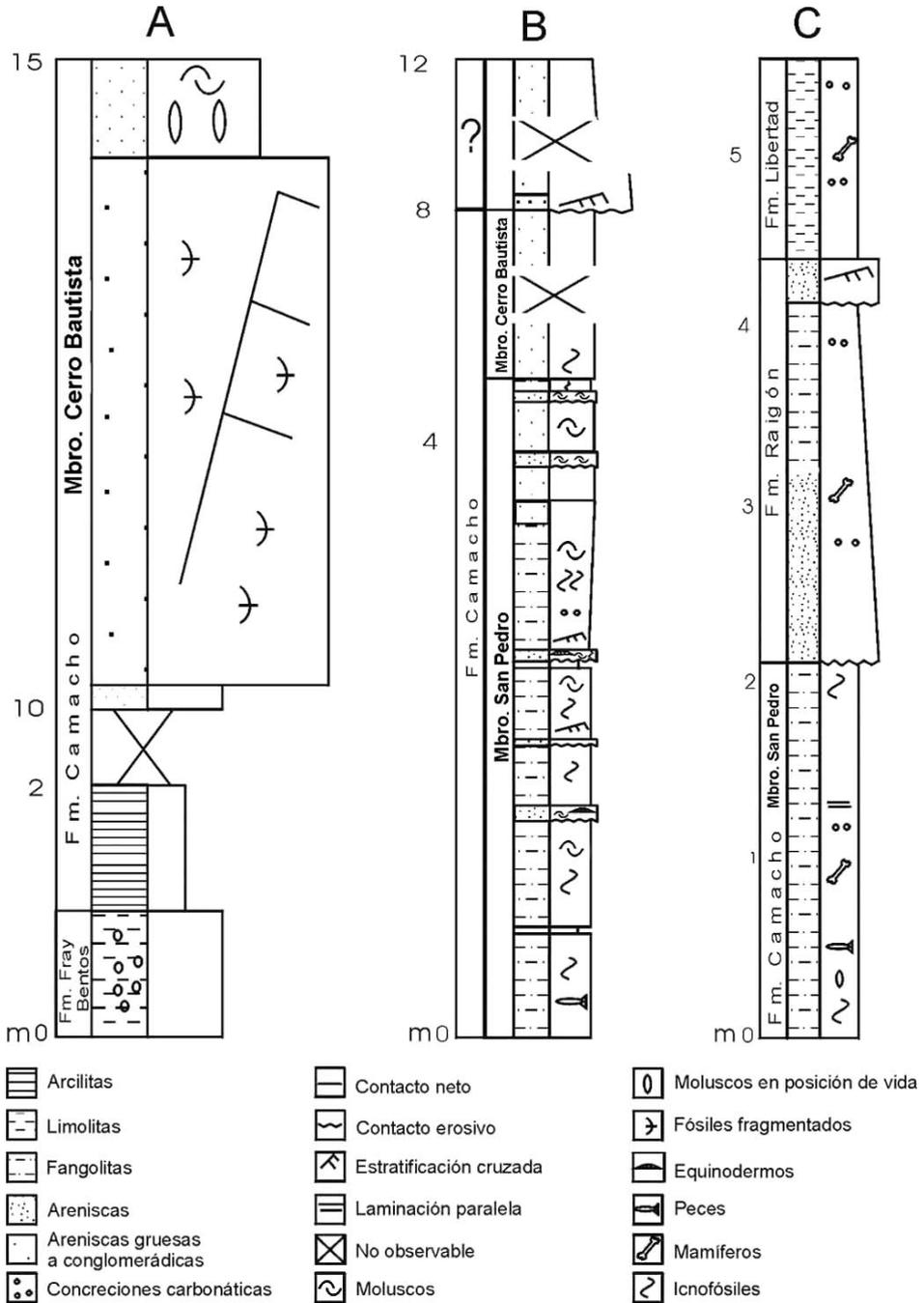


Figura 3 – Secciones estratigráficas de la Formación Camacho.
 A: Punta Gorda (departamento de Colonia). B: San Juan (departamento de Colonia).
 C: Arasatí (departamento de San José). A y la parte superior de B corresponden al Miembro Cerro Bautista, en tanto que C y la parte inferior de B al Miembro San Pedro.

El Miembro San Pedro

Está compuesto predominantemente por limolitas arenosas verdigrisáceas bioturbadas, entre los que se intercalan niveles de areniscas y arenas generalmente delgadas y muy ricos en fósiles. Excepcionalmente pueden existir niveles de arcillas, en este caso de muy poco espesor.

Las exposiciones de este miembro en el departamento de San José fueron descritas por Francis & Mones (1965) como Formación Kiyú.

No entendemos adecuado mantener la denominación original debido a que su representación en la localidad de Kiyú es mínima comparada con los importantes espesores de la Formación Raigón que ocurren en el mismo lugar. Este miembro parece corresponder litológicamente con el miembro Kiyú sugerido por Ortiz (2002), para la base de la Formación Raigón.

En el departamento de Colonia (Fig. 4) estas litologías se caracterizan por la abundancia de icnofósiles (*vide* Capítulo VI), invertebrados marinos y algunos vertebrados, en tanto que la mayor diversidad de vertebrados continentales se registra en el conjunto de litologías finas expuestas en la base de las barrancas de Kiyú y Arazatí en el departamento de San José (Fig. 3).

Perea *et al.* (1994) distinguieron dentro de estos depósitos la Biozona de *Stromaphoropsis* que se extiende por lo menos hasta la bahía de Colonia del Sacramento. Esta fue revisada y redefinida como Biozona de Conjunto de *Pseudoplohophorus* por Perea (en prensa).

Afloramientos correspondientes a este miembro, situados en las barrancas de San Pedro, fueron propuestos por Martínez (1994) como Hipoestratotipo de la Formación Camacho.

El Miembro San Pedro fue depositado en ambientes marinos subtidales perturbados por tormentas, a parálisis de baja energía, aunque puntualmente hay evidencias de alguna influencia mareal en su depositación, como sucede en la base de las Barrancas de Mauricio en el departamento de San José.

Este miembro puede corresponderse parcialmente con la Formación Martín Chico definida por Bossi *et al.* (1975), pero no es posible realizar más precisiones dado lo escueto de sus descripciones.

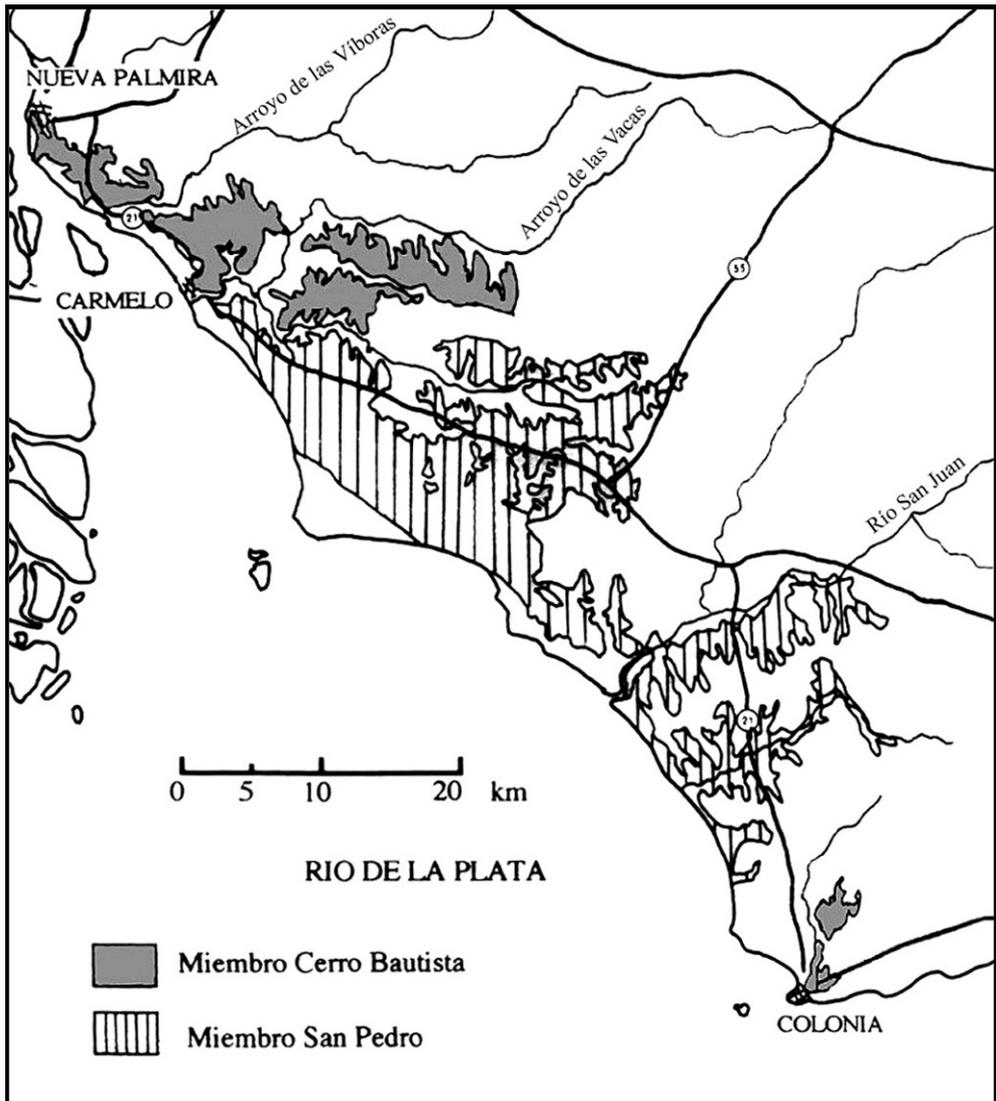


Figura 4 – Afloramientos de los miembros de la Formación Camacho al norte de la ciudad de Colonia.

Modificado de Martínez (1994).

El Miembro Cerro Bautista

El grupo de litologías predominantemente arenosas ya referidas, se halla en superficie solamente en el departamento de Colonia (Fig. 4); contiene abundantes fósiles de invertebrados, algunos dientes de selacios y muy contados restos de mamíferos terrestres. Una buena exposición de las mis-

mas se observa en el Cerro Bautista, en la desembocadura del Arroyo de las Víboras, cerca de la ciudad de Carmelo. Este sitio se caracteriza por la presencia de areniscas y arenas finas a muy finas, blancas, maduras, intercaladas o subyacentes a niveles más gruesos, muy ricos en fósiles. Pueden existir en la base delgados paquetes de arcilitas gris verdosas plásticas macizas. Las estructuras sedimentarias se observan principalmente en los niveles de areniscas medias a gruesas (Fig. 3 A).

La definición de la Formación Camacho se basó principalmente en litologías características de este miembro (Goso & Bossi 1966, sobre la base de las “Areniscas de Camacho” de Caorsi & Goñi 1958).

El Miembro Cerro Bautista comprende depósitos de plataforma interna muy cercanos a la costa, de aguas someras, canales y planicies estuarias, tempestitas muy proximales, depósitos intermareales y de playa.

Edad de la Formación Camacho

Está dada por sus mamíferos continentales y por sus moluscos.

Respecto a los mamíferos, la abundante fauna integrada a la Biozona de Conjunto de *Pseudoplohophorus* tiene afinidades huayqueriense-“mesopotamienses” según Perea *et al.* (1994, 1996), Perea & Scillato-Yané (1995) y Perea (en prensa). La Edad-Mamífero Huayqueriense (*sensu* Pascual *et al.* 1965), del Mioceno Tardío, está representada clásicamente en sedimentitas de Argentina (Marshall & Cifelli 1991). Según Cione *et al.* (2000) el término “Piso Mesopotamiense” o “Mesopotamiense” no se considera válido, y es equivalente al “Conglomerado osífero” de la Formación Ituzaingó de la Mesopotamia argentina, cuya fauna terrestre sugiere una edad Huayqueriense. La base de esta edad se ubica según Flynn & Swisher (1995) en los 9 millones de años (Tortoniense).¹

Las especies de gliptodontes del género *Pseudoplohophorus* (Lámina X) que tipifica esta biozona, se reconocen hasta el momento como endémicas de Uruguay, aunque muestran afinidades con el material muy fragmentario sobre el que se basa *Coscinocercus* de la Formación Epecuén (Edad-mamífero Huayqueriense) de Argentina (Cabrera 1939; Zetti 1972). De los

1. La Edad Huayqueriense se ubica en una antigüedad entre 9 y 7 millones de años. El nombre proviene de las huayquerías (lomas arcillosas, fácilmente erosionables) de San Carlos, en la provincia argentina de Mendoza.

mamíferos registrados en esta biozona, *Kiyutherium orientalis* resulta un argumento muy sólido para proponer su correspondencia con la edad Huayqueriense. Fuera de Uruguay este taxón o una forma muy afín, ha sido descrito para el Huayqueriense de Argentina (Pascual & Bondesio 1982, 1985) y la Fauna Local Río Acre, de probable edad Mioceno Tardío de Perú y Brasil (Frailey 1986; Latrubesse *et al.* 1997).

De constatarse la probable sinonimia entre *Coscinocercus* y *Pseudoplohophorus*, este constituiría un fósil guía del Huayqueriense para la región (Pascual *et al.* 1965).

Muchos de los *taxa* de mamíferos son exclusivos o casi exclusivos de la Formación Camacho y de la Formación Ituzaingó de Argentina. Entre ellos se destacan *Pliomorphus ameghinoi*, *Proeuphractus limpidus*, *Kraglievichia paranense*, *Anchimys marshi*, *Dinotoxodon paranensis* y *Saurocetes argentinus* (*vide* Mones & Castiglioni 1979; Perea *et al.* 1994; Perea & Scillato-Yané 1995).

Otros mamíferos de la Formación Camacho (Lámina XI A y B, Figs. 5 y 6) como *Pronothrotherium mirabilis*, *Scalabrinitherium* y *Toxodontherium* sp. (*vide* Mones 1976; Perea 1998; Verde & Perea 1992), están citados además de la Formación Ituzaingó, para depósitos “Araucanenses” equivalentes a las formaciones Andalhualá (Huayqueriense) y Chiquimil (?Chasiquense) (Perea *et al.* 1994; Perea, en prensa). *Ranculcus*, descrito para la Formación Camacho por Perea & Scillato-Yané (1990) se halló además en la Formación Ituzaingó y –con dudas– en depósitos probablemente miopliocénicos de Acre en Brasil (Rancy *et al.* 1989).

Los demás *taxa* de mamíferos claramente procedentes de la Formación Camacho son exclusivos de Uruguay; muchos fósiles hallados rodados en la plataforma de abrasión aledaña a las barrancas costeras del departamento de San José, probablemente representen una mezcla de elementos de esta unidad con otros procedentes de depósitos suprayacentes (*vide* Kraglievich 1932; Mones 1967, 1970). Debido al gran endemismo y el estado fragmentario de gran parte de estos restos, junto a la imprecisa procedencia estratigráfica arriba comentada, resulta poco conveniente tener en cuenta este conjunto al momento de establecer inferencias bioestratigráficas. Globalmente y considerando sólo los biocrones genéricos de las especies exclusivas de Uruguay, se observa una mezcla de formas huayquerienses y montehermosenses.² Va-

2. La Edad Montehermosense tiene una antigüedad entre 7 y 4 millones de años, entre el

rios mamíferos referidos para la Formación Camacho provenientes de la Bahía de Colonia del Sacramento también se encontraron removidos y algunos son de dudosa asignación a los sedimentos en cuestión. Todos ellos son especies exclusivas de Uruguay, pero considerados a nivel genérico la mayoría tiene un registro bastante amplio que va del Chasiquense al Montehermosense; uno de ellos, *Prolestodon*, está también representado en la Formación Ituzaingó (Calcaterra 1977).

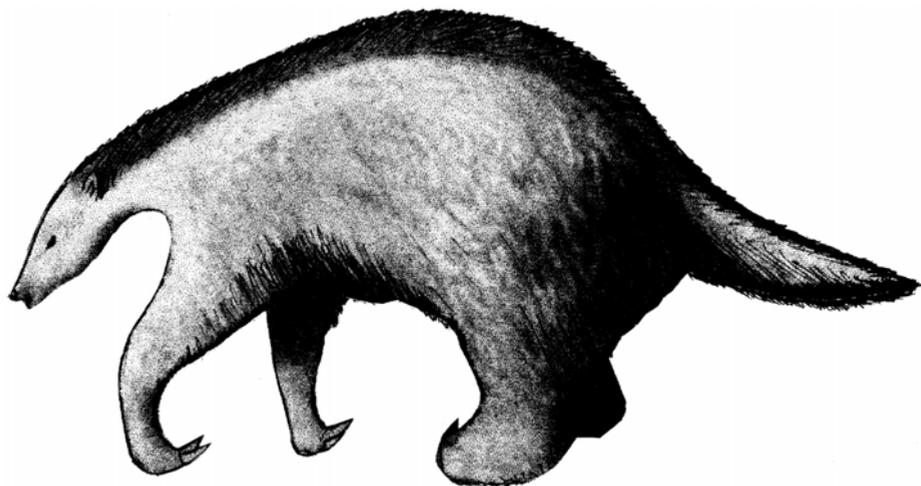


Figura 5 – Perezoso

Un aspecto similar a este podría haber tenido el perezoso *Pronothrotherium mirabilis* hallado en el Miembro San Pedro de la Formación Camacho (vide Lámina XI). Longitud aproximada: un metro y medio.

En cuanto a los moluscos, éstos presentan una estrecha relación con los de las Formaciones Paraná y Puerto Madryn de Argentina (Martínez 1994; del Río & Martínez 1998; Martínez & del Río 2002a,b); bivalvos de la segunda se han datado isotópicamente ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en aproximadamente 10 millones de años (Tortonense) (Scasso *et al.* 2001).

La asignación de la Formación Camacho al Mioceno Tardío está avallada entonces por una suma de fuentes independientes.

Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano. Los depósitos sedimentarios afloran en barrancas cercanas a Pehuén-có, Provincia de Buenos Aires, al Este de la entrada hacia la Bahía Blanca. Charles Darwin hizo anotaciones sobre esos depósitos en 1832 (e hizo referencias en obras posteriores). En las barrancas de Monte Hermoso, Florentino Ameghino y su hermano Carlos realizaron desde 1887 numerosas investigaciones paleontológicas; el primero encontró restos fósiles que atribuyó –erróneamente– a homínidos.

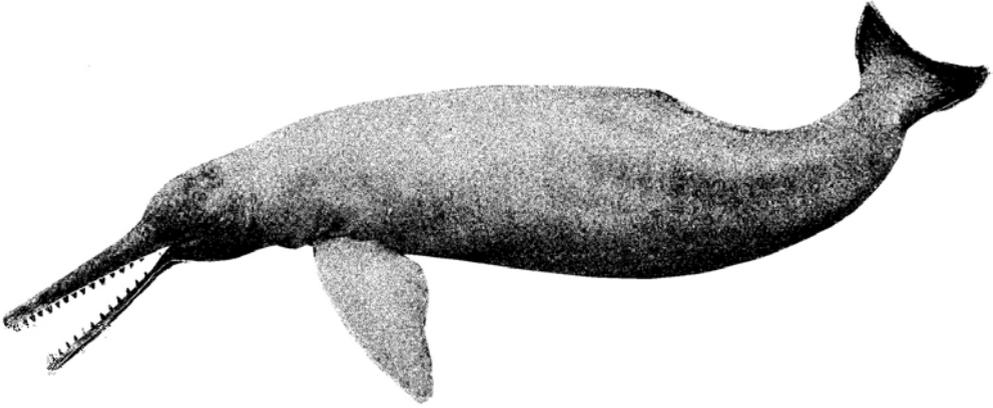


Figura 6 – *Saurocetes argentinus*.

Fue un delfín primitivo que habitó el antiguo “mar entrerriense” y probablemente cursos de agua asociados. Longitud calculada: 4 metros.

LA FORMACIÓN RAIGÓN

La Formación San José definida por Francis & Mones (1965), indistinguible de la Formación Raigón propuesta por Goso & Bossi (1966), tiene su máxima expresión en algunos puntos de las barrancas costeras del departamento de San José.

Debido a que el nombre Formación San José existe también para otra unidad litoestratigráfica de Uruguay (Preciozzi *et al.* 1985), y al uso consagrado de Formación Raigón en la literatura, entendemos práctico continuar con esta denominación para distinguir los depósitos que trataremos en esta sección.

Los sedimentos y sedimentitas correspondientes son equivalentes, por lo menos en parte, a la Formación Maldonado (Francis & Mones 1966b) o “Piso Maldonadense” de Rusconi (1934). En la zona costera están caracterizadas por areniscas de granulometría variable, color blanco amarillento, con lentes y niveles de arcillas verdes y conglomerados. También es común observar la presencia de concreciones calcáreas. Este conjunto se dispone en forma interdigitada y groseramente rítmica, en niveles lentiformes con desarrollo de estratificaciones paralelas y cruzadas. Las características lito-faciológicas permiten asignarle una depositación en ambiente transicional y continental fluvial (Preciozzi *et al.* 1985; Spoturno *et al.* 1993). Ortiz (2002) incluye en el tope de la Formación Raigón un nivel de *loess* anaran-

jado tenaz, considerado por autores precedentes como perteneciente a la Formación Libertad.

En la Formación Raigón se han hallado pocos fósiles con significación estratigráfica regional. Entre éstos se destacan *Licaphrium* aff. *L. floweri*, *Catonyx tarijensis*, *?Toxodon* sp., *Glyptodon* sp., *Plaxhaplous* sp., un roedor dinómido gigante de la tribu Eumegamyini, y una gran ave corredora carnívora afín a *Titanis* (Fig. 7). También se citan restos de *Palaeolama* y *Doedicurus* (vide Mones 1988) y algunos niveles con fragmentos de moluscos y dientes de peces.

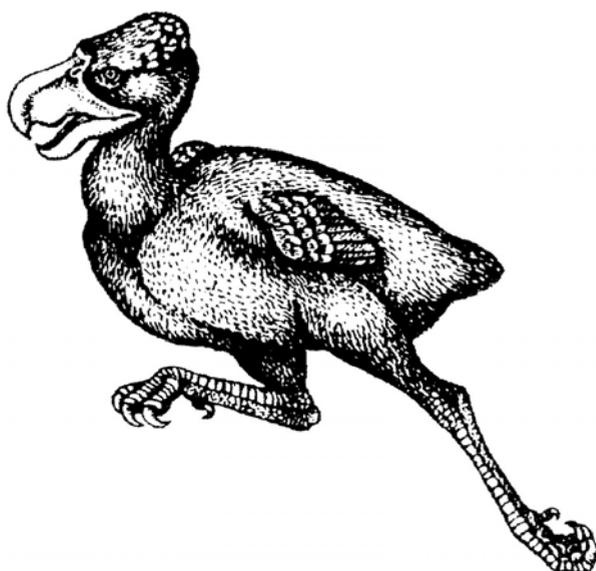


Figura 7 – Ave corredora carnívora de la Formación Raigón.

Se calcula que habría tenido unos 3,5 metros de alto y más de 300 kilogramos de peso.

Su límite con la infrayacente Formación Camacho puede ser transicional, aunque se observan episodios erosivos localizados (vide sección siguiente). El conjunto paleomastofaunístico incluido en la secuencia integrada por estas dos formaciones, primeramente analizado por Kraglievich (1932) y Castellanos (1948) fue asignado al “Mesopotamiense”. Goñi & Hoffstetter (1964) expresan que la fauna contenida en esos afloramientos se podría relacionar con el “Chasicoense” argentino, pero abarcaría un intervalo mayor ya que contiene especies del “Hermosense”. Es necesario aclarar que muchos de los *taxa* descritos o citados por estos autores, están representados por material removido, pudiendo provenir de cualquiera de las dos unidades (Formación Camacho o Formación Raigón). Debido a ello su utilidad cronoestratigráfica es muy escasa.

Datos aportados por Perea (1998), Ubilla & Perea (1999), McDonald & Perea (2002), basados en especímenes con riguroso control estratigráfico, permiten reafirmar la hipótesis de la presencia del Piso/Edad Ensenadense (Pleistoceno Inferior y Medio Temprano) en la Formación Raigón, aunque éste abarca también parte del Plioceno. Los mamíferos hallados son mayoritariamente indicadores del Pleistoceno siendo *Catonyx tarijensis* (= *Scelidodon capellini*) (Fig. 8), fósil guía del Piso/Edad Ensenadense (Cione & Tonni 1995). Las excepciones son los restos de *Licaphrium* aff. *L. floweri* de discutible identificación, el más arriba citado dinómido –probablemente *Artigasia magna* (vide Francis & Mones 1966a), endémico de Uruguay– y algunos elementos rodados descritos por autores precedentes.



Figura 8 – *Catonyx tarijensis*, gran perezoso terrestre.

Sus restos se han hallado en Argentina, Bolivia y Uruguay. Altura aproximada: 1,8 metros. Bosquejo de reconstrucción modificado de Perea & López (1999).

Los datos expuestos sugieren en principio una edad “Chapadmalalense-Ensenadense” (Plioceno Tardío – Pleistoceno Medio), para los depósitos de la Formación Raigón.³ El hiato cronoestratigráfico entre las Formaciones

3. La edad Chapadmalalense tiene entre 4,0 y 3,4 millones de años de antigüedad; corresponde a sedimentos del litoral marítimo pampeano, ubicados entre Mar del Plata y Mira-

Camacho y Raigón que surge de esta primera aproximación, podría deberse a carencias del registro por procesos erosivos vinculados a la dominancia de los sistemas depositacionales involucrados, o simplemente a un registro fósil incompleto.

La transición Camacho-Raigón

En un análisis secuencial preliminar realizado por de Santa Ana *et al.* (1988) se distinguieron tres subsecuencias que engloban todo el conjunto sedimentario arriba descrito: una inferior litoral, otra media transicional y otra superior fluvial. Un criterio conceptualmente similar es sustentado por Spottorno *et al.* (1993). Estas subsecuencias se corresponden litológicamente con los Miembros Cerro Bautista y San Pedro de la Formación Camacho y con la Formación Raigón respectivamente. Sin embargo, los depósitos predominantemente pelíticos (aquí Miembro San Pedro) reconocidos por los mismos autores como de posición intermedia en el paquete considerado, en realidad son basales, como se puede observar en las barrancas aledañas al río San Juan.⁴ Seguramente las litologías finas y relativamente uniformes que caracterizan al Miembro San Pedro estén reflejando condiciones depositacionales diversas que van desde ambientes marinos relativamente profundos en el departamento de Colonia hasta ámbitos parálidos hacia el departamento de San José. También resulta muy probable que existan diferencias cronoestratigráficas, aún no claramente sopesadas, dentro del Miembro San Pedro.

Como ya expresáramos, la superposición de la Formación Raigón sobre este miembro se observa claramente en diferentes puntos del departamento de San José, sobre todo en las barrancas costeras. Sin embargo ciertas litologías se repiten en ambas unidades, por lo que en la zona de contacto pueden existir confusiones al momento de su diferenciación. Además, en algunas localidades, discontinuidades de similares características no parecen

mar, Provincia de Buenos Aires. El territorio de Chapadmalal había sido concedido por el Virreinato al cacique puelche Llampilco, quien lo vendió sin documentación en 1819 a Lorenzo López y éste, en 1827, a lo que sería la Sociedad Rural Argentina; pero las tierras habían sido ocupadas en 1816 por el saladerista Pedro Trápani, quien legalizó su posesión en 1828; tras varios litigios y transacciones, el extenso predio se convirtió a fines del siglo XIX en la estancia de la familia Martínez de Hoz, dirigente principal de la SRA. Trápani, montevideano emigrado, fue un impulsor de la “Cruzada Libertadora” oriental en 1825 y luego, debido a su estrecha amistad con Juan Antonio Lavalleja, convenció a éste de aceptar la gestión del barón irlandés John Ponsonby (por cuenta de la cancillería británica) para hacer de la Provincia Oriental un estado independiente.

4. Sin descartar la posibilidad de que en otra porción de cuenca estén interdigitadas. (*N. de los A.*)

tener el mismo significado cronoestratigráfico que en otras, como lo suelen indicar los fósiles hallados de uno y otro lado de ellas. Por otra parte, hay lugares donde se observan discontinuidades erosivas entre una y otra unidad, lo que se refleja también en hiatos cronoestratigráficos deducidos del registro paleontológico.

Teniendo en cuenta el conjunto de mamíferos fósiles presentes en ambas formaciones y los fósiles removidos que pueden provenir de cualquiera de ellas, está representado un lapso que abarca, sin interrupciones importantes, desde el Mioceno Tardío hasta el Pleistoceno Medio, lo que va en favor de la idea de un pasaje gradacional. Por otro lado, atendiendo a que el Miembro San Pedro de la Formación Camacho refleja hacia el SE condiciones depositacionales de tipo parálico, resulta lógica su asociación y pasaje transicional a los sedimentos claramente fluviales que representan la mayor parte de la Formación Raigón.

Desde el punto de vista paleoambiental, como se expresara en las secciones anteriores, la Formación Camacho contiene predominantemente fauna marina, pero también continental. Particularmente en la parte alta del Miembro San Pedro (afloramientos del departamento de San José), además de los abundantes vertebrados terrestres, posee especies dulceacuícolas o que soportan importantes fluctuaciones de salinidad. Esta última aseveración puede hacerse extensiva a la suprayacente Formación Raigón, lo que demuestra que por lo menos algunas de sus facies, las asociadas con la Formación Camacho pueden representar ámbitos de baja salinidad o de mezcla de aguas.

BIOGEOGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA DEL NEÓGENO

El “mar entrerriense” penetró relativamente poco en territorio uruguayo, estando controlado fundamentalmente por altos topográficos. Sin embargo, abarcó gran parte del territorio argentino, llegándose a diferenciar dos antiguas provincias malacológicas de aguas cálidas, con cierto gradiente térmico latitudinal. Nuestro territorio estaba incluido en la Provincia Paranaiana (Martínez & del Río 2002a,b) de características subtropicales (Fig. 9).

Por otra parte, la comentada similitud global de la fauna de mamíferos proveniente de sedimentitas neógenas de Uruguay con el “Piso Mesopotamiense”, ya observada por Kraglievich (1932), puede tener connotaciones paleozoogeográficas interesantes, relacionadas con el desarrollo de un paleodominio particular en la Cuenca Paraná (Zetti 1972; Cione *et al.* 2000).

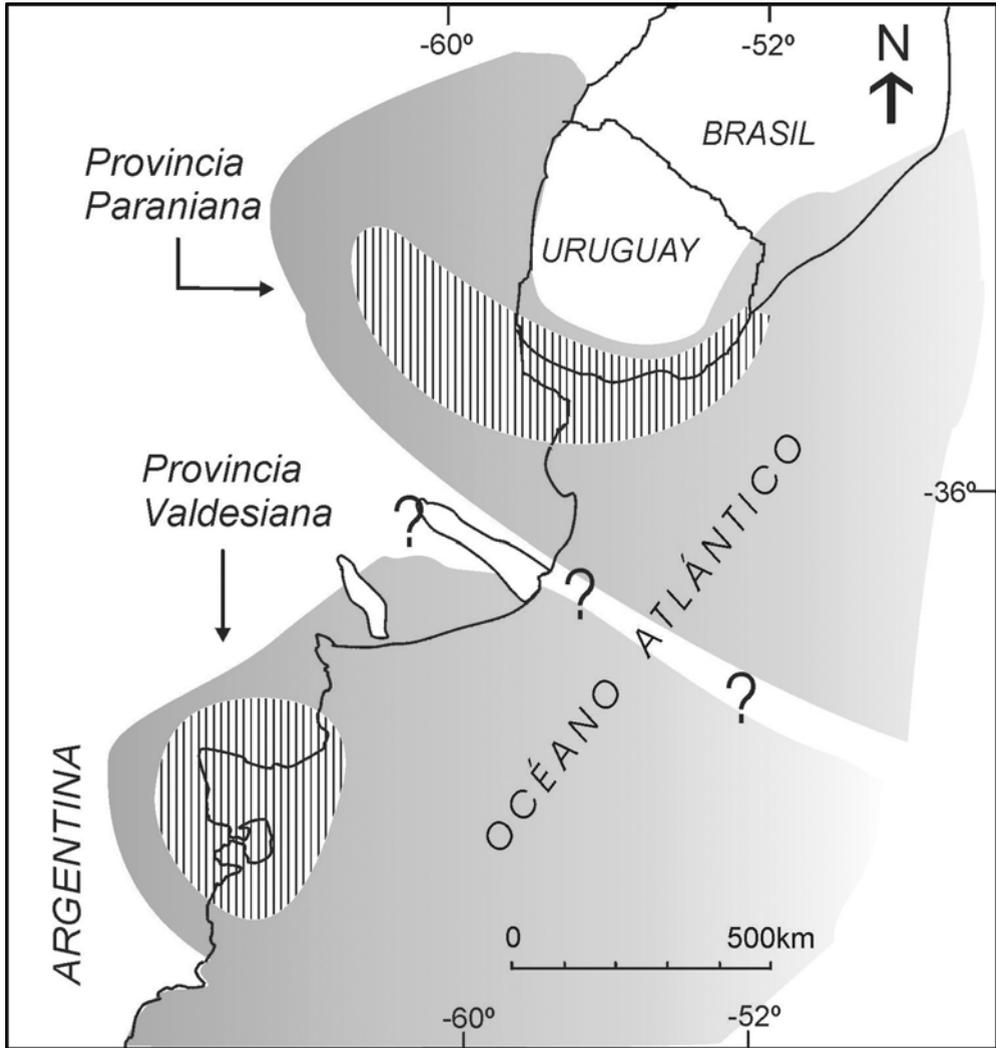


Figura 9 – *Provincias malacológicas del Atlántico Sudoccidental.* Corresponden al Mioceno Tardío. Rayado: extensión corroborada en el campo. Gris: extensión hipotética. Tomado de Martínez & del Río (2002b).

Parece haber existido durante el Neógeno una clara diferenciación biogeográfica entre las áreas pampeana y del noroeste argentino por un lado y de la Mesopotamia por el otro, esta última más estrechamente vinculada a las áreas de Uruguay y de Acre en Brasil (Cione *et al.* 2000). Esto puede estar relacionado a la presencia del brazo de mar que abarcó la Mesopotamia y cuya extensión allende esta área es motivo de controversia (Räsänen *et al.* 1995). Este puede haber actuado como barrera en estrecha relación con co-

rededores zoogeográficos terrestres durante buena parte del Mioceno, lo que quizás sea la causa de la similitud global de la mastofauna de la Formación Camacho con otras más norteñas, en particular la señalada para la Formación Solimões en Acre (Rancy *et al.* 1989; Latrubesse *et al.* 1997).

Bibliografía

- Bossi J, Ferrando LA, Fernandez AN, Elizalde G, Morales H, Ledesma JJ, Carballo E, Medina E, Ford I & Montaña JR (1975): *Carta geológica del Uruguay. Escala 1:1.000.000*. 32pp. Dir. Suelos y Fertilizantes, M.A.P., Montevideo.
- Bossi JC & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. 970 pp. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo.
- Cabrera A (1939): *Sobre vertebrados fósiles del Plioceno de Adolfo Alsina*. Revista del Museo de La Plata 2(6): 3-35.
- Calcaterra A (1977): *El género Lestodon (Edentata-Mylodontidae). Estudio preliminar*. Comunicaciones Paleontológicas del Museo Municipal Real de San Carlos 1(1): 1-30.
- Caorsi JH & Goñi JC (1958): *Geología uruguaya*. Boletín del Instituto Geológico de Uruguay 37: 1-73.
- Castellanos A (1948): *Sedimentos Neógenos del SW del Uruguay (Nota Preliminar)*. Publicaciones de la Facultad de Ciencias Matemáticas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional del Litoral (Serie Técnica y Científica) 34 : 1-35. Rosario, Argentina.
- Cione AL & Tonni EP (1995): *Chronostratigraphy and "Land-Mammal Ages" in the Cenozoic of Southern South America: principles, practices, and the "Uquian" problem*. Journal of Paleontology 69(1): 135-159.
- Cione AL, Azpelicueta MM, Bond M, Carlini AA, Casciotta JR, Cozzuol MA, de la Fuente M, Gasparini Z, Goin FJ, Noriega J, Scillato-Yané GJ, Soibelzon L, Tonni EP, Verzi D & Vucetich MG (2000): *Miocene vertebrates from Entre Ríos province, eastern Argentina*, pp. 191-237 de: Aceñolaza FG & Herbst R (eds.) *El Neógeno de Argentina*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 14, Tucumán, Argentina.
- Darwin C (1839): *Narrative of the surveying voyages of His Majesty's ships Adventure and Beagle, between the years 1826 and 1836, v.3: Journal and remarks 1832-1836*, XIV + 1-615 pp. Colborn, London.
- de Santa Ana H & Ucha N (1994): *Exploration perspectives and hydrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basin*. División Investigación y Desarrollo, ANCAP. Montevideo. Informe interno, 98 pp.
- de Santa Ana H, Veroslavsky G, Martínez S, Perea D & Ubilla M. (1988): *Estudio estratigráfico preliminar de la secuencia Mio-Pliocena del SW del Uruguay*. Actas del VI Panel Geología del Litoral y I Reunión Geol. Uruguay: 62-67. Salto, Uruguay.
- del Río CJ & Martínez S (1998): *El Mioceno marino en la Argentina y en el Uruguay*. In C.J. del Río (ed.): *Moluscos marinos Miocenos de la Argentina y del Uruguay*: Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de Buenos Aires, 15: 5-25.
- Dias JL, Sad ARE, Fontana RL & Feijóp FJ (1994): *Bacia de Pelotas*. Boletín de Geociencias, PETROBRAS, 8: 235-245.

- Flynn JJ & Swisher CC (1995): *Cenozoic South American land mammal ages: correlation to global geochronologies*. Society for Sedimentary Geology Special Publication 54: 317-333.
- Francis JC & Mones Á (1965): *Contribución a la Geología y Paleontología de las Barrancas de San Gregorio, Departamento de San José, República Oriental del Uruguay*. Kraglieviana 1(2): 55-85.
- Francis JC & Mones Á (1966a): *Artigasias magna* n.g. n. sp. (*Eumegamyinae*), un roedor gigantesco de la época Pliocena superior de las Barrancas de San Gregorio, departamento de San José, República Oriental del Uruguay. Kraglieviana 1(3): 89-100.
- Francis JC & Mones Á (1966b): *Las Vizcachas (Lagostomus (Lagostomopsis) euplasius (Amegh.) de la Formación Maldonado, Departamento de Maldonado, República Oriental del Uruguay*. Kraglieviana 1 (3): 101-110.
- Frailey CD (1986): *Late Miocene and Holocene mammals, exclusive of the Notoungulata, of the Rio Acre Region, Western Amazonia*. Contributions in Science 374:1-46.
- Goñi JC & Hoffstetter R (1964): *Uruguay*. Lexique Stratigraphique International, 5 Amérique Latine, 9a.- 1-202 pp. (CNRS), Paris.
- Goso H & JC Bossi (1966): *Cenozoico*, pp. 259-305, de Bossi JC: *Geología del Uruguay*. Universidad de la República, Montevideo.
- Kraglievich L (1932): *Nuevos apuntes para la geología y paleontología uruguayas*. Anales del Museo de Historia Natural de Montevideo (2) 3: 257-321. Montevideo.
- Langguth A & Langguth V (1975): *Sobre un proterotérido de las Barrancas de San Gregorio, Uruguay*. Actas I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 2: 529-537, Tucumán.
- Latrubesse EM, Bocquentin J, Santos JCR & Ramonel CG (1997): *Paleoenvironmental Model for the Late Cenozoic of Southwestern Amazonia: Paleontology and Geology*. Acta Amazonica 27(2): 103-118.
- Marshall LG & Cifelli R (1991): *Analysis of changing diversity patterns in cenozoic Land Mammal Age Faunas, South America*. Palaeovertebrata 19(4): 169-210. Montpellier.
- Martínez S (1994): *Bioestratigrafía (invertebrados) de la Formación Camacho (Mioceno, Uruguay)*. Tesis Ph.D. 346 pp. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Argentina.
- Martínez S & del Río CJ (2002a): *Late Miocene molluscs from the Southwestern Atlantic Ocean (Argentina and Uruguay): A palaeobiogeographic analysis*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 188 (3-4): 167-187.
- Martínez S & del Río CJ (2002b): *Las provincias malacológicas miocenas y recientes del Atlántico Sudoccidental*. Anales de Biología 24: 121-130. Murcia, España.
- McDonald HG & Perea D (2002): *The large Scelidothera Catonyx tarijensis (Xenarthra, Mylodontidae) from the Pleistocene of Uruguay*. Journal of Vertebrate Paleontology 22 (3): 677- 683.
- Mones Á (1967): *Notas paleontológicas uruguayas, 1. Trigodon Amegh., 1882 (Toxodonta, Notoungulata) en la fauna pliocena superior de las barrancas de San Gregorio, Departamento de San José, Uruguay*. Comunicaciones Zoológicas del Museo de Historia Natural de Montevideo 9 (117): 1-4.
- Mones Á (1970): *Notas paleontológicas uruguayas, 2. Un nuevo Pseudoplohophorus Castellanos, 1926 (Hoplophorinae, Edentata) de la R. O. del Uruguay. Pseudoplohophorus francisi* n. sp., Comunicaciones Paleontológicas del Museo Nacional de Historia Natural de Montevideo 1 (1): 1-9.
- Mones Á (1976): *Notas paleontológicas uruguayas, III. Vertebrados fósiles nuevos o poco conocidos (Chondrichthyes, Osteichthyes, Amphibia, Mammalia)*. Ameghiniana 12 (4): 343-349.

- Mones Á (1988): *Notas paleontológicas uruguayas, IV. Nuevos registros de mamíferos fósiles de la Formación San José (Plioceno-¿Pleistoceno inferior? = (Mammalia: Xenarthra; Artiodactyla; Rodentia)*. Comunicaciones Paleontológicas del Museo Nacional de Historia Natural de Montevideo 1 (2): 255-277.
- Mones Á & Castiglioni LR (1979): *Additions to the knowledge on fossil Rodents of Uruguay (Mammalia: Rodentia)*. Paläontologische Zeitschrift 53 (1/2): 77-87.
- Ojeda HAO (1982): *Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 66: 732-749.
- Ortiz M (2002): *Estudio sobre el Miembro San Bautista de la Formación Raigón*. II Jornadas Uruguayas del Cenozoico: 69-74.
- Pascual R & Bondesio P (1982): *Un roedor Cardiatheriinae (Hydrochoeridae) de la Edad Huayqueriense (Mioceno Tardío) de la Pampa. Sumario de los ambientes terrestres en la Argentina durante el Mioceno*. Ameghiniana 19 (1-2): 19-35.
- Pascual R & Bondesio P (1985): *Mamíferos terrestres del Mioceno Medio-Tardío de las cuencas de los Ríos Colorado y Negro (Argentina): evolución ambiental*. Ameghiniana 22 (1-2) 133-145.
- Pascual R, Ortega Hinojosa EJ, Gondar D & Tonni E (1965): *Las Edades del Cenozoico mamífero de la Argentina con especial atención a aquellas del territorio bonaerense*. Anales de la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires 6: 165-193.
- Perea D (1989): *Dos Nothrotheriinae (Tardigrada, Megatheriidae) del Mio-Plioceno de Uruguay*. Ameghiniana 25(4): 381-388.
- Perea D (1998): *Xenarthra fósiles del Uruguay: distribución estratigráfica, caracterización estratigráfica y sistemática de algunos Tardigrada*. Tesis de Doctorado, PEDECIBA, 107 pp. Inédita.
- Perea D (en prensa): *Pseudoplohophorus absolutus n. sp. (Xenarthra, Glyptodontidae), variabilidad en Hoplophorinae y redefinición de una biozona del Mioceno Superior de Uruguay*. Ameghiniana.
- Perea D & López F (1999): *Los primeros asados: antiguos cazadores de grandes bestias*. Posdata 265: 70-72. Montevideo.
- Perea D & Scillato-Yané GJ (1990): *Ranculcus Amegh. (Xenarthra, Mylodontidae) en el Mio-Plioceno del Uruguay*. Actas del I Congreso Uruguayo de Geología 2: 1-4, fig.1. Montevideo.
- Perea D & Scillato-Yané GJ (1995): *Proeuphractus limpidus Ameghino, 1886 (Xenarthra, Dasypodidae, Euphractini): Osteología comparada del cráneo y elementos de la coraza asociados (Neógeno del Uruguay)*. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica) 90 (1-4): 125-130.
- Perea D, Ubilla M, Martínez S, Piñeiro G & Verde M (1994): *La Edad-Mamífero Huayqueriense (Mioceno Superior) en el Uruguay*. Acta Geologica Leopoldensia 17 (33/1): 375-389.
- Perea D, Ubilla M & Piñeiro G (1996): *First fossil record (Late Miocene) of Phrynos (P. geoffroanus complex; Chelidae) from Uruguay; biostratigraphical and paleoenvironmental context*. Copeia 2: 445-451.
- Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000*. 1-90. DINAMIGE, Montevideo.
- Rancy A, Villanueva JB, Souza Filho JP, Santos JCR & Negri FR (1989): *Lista preliminar da fauna de vertebrados do Neogeno da região oriental do Estado do Acre, Brasil (material depositado em Rio Branco)*. Ameghiniana 26 (3-4): 249.
- Räsänen ME, Linna AM, Santos JCR & Negri FR (1995): *Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin*. Science 269: 386-390.

- Rusconi C (1934): *Observaciones geológicas y nuevos restos de mamíferos fósiles del Uruguay*. Anales del Museo de Historia Natural de Montevideo 2ª serie, tomo IV, N° 6, pp. 1-12, 3 figs., Montevideo.
- Scasso RA, McArthur JM, del Río CJ, Martínez S & Thirlwall MF (2001): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Late Miocene age of fossil molluscs in the "Entrerriense" of the Valdés Peninsula (Chubut, Argentina). Journal of South American Earth Sciences 14 : 319-327.
- Scott WB (1937): *A history of the land mammals in the Western Hemisphere*. The MacMillan Company, New York, ed. 2, pp. 1- 786.
- Serra N (1943): *Memoria explicativa del mapa geológico del Departamento de Colonia*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 30: 1-50.
- Spoturno J, de Santa Ana H, Goso C & de Souza S (1993): *Análise faciológica e paleogeográfica da seqüência mio-pliocênica do setor ocidental da bacia de Santa Lucía (Uruguai)*. Boletim de Resumos e Programa do V Simpósio sul-brasileiro de Geologia: 33-34. Curitiba.
- Sprechmann P, Ferrando LA & Martínez S (2000): *Estado actual de los conocimientos sobre la Formación Camacho (Mioceno Medio?–Superior?, Uruguay)*, en: *El Neógeno de Argentina*. ISUGEO, Serie Correlación Geológica 14: 67-75. Tucumán.
- Stoakes FA, Campbell CV, Cass R & Ucha N (1991): *Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este Basin, offshore Uruguay, South America*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 75 (2): 219-240.
- Ubilla M & Perea D (1999): *Quaternary Vertebrates of Uruguay: a biostratigraphic, biogeographic and climatic overview*. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 12: 75-90, 3 fig.
- Verde M & Perea D (1992): *Mamíferos "Mesopotamienses" (Xenarthra, Litopterna y Cetacea) (Mioceno Superior) de la Bahía de Colonia, Uruguay*. Boletín de la Sociedad Zoológica del Uruguay (2ª Época) 7: 31-32.
- Zetti J (1972): *Los mamíferos fósiles de edad Huayqueriense (Plioceno Medio) de la Región Pampeana*. Tesis Universidad Nacional de La Plata, 86 pp. Inédito

ICNOFÓSILES DEL TERCIARIO DE URUGUAY

Mariano Verde

LA ICNOLOGÍA ES UNA DISCIPLINA INTERMEDIA ENTRE LA BIOLOGÍA y la geología. Estudia los rastros de actividad vital dejados por organismos en diferentes tipos de sustratos en el pasado geológico y en la actualidad. En su faceta biológica se conjugan los aspectos etológicos, ecológicos y sistemáticos, mientras que la geológica contribuye principalmente con el análisis sedimentológico. El objeto de estudio de la icnología son las “trazas”, cuando los rastros de actividad son producidos por organismos actuales y podría utilizarse en este caso el término neoicnología; en contrapartida, cuando los rastros de actividad son hallados en el registro geológico se les denomina “trazas fósiles” o más correctamente icnofósiles y en este caso puede hablarse de paleoicnología.¹

Los icnofósiles pueden entonces ser definidos como los rastros de actividad vital dejados por un organismo en diversos tipos de sustrato, sin involucrar sus fósiles de cuerpo, es decir, excluyendo huesos, dientes, conchillas, moldes, etc. Así, entre los ejemplos más conocidos de icnofósiles podrían incluirse huellas, galerías y perforaciones. Aunque es claro que moldes, impresiones o marcas de rodamiento de restos orgánicos no son icnofósiles, pues no se formaron de manera activa por parte de un ser vivo, no existe un consenso total en cuanto a los límites netos del espectro que ocupan los icnofósiles. En esta zona difusa de la icnología pueden enumerarse diversos “objetos icnológicos” de *status* discutido.²

1. La mayoría de estas palabras tiene etimología griega: *ihnos* = huella; *logos* = estudio o tratado; *bios* = vida; *gaia* = tierra; *ethos* = hábito (o carácter moral); *oikos* = casa o habitación; *sustema* = conjunto organizado; *neos* = nuevo; *palaios* = antiguo. Es latina *fossilis* = desenterrado (de *fodere* = excavar).
2. Los coprolitos, cololitos, regurgitalitos, gastrolitos, estromatolitos, incluso las cáscaras de huevo de reptiles y aves, y los tubos segregados por ciertos invertebrados son objeto de discusión por parte de los icnólogos, acerca de si deben ser considerados o no icnofósiles. (*N. del A.*)

Los estudios paleoicnológicos en Uruguay

Tienen una historia de más de 60 años, pero fue en la década de 1990 que esta disciplina experimentó un marcado desarrollo en el país. Nuestro pionero de la icnología fue Francisco Lucas Roselli con su trabajo sobre nidos fósiles de insectos publicado en 1939, contribución que marcó un hito en la historia de la disciplina (Genise & Bown 1995).³ Otro protagonista temprano en nuestra icnología fue Joaquín Frenguelli, quien también publicó algunos trabajos sobre nidos fósiles de insectos del Terciario (1938a,b; 1946).⁴ Luego hay un vacío de varias décadas hasta 1987, cuando Roselli publica su segundo trabajo sobre nidos fósiles de insectos terciarios.

La década de 1990 se muestra más prolífica, ya con un enfoque moderno de la icnología que continúa hasta nuestros días, lo cual se observa en los trabajos sobre nidos fósiles de insectos en paleosuelos terciarios (entre otros: Genise & Hazeldine 1998a,b; Genise & Laza 1998; Genise & Verde 2000; Genise *et al.* 2000). En contrapartida, a mediados, finales, y aún después de esta década, los estudios de icnofósiles de unidades marinas no muestran una presencia tan marcada, aunque comienza a vislumbrarse su desarrollo en contribuciones más recientes (*e.g.* Sprechmann *et al.* 1994, 1998; Verde 2000, 2001, 2002; Verde & Martínez, en prensa; Verde & Piñeiro 1994).

-
3. Francisco Lucas Roselli (1902-1987), de profesión herrero, autodidacta, se interesó por variados aspectos de historia natural, en especial la paleontología. Su labor se destaca por haber sido el primero en nuestra región en utilizar nomenclatura binomial para trazas fósiles de insectos, tratándolas separadamente de sus constructores. Fue criticado duramente por J. Frenguelli (1946) debido a esta práctica, la cual con el tiempo probó ser la correcta. Con su colección fundó en 1984 en la ciudad Nueva Palmira (departamento de Colonia) el museo municipal que hoy lleva su nombre. (*N. del A.*)
 4. Joaquín Frenguelli, nacido en Italia en 1883, se recibió de médico en la Universidad de Roma, llegando en 1911 a la ciudad de Santa Fe donde ejerció durante algunos años su profesión. Pero luego desarrolló en Argentina una amplísima obra en geología y paleontología, que en parte refiere también a Uruguay. Sus primeros trabajos, sobre geología de la mesopotamia argentina (principalmente Entre Ríos) fueron publicados entre 1918 y 1920. A partir de ahí, desarrolló una importante y vasta obra en geología, paleobotánica y paleontología, con 275 artículos científicos. Trabajó como docente e investigador en Santa Fe y Córdoba hasta ingresar en 1934 al Museo de La Plata, llegando a ser Director de la División de Paleobotánica; de aquí fue luego expulsado por razones políticas. En 1940, Frenguelli dio a conocer al mundo la importancia paleontológica de la región de Ischigualasto (en la provincia de San Juan). Fue el primero en reconocer que un grupo de unglados sudamericanos persistió hasta el Cuaternario, idea que fue sepultada por los grandes especialistas del mundo. Dejó una importante obra científica que, aún en la actualidad, es consulta obligada por paleobotánicos y palinólogos. Murió en 1958. Lleva su nombre la biblioteca del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" de Santa Fe. (*N. de los E.*)

ASPECTOS BÁSICOS EN ICNOLOGÍA

La relación icnofósil – fósil de cuerpo

El análisis de los icnofósiles en ciertos contextos llega a ser totalmente independiente del registro de fósiles de cuerpo por diferentes razones. Existen algunos principios icnológicos básicos (Bromley 1990, 1996): uno de ellos postula que un mismo organismo puede hacer diferentes tipos de trazas dependiendo de su comportamiento; su contraparte dice que diferentes organismos pueden realizar trazas similares si su comportamiento es el mismo. Otro de los principios icnológicos plantea que generalmente el organismo autor de un icnofósil no se preservará, al menos asociado a su traza fósil, dado que numerosos grupos de organismos arquitectos poseen esqueletos diminutos y poco mineralizados o carecen completamente de ellos.

De hecho los icnofósiles ocurren frecuentemente en rocas carentes de fósiles de cuerpo. Un ejemplo muy claro son los paleosuelos, en los cuales es improbable encontrar restos de organismos habitantes del suelo por ser un ambiente tafonómicamente muy agresivo, pero sí son comunes y abundantes los icnofósiles en este tipo de rocas.

Por lo antedicho, es necesario no “atar” las trazas fósiles a un determinado grupo de organismos, lo cual permitirá trabajar sin prejuicios acerca de su posible autor. No obstante existen situaciones en las que una morfología particular del icnofósil provee de un cierto nivel de confianza en la identificación del organismo responsable.

En el caso de desconocer el organismo arquitecto, se puede de todas formas extraer el componente etológico del icnofósil, lo que permitió a Adolf Seilacher construir una clasificación que se ha consolidado y es de uso común en icnología. En ella se agrupan las trazas fósiles en categorías de acuerdo al comportamiento principal (en algunos más de una actividad está involucrada, *e.g.* desplazamiento y alimentación) inferido a partir de la morfología del icnofósil. Algunas de estas categorías son: *Domichnia* (trazas de vivienda), *Repichnia* (de desplazamiento), *Cubichnia* (de descanso), *Pascichnia* (pastoreo en dos dimensiones), y *Fodinichnia* (alimentación tridimensional dentro del sustrato).⁵ Otras categorías etológicas fueron propues-

5. Los trabajos de Seilacher, geólogo y paleontólogo alemán, en la década de 1950 (a partir de *Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie* en el *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 1953) innovaron en icnología de invertebrados, introdujeron el con-

tas subsecuentemente, y pueden consultarse en textos recientes (Bromley 1990, 1996; Buatois *et al.* 2002).

Iconotafonomía

A pesar de que las trazas (futuro icnofósil) producidas por un organismo están sometidas a las mismas leyes físico-químicas que un resto orgánico (futuro fósil de cuerpo), responderán de forma diferente ante algunos procesos tafonómicos. La mayoría de las trazas (aquellas producidas en sustratos blandos) no serán transportadas, sino destruidas total o parcialmente, dependiendo del nivel de energía del medio y grado de erosión del sustrato. Si la traza se preserva estará en su posición de emplazamiento. El icnofósil resultante será siempre autóctono en el sentido más estricto, por lo que su potencial como indicador paleoambiental es muy bueno. Otros materiales como los excrementos (futuros coprolitos), perforaciones sobre restos esqueléticos y otros tipos de trazas pueden sufrir transporte sin un deterioro notable. Un gran número de trazas se originan dentro del sustrato, lo que les confiere una cierta invulnerabilidad a los procesos que ocurren en la interfase agua-sustrato o aire-sustrato. Asimismo, una traza fósil se verá afectada de diferente forma por otro agente tafonómico: la bioturbación, es decir la acción de otros organismos formadores de trazas. Este proceso que en general no es destructivo para la mayoría de los fósiles de cuerpo, sí lo es para una traza emplazada en sustrato blando si se ubica cerca de la superficie del sustrato.

En el caso de un resto orgánico si bien los procesos diagenéticos pueden favorecer su fosilización, frecuentemente son destructivos (*e.g.* disolución). Pero una traza responderá de diferente manera por el mero hecho de estar formada por sedimentos. Así, el movimiento de fluidos a través de los poros de una roca no la afectará, pudiendo incluso resaltar sus límites y revelar su presencia en una litología homogénea. Prueba de ello es el frecuente hallazgo de icnofósiles en estratos de areniscas en donde los fósiles de cuerpo están ausentes.

Los icnofósiles: una valiosa herramienta para el geólogo

Como fue señalado, los icnofósiles son utilizados para la estimación de parámetros paleoambientales (batimetría, nivel de energía, oxigenación, consistencia del sustrato, aporte de nutrientes, etc.), lo que llevó al estable-

cepto de icnofacies, e iniciaron los métodos de clasificación por conducta (etológicos) y por preservación de las trazas fósiles.

cimiento del concepto de icnofacies (Seilacher 1964). Éste se basa en asociaciones ideales o “esperadas” de icnofósiles recurrentes en espacio y tiempo, siempre y cuando las condiciones paleoambientales hayan sido similares. Su uso como fósiles de facies⁶ está más ampliamente difundido en el análisis de depósitos marinos, dado que existe una mayor tradición en el estudio icnológico en rocas sedimentarias de este tipo. Actualmente, con el incremento del conocimiento icnológico global de los ambientes continentales, esta situación comienza a revertirse, habiéndose establecido ya algunos patrones icnofaciales de igual robustez a los de ambientes marinos (Buatois & Mángano 1996; Genise *et al.* 2000).

Como complemento al estudio paleoambiental, los icnofósiles proveen información paleoecológica. Esto se basa en la idea de que organismos (no necesariamente de la misma especie) viviendo en ambientes parecidos, bajo condiciones similares y ante un mismo problema, adoptarán estrategias etológicas semejantes para sobrevivir. Esto resultará en icnofósiles de morfología también semejante, lo que implica una recurrencia en las asociaciones icnológicas.

CONTENIDO ICNOLÓGICO DE LAS UNIDADES TERCIARIAS

A continuación se recopila y sintetiza el registro de los icnofósiles de edad Terciario de Uruguay, tratándolos por unidades estratigráficas. Su documentación se encuentra dispersa en diversas publicaciones y contribuciones cortas, y en algunos casos proviene de información inédita. Los aspectos geológicos de detalle de las unidades tratadas aquí, se encuentran en otros capítulos de este volumen.

Icnofósiles en depósitos continentales

La Unidad Edafoestratigráfica Geosuelo del Palacio (GP) y la Unidad Quimioestratigráfica Queguay (UQQ) definidas por Goso (1999) y Goso & Perea (2003), se superponen al cuerpo rocoso de varias unidades litoestratigráficas a modo de palimpsesto,⁷ aunque es sobre la Formación Asencio y las “Calizas del Queguay” donde se encuentran los icnofósiles aquí tratados.

6. Fósil de facies: aquellos que indican determinadas condiciones paleoambientales. (*N. del A.*)

7. Palimpsesto (del latín *palimpsestus*, y éste del griego *παλιμψηστος*): manuscrito antiguo que conserva huellas de una escritura anterior borrada artificialmente, o tablilla antigua en la que se podía borrar lo escrito para volver a escribir (diccionario de la Real Academia Española, 2001). (*N. del A.*)

Las asociaciones icnológicas terciarias de estas unidades se componen de nidos fósiles de insectos, principalmente coleópteros y abejas (Figs. 1 y 2, Lámina XII), que provienen de las secciones correspondientes a la Unidad Edafoestratigráfica Geosuelo del Palacio (Miembro Palacio de la Formación Asencio en la literatura precedente a Goso & Perea 2003) y a la Unidad Quimioestratigráfica Queguay (“Calizas del Queguay”).

Iconógeno	Morfología	Tipo de estructura	Constructor	Unidad
<i>Coprinisphaera</i>	Cámaras esféricas-subesféricas con pared construida, pudiendo tener un orificio de salida. Relleno activo o pasivo.	Masas de cría	Coleópteros (Scarabaeinae)	G.P.
<i>Fontanai</i>	Cámaras esféricas con pared construida y un orificio de salida rodeado por un cuello.	Masas de cría	¿?	G.P.
<i>Monesichnus</i>	Cámaras fusiformes a ovoides con pared construida. Relleno activo meniscado.	Masas de cría	Coleópteros (Scarabaeinae)	G.P.
<i>Teisseirei</i>	Cámaras con antecámara y pared construida, en forma de cilindro achatado.	Cámaras pupales	Coleópteros	G.P.
<i>Rebuffoichnus</i>	Cámaras ovoides a subcilíndricas con pared construida.	Cámaras pupales	Coleópteros (Curculionidae, Scarabaeidae, o Tenebrionidae).	G.P.

Figura 1 – *Iconofósiles de paleosuelos de unidades terciarias de Uruguay.*
G.P.: *Geosuelo del Palacio.*

El GP y la UQQ representan eventos no depositacionales, registrando las condiciones ambientales dominantes en un determinado lapso durante el cual la sedimentación de edad terciaria fue mínima o nula (Veroslavsky & Martínez 1996, *vide* Capítulo III), aunque la distribución de los iconofósiles no es del todo coherente con esta situación, véase más adelante. Puede tratárselas entonces como fenómenos diagenéticos de gran escala que afectaron las partes expuestas de diversas unidades aflorantes durante el Terciario temprano.

Icnogénero	Morfología	Tipo de estructura	Constructor	Unidad
<i>Aff. Krausichnus</i>	Cámaras achata- das con piso y te- cho planos, apila- das y conectadas por pequeños pa- sajes	Termitero	Termitas	G.P.
<i>Celliforma</i>	Celdillas únicas revestidas, sin an- tecámaras y con opérculo en espi- ral	Estructura de nidificación	Abejas	G.P.; U.Q.Q.; Fm. Fray Ben- tos
<i>Corimbatichnus</i>	Clusters de celdi- llas excavadas en terrones irregula- res, sin antecáma- ras ni pared cons- truida, con abertu- ras en la superficie convexa del clus- ter	Estructura de nidificación	Abejas	G.P.
<i>Ellipsoideichnus</i>	Excavación heli- coidal, cada vuelta con dos celdillas con aberturas opuestas	Estructura de nidificación	Abejas	G.P.
<i>Palmiraichnus</i>	Celdillas con an- tecámara y pared gruesa	Estructura de nidificación	Abejas	G.P.
<i>Rosellichnus</i>	Clusters de celdi- llas con la cara donde se ubican las entradas plana	Estructura de nidificación	Abejas	U.Q.Q.
<i>Uruguay</i>	Clusters de celdi- llas con la cara donde se ubican las entradas cón- cava	Estructura de nidificación	Abejas	G.P.
“Nidos de Agapos- temonini”	Celdillas parale- las, con abertura hacia un túnel ver- tical	Estructura de nidificación	Abejas	U.Q.Q.
“Capullos” (“co- coons”)	Cuerpos ovoides sin aberturas.	Cámaras pupa- les	Avispas y otros	U.Q.Q.; Fm. Fray Bentos

Figura 2 – Icnofósiles de paleosuelos de unidades terciarias de Uruguay.
G.P.: Geosuelo del Palacio. U.Q.Q.: Unidad Quimioestratigráfica Queguay.

Cabe aclarar que Goso & Perea (2003) definieron al GP como las corazas ferruginosas, pero los fenómenos de ferrificación van más allá de estos niveles, alcanzando incluso los niveles de areniscas nodulares. Por este motivo se hace extensivo aquí el concepto de GP a los niveles nodulares ferrificados, ya que claramente corresponden a paleosuelos por sus características paleopedológicas y por sus asociaciones de icnofósiles.

Etológicamente, estos icnofósiles de insectos representan en su mayoría el comportamiento reproductor de los coleópteros y abejas que construían sus nidos con el propósito de albergar la puesta y una provisión de alimentos para los juveniles. A estas estructuras realizadas con fines reproductivos se las agrupa en la categoría etológica denominada Calichnia, acuñada por Genise & Bown (1994).

Geosuelo del Palacio (Miembro del Palacio, Formación Asencio)

El Geosuelo del Palacio corresponde a los paleosuelos del tipo ultisoles (González 1999), de edad terciaria (Veroslavsky & Martínez 1996). En estos paleosuelos es frecuente hallar asociaciones de nidos fósiles de coleópteros y abejas (Lámina XII A-F), siendo de las más diversas y con mayor abundancia en el mundo (Genise & Bown 1995, 1996).⁸ En menor cantidad es posible encontrar también termiteros fósiles similares a *Krausichnus*. Veroslavsky & Martínez (1996) señalaron que los nidos fósiles se encuentran solamente en la parte superior de las corazas del GP; pero observaciones realizadas por González *et al.* (1998) y por el autor de este capítulo, confirman que dichos icnofósiles son recurrentes en gran parte del GP (tal como se lo considera aquí), tanto en las corazas como los niveles nodulares. Dada la distribución de los icnofósiles en casi la totalidad de la sección del GP, asumiendo que ellos son contemporáneos con los procesos de ferrificación, y que la edad de estos icnofósiles sería terciaria (Genise *et al.* 2002; Genise, en prensa), cabe entonces la posibilidad de que haya ocurrido sedimentación durante el Terciario, en contra de lo postulado por otros autores (Veroslavsky & Martínez 1996).

8. La primera referencia sobre la existencia de nidos fósiles de himenópteros en las areniscas ferrificadas, la formuló el médico español Serafín Rivas, que hacia finales del siglo XIX ejerció su profesión en la ciudad de Mercedes. Rivas identificó esas extrañas formas que aparecían asociadas a las areniscas ferrificadas, como fósiles originados por insectos. En un artículo suyo publicado el 18 de febrero de 1884 en los *Anales del Ateneo*, bajo el título *Nociones sobre el Departamento de Soriano* y en referencia a la controvertida génesis de la Gruta del Palacio, dice “*que esta arcilla sufrió hundimiento o, cuando menos, fue inundada y tapada por un banco de arena ferrugínea; que tras este período volvió a servir de suelo de roca roja, en donde los himenópteros nidificaron*”.

Los nidos fósiles de insectos son una excepción dentro de los icnofósiles, ya que frecuentemente es posible asignarlos a algún productor con un alto grado de confianza (Genise 1998). Esto se debe a que a menudo poseen una estructura compleja que permite la identificación del autor por comparación con los nidos de insectos actuales. Los materiales provenientes del GP no escapan a esta regla, salvo cuando no existe una contraparte actual.

Las asociaciones icnológicas del GP se identifican con la Icnofacies de *Coprinisphaera* (Genise *et al.* 2000). De esta forma se infieren hábitats de tipo praderas (González *et al.* 1998) o sabanas con pastizales y escasa vegetación arbórea. El grado relativo de humedad y temperatura dentro de esta icnofacies es variable. Las asociaciones que poseen una marcada presencia de termiteros corresponden a climas cálidos y húmedos, mientras que las dominadas por nidos de himenópteros se habrían desarrollado bajo climas templados y relativamente más secos (Genise *et al.* 2000). En este segundo caso están comprendidas las asociaciones del GP, siempre en términos relativos.

Unidad Quimioestratigráfica Queguay *(“Calizas del Queguay”)*

Los paleosuelos calcáreos (UQQ) formados durante el Paleoceno y sus icnofósiles son conocidos desde larga data y fueron objeto de estudio por parte de varios autores (Frenguelli 1938a,b; Martínez *et al.* 1997, 2001; Veroslavsky & Martínez 1996).

Las asociaciones icnológicas de esta unidad están constituidas por nidos fósiles de insectos (Fig. 2; Lámina XII, G-H) y se distribuyen en la zona litoral oeste y la zona sur del país (Martínez *et al.* 2001). En la primera se encuentran *Celliforma germanica*, *Rosellichnus* isp. y “capullos de himenópteros”, mientras que en la segunda se hallan *C. germanica*, *C. cf. C. rosellii* y “nidos de Agapostemonini”, compartiendo ambas la presencia de rizolitos. Las asociaciones icnológicas dominadas por nidos de abejas y avispa fosoriales son características de zonas de escasa vegetación con climas relativamente áridos si se las compara con las del GP (Genise & Bown 1994; Martínez *et al.* 1997, Genise *et al.* 2000).

Formación Fray Bentos

La Formación Fray Bentos (Oligoceno Tardío) abarca depósitos fluviales y eólicos (*vide* Capítulo IV; Romano 1999). Existen referencias de eventos no depositacionales tales como paleosuelos (Bossi & Navarro 1991),

y excepto por el trabajo inédito de Romano (1999) no han sido diagnosticados con precisión. Verde (1996) identificó paleosuelos en esta unidad basándose en la presencia de nidos fósiles de insectos.

Paleontológicamente, la Formación Fray Bentos es conocida principalmente por su fauna de mamíferos fósiles, conteniendo además escasos restos de moluscos terrestres e icnofósiles. Este último grupo de fósiles hallados en depósitos fluviales y paleosuelos no ha sido relevado en detalle al momento para la unidad en cuestión.

Icnofósiles en depósitos fluviales.- Son conocidos únicamente en una localidad, Paso Cuello, sobre el río Santa Lucía, en el Departamento de Canelones. En ella se registra una asociación compuesta únicamente de *Taenidium* isp., en limolitas. Estas trazas meniscadas son muy comunes en depósitos continentales y corresponden a la actividad de invertebrados depositivos, que rellenan las galerías en forma activa a medida que avanzan en el sedimento, dejando tras de sí el característico relleno meniscado. Debido a la baja diversidad de esta asociación, sus escasos ejemplares y lo poco estudiada, no es posible por el momento asignarla a una icnofacies, ni realizar inferencias de tipo paleoambiental basándose en ella.

Icnofósiles en paleosuelos.- Los únicos icnofósiles de paleosuelos hallados en la Formación Fray Bentos provienen de la localidad Balneario Las Cañas sobre el Río Uruguay, Departamento de Río Negro y de Picada Berget, sobre el Río Santa Lucía, Departamento de Canelones. En la primera, la asociación icnológica está integrada por: *Celliforma* isp., “capullos” o “cocoons” y rizolitos (Verde 1996) (Fig. 2; Lámina XIII A-C). Ella es de gran importancia ya que constituye un criterio fiable que permite reconocer en el campo y con rapidez la presencia de paleosuelos, independientemente de otro tipo de análisis. Esta asociación probablemente corresponde a la icnofacies de *Coprinisphaera*, e indica ambientes con microclimas relativamente áridos a semiáridos con escasa vegetación arbórea (Genise & Bown 1994). Bossi (1966) planteó el desarrollo de clima árido para el momento de depositación de la Formación Fray Bentos. El conocimiento icnológico actual apunta también en esa dirección, no existiendo registros de taxa (en el sentido más amplio) que indiquen un clima definitivamente diferente para la región en donde se halló esta asociación (*vide* Capítulo IV).

En Picada Berget, se encuentran algunos registros aislados de rizolitos, lo que implica una exposición subaérea de esos niveles, al menos por un corto lapso (*vide* Capítulo IV).

Otros icnofósiles reportados para esta unidad en la región de Nueva Palmira, asignados en primera instancia a *Monesichnus* (Genise *et al.* 1998), serían nidos aéreos de avispas (Genise, comunicación personal).

Icnofósiles en depósitos marinos

El Terciario marino aflorante en Uruguay está representado por la Formación Camacho (*vide* Capítulo V). Esta unidad es ampliamente conocida por su riqueza en fósiles de invertebrados marinos, y un buen número de vertebrados marinos y terrestres. Por el contrario, y a pesar de que los icnofósiles marinos más conocidos de Uruguay pertenecen a la misma unidad, llama la atención la escasez de literatura al respecto, dado que ellos ocurren en forma abundante en numerosos afloramientos y frecuentemente son de gran tamaño, siendo elementos muy conspicuos de las asociaciones fosilíferas (Verde 2002).

Formación Camacho

La Formación Camacho (Mioceno Tardío) es la unidad de origen marino con mayor diversidad icnológica en Uruguay. En ella se han registrado numerosos icnofósiles de sustratos blandos (Lámina XIII D-J) y duros (Lámina XIV) de diversa naturaleza. Esta diversidad y abundancia se debe probablemente a las condiciones ambientales en las que se depositó esta unidad: un mar somero instalado bajo un clima tropical, tal cual lo indica la presencia de numerosas especies de moluscos de afinidades caribeñas (Martínez 1994). Sus asociaciones fosilíferas representan ambientes litorales de escasa profundidad, de energía y salinidad variable, aunque predominando la salinidad marina normal en la mayoría de las localidades conocidas (Verde 2002). El área aflorante de esta unidad corresponde a gran parte de la costa oeste de los departamentos de Colonia y San José (Fig. 3).

Dada la gran cantidad de icnotaxa que se registran en la Formación Camacho (unos 25 icnogéneros), se los presenta aquí por tipo de sustratos y asociaciones, ya que esta es la forma en que los icnofósiles se encuentran naturalmente. En las Figs. 4 y 5 se resumen las ocurrencias de los icnogéneros además de otras informaciones.

En cuanto a la distribución interna de los icnofósiles en esta unidad, la mayor diversidad y abundancia ocurre en afloramientos del Miembro San Pedro (Verde 2002).

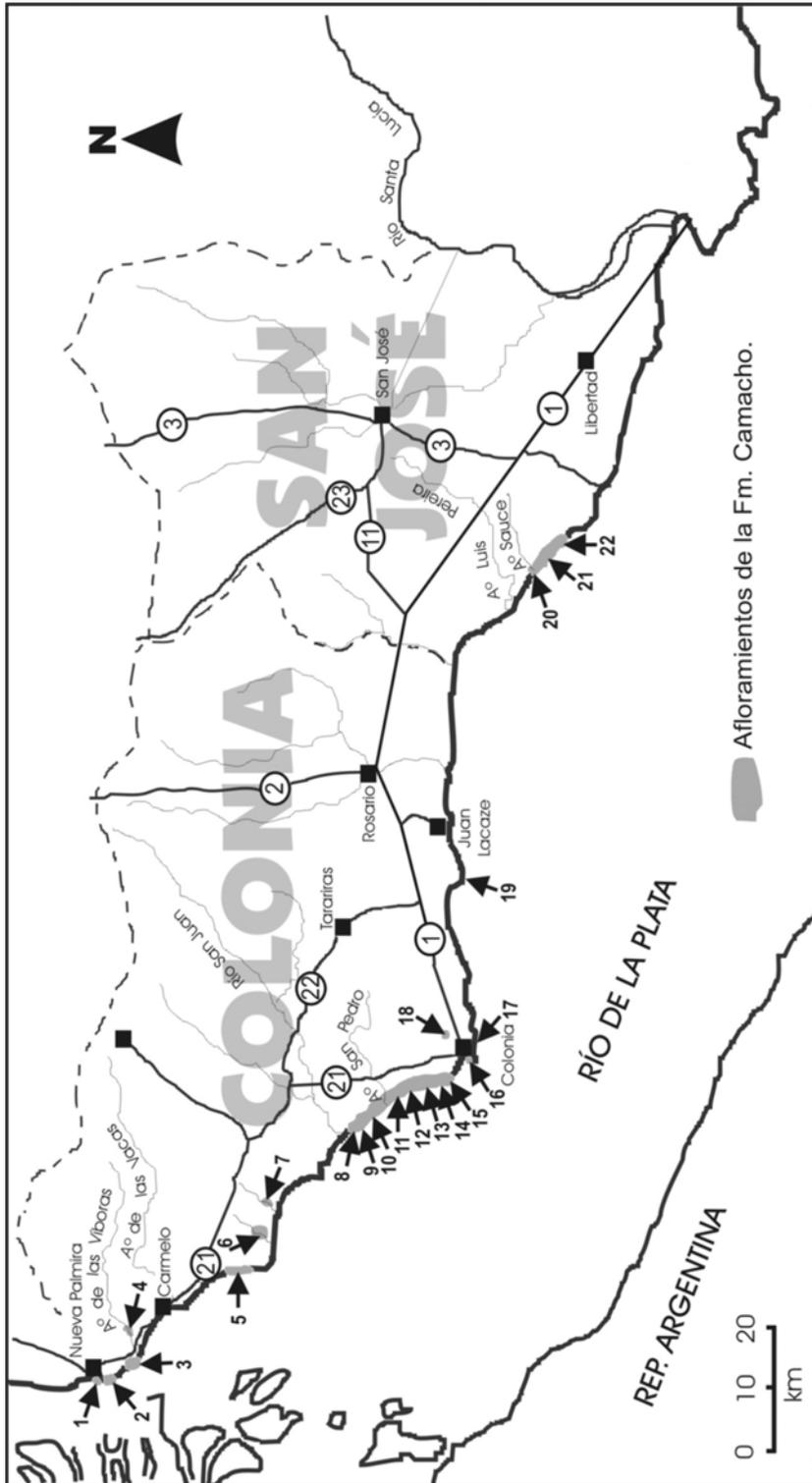


Figura 3 – Principales afloramientos de la Formación Camacho. Los números en las flechas se refieren a las localidades detalladas en las Figs. 4 y 5.

ICNOTAXA DE SUSTRATOS BLANDOS	L O C A L I D A D E S														Paleoecología				
															Categoría etológica	Organismo responsable			
	(1) Bca. de los Loros														San José	(20) Arazatí 1		Fo	?
	(2) Punta Gorda															(21) Arazatí 2	X?	Fo/Ch/Ag	?
	(3) Cerro Bautista															(19) Balneario Artilleros		Fo	?
	(4) Cantera Camacho															(18) Cantera Geymonat		Fo	poliqueto capitélido
	(5) El Manzano															(17) Cantera Ferrando		Ca	crustáceo thalassínido
	(7) Arroyo Limetas															(16) Bahía de Colonia		Do	crustáceo thalassínido
	(8) San Juan	X	X		X	X										(15) Arroyo El Caño	X	Do	crustáceo decápodo
	(9) Cda. La Negra 1	X	X		X	X										(14) Norte de A° El Caño		Fo	?
	(10) Cda. La Negra 2	X	X		X	X										(13) Arroyo Chileno 2		Fo	?
	(11) Bca. de San Pedro		X		X	X										(12) Arroyo Chileno 1	X	Fo	?
	(*) Cercanías de S. Pedro								X							(22) Rancho Quemado		-	?
	(12) Arroyo Chileno 1							X									X	Fo	?
	(13) Arroyo Chileno 2																X	Fo	?
	(14) Norte de A° El Caño																X	Fo	?
	(15) Arroyo El Caño						X										X	Fo	?
	(16) Bahía de Colonia												X	X			X	Fo	?
	(17) Cantera Ferrando																X	Fo	?
	(18) Cantera Geymonat																X	Fo	?
	(19) Balneario Artilleros																X	Fo	?
	(20) Arazatí 1																X	Fo	?
	(21) Arazatí 2																X	Fo	?
	(22) Rancho Quemado																X	Fo	?

Figura 4 – Icnotaxa de sustratos blandos en la Formación Camacho.
 Ocurrencia por departamentos y localidades. Los números de las localidades corresponden al mapa de la Fig. 3.

Do: Domichnia, Fo: Fodimichnia, Ag: Agrichnia, Ch: Chemichnia, Ca: Calichnia.

Asociaciones de icnofósiles de sustratos blandos

Como fue señalado, el Miembro San Pedro (*sensu* Martínez 1994; *vide* Capítulo V) contiene la mayor icnodiversidad y abundancia de icnofósiles de sustratos blandos. Dentro del espectro litológico de este miembro fue posible reconocer tres asociaciones (Fig. 6).

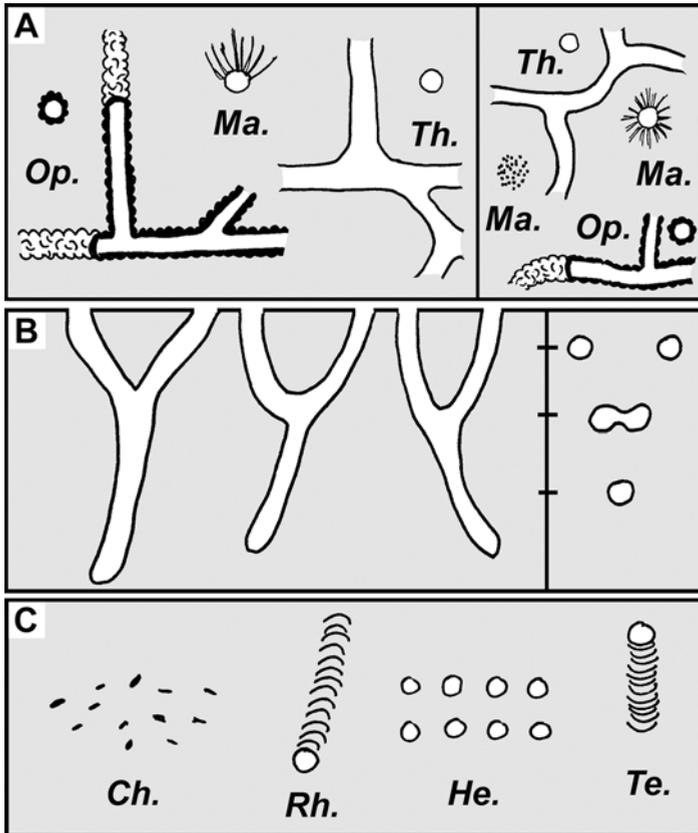


Figura 6 – Asociaciones de icnofósiles de sustrato blando.

A: Thalassinoides-Ophiomorpha en corte vertical (izquierda) y vista en planta (derecha). B: Psilonichnus en corte vertical (izquierda) y vista en planta (derecha). C: Chondrites-Teichichnus en corte vertical. Op.: Ophiomorpha, Th.: Thalassinoides, Ch.: Chondrites, Rh.: Rhizocorallium, He.: Helicodromites, Te.: Teichichnus, Ma.: Maiakarichnus.

Asociación de *Thalassinoides* – *Ophiomorpha*

Esta asociación, hallada en las capas limolíticas del Miembro San Pedro, es la más conspicua y abundante y se identifica con la icnofacies de

Skolithos. En ella dominan los icnofósiles de gran tamaño producidos por crustáceos, *Thalassinoides* y *Ophiomorpha* (Fig. 6 A; Lámina XIII D-G). En menor cantidad se hallan sus cámaras de incubación, correspondientes a un nuevo icnogénero: *Maiakarichnus* (Verde & Martínez, en prensa) en el que se combina una parte realizada por los adultos (cámara principal) y otra por la actividad de los juveniles (los túbulos que irradian hacia arriba) (Lámina XIII H-J). Esporádicamente también se hallan pequeños *Chondrites* y *Skolithos*. El gran tamaño de las estructuras indica buena disponibilidad de oxígeno y el establecimiento de una comunidad madura en un ambiente litoral somero con energía variable (Verde 2002).

Asociación de *Psilonichnus*

Presente en la localidad de Puerto Arazatí (Departamento de San José) y emplazada en un estrato limolítico, está constituida por excavaciones en forma de “Y” inusualmente grandes, asignables al icnogénero *Psilonichnus* (Fig. 6 B), y se corresponde con la icnofacies homónima. Estos icnofósiles pueden ser observados en la horizontal por varios cientos de metros, siendo muy abundantes y pudiendo ser reconocidos tanto en corte vertical como en planta. Corresponden a galerías de cangrejos habitantes de la zona de *backshore*. Su importancia radica en que marcan el límite entre el ámbito terrestre y el marino en esta unidad (Verde 2002). Estas observaciones son congruentes con las de otros autores (Ubilla *et al.* 1990), quienes en base a la presencia de restos de flamencos y otros vertebrados interpretaron los niveles inmediatos suprayacentes como depositados en cuerpos de agua someros (lagunas y lagos), salinos o alcalinos, o riberas de playas de aguas salobres.

Asociación de *Chondrites* – *Teichichnus*

Ocurren en esta asociación icnotaxa pertenecientes a organismos depositívoros estacionarios profundos, *e.g.* icnogéneros: *Chondrites*, *Teichichnus*, *Helicodromites* y *Rhizocorallium* (Fig. 6 C). Se los encuentra en los estratos más arcillosos del Miembro San Pedro, destacándose el pequeño tamaño de las estructuras (los diámetros de las galerías no sobrepasan los 10 mm). La predominancia de trazas pequeñas producidas por depositívoros hace pensar en un fondo con alta disponibilidad de materia orgánica soterrada y un bajo tenor de oxígeno. Esto es congruente ya que cuando el sedimento aloja una gran cantidad de materia orgánica, su descomposición produce la disminución del oxígeno disponible por debajo de la interfase agua-sedimento. Esta asociación es asignable a la icnofacies de *Cruziana*.

Asociación de Icnofósiles de sustratos duros

Pueden clasificarse en icnofósiles de sustratos líticos, de naturaleza orgánica (*e.g.* esqueletos de invertebrados) e inorgánica (rocas consolidadas) y por otra parte los de sustrato leñosos (madera fósil). En la Formación Camacho se reconocen tres asociaciones icnológicas que se detallan a continuación (Fig. 7). Debido a que la mayoría de los icnofósiles de sustratos duros de esta unidad se halló sobre esqueletos de moluscos, su presencia en las diferentes localidades está condicionada en general a la presencia de estos invertebrados antes que al tipo de litología.

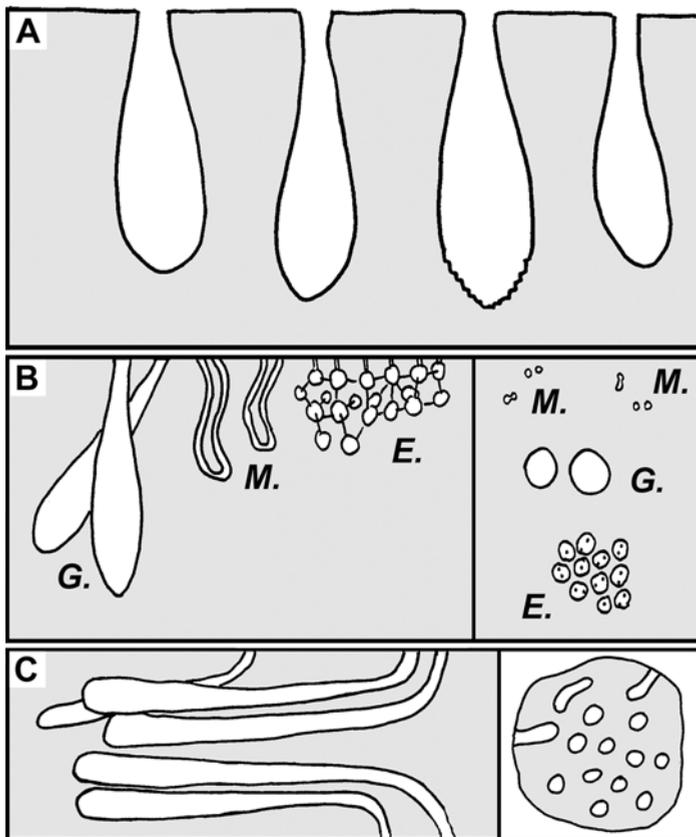


Figura 7 – Asociaciones de icnofósiles de sustratos duros.

A: Gastrochaenolites en corte vertical. B: Gastrochaenolites-Maeandropolydora en corte vertical (izquierda) y vista en planta (derecha). C: Teredolites en corte longitudinal (izquierda) y en corte transversal de la madera (derecha). G.: Gastrochaenolites, M.: Maeandropolydora, E.: Entobia.

Asociación de *Gastrochaenolites*

Esta asociación monoicnogenérica se compone de varias icnoespecies de *Gastrochaenolites* (perforaciones de bivalvos foládidos) (Fig. 7 A; Lámina XIV A) emplazadas en limolitas consolidadas de la parte superior de la Formación Camacho. Ella es identificable con la icnofacies de *Trypanites* (y por la profundidad de las perforaciones, a la subdivisión Icnofacies de *Entobia*). La ocurrencia de esta asociación se extiende a lo largo de unos 12 kilómetros sobre la costa actual del Departamento de Colonia (Verde 2002) con una alta densidad de ejemplares por unidad de área.

Para la instalación de una icnocenosis de este tipo fue necesaria una sedimentación muy disminuida o nula, y una buena disponibilidad de nutrientes en suspensión, ya que sus productores eran en su totalidad filtradores (Verde 2002). Las asociaciones de *Gastrochaenolites* con alta densidad de ejemplares son típicas de ambientes costeros de muy escasa profundidad. El paisaje de este antiguo litoral habría sido una costa formada por limolitas consolidadas con la extensión mínima antes mencionada.

Asociación de *Gastrochaenolites* – *Maeandropolydora*

Es común la presencia de acumulaciones sedimentarias y bioacumulaciones de ostreidos en la Formación Camacho. En ellas es posible hallar perforaciones pertenecientes a diversos invertebrados marinos (Fig. 7 B; Lámina XIV B-F). Verde (2002) incluyó a estos icnofósiles en la Asociación de *Gastrochaenolites-Maeandropolydora*, por ser éstos los icnotaxa más abundantes, aunque la asociación alcanza una alta icnodiversidad en algunas localidades. Además de las perforaciones de bivalvos y poliquetos es posible hallar icnofósiles de briozoarios, esponjas y gasterópodos.

En general, no se preservan los fósiles de cuerpo de los perforadores, por lo cual el análisis de sus icnofósiles es de gran importancia para reconstruir la diversidad de la comunidad original, ya que a diferencia de lo que sucede con las trazas fósiles de sustratos blandos, es relativamente más fácil reconocer el productor de una perforación. Este tipo de asociación es asignable a la icnofacies de *Trypanites*, y al igual que en el caso anterior, a la subdivisión Icnofacies de *Entobia*. Está dominada por estructuras de habitación (*Domichnia*) pertenecientes a filtradores. El hecho de poder identificar a los organismos arquitectos y su modo de vida facilita las interpretaciones paleoecológicas y paleoambientales.

Es posible reconocer comunidades de organismos endolíticos, instaladas en ambientes litorales someros sometidos a un régimen de energía relativamente alta, con buena disponibilidad de oxígeno y nutrientes en suspensión, y una salinidad marina normal en la mayoría de las localidades donde ocurren.

Asociación de *Teredolites*

Se han registrado escasos restos de maderas fósiles que poseen perforaciones de bivalvos xilófagos asignables al icnogénero *Teredolites* (Fig. 7 C; Lámina XIV G). Estas asociaciones de perforaciones sobre sustratos leñosos pueden ser consideradas icnocenosis, ya que representan la colonización de las maderas por parte de una única comunidad. Por tratarse de un sustrato errático, los icnofósiles que portan no pueden ser considerados a nivel de icnofacies y carecen de valor como indicadores paleoambientales. No obstante, son importantes porque registran de forma indirecta la presencia de bivalvos xilófagos, desconocidos como fósiles de cuerpo para la Formación Camacho.

Agradecimientos

A Jorge F. Genise (Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Trelew, Argentina) por sus valiosos comentarios sobre los nidos fósiles de insectos. A Horacio Santana y familia, por facilitar la logística necesaria para los trabajos de campo en el Departamento de Colonia.

Bibliografía

- Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, colección Ciencias N° 2, Montevideo, 469p.
- Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, 966p.
- Bromley RG (1990): *Trace fossils. Biology and taphonomy*. Unwin Hyman, 280p.
- Bromley RG (1996): *Trace fossils. Biology, taphonomy and applications*. Chapman & Hall, 361p.
- Buatois LA & Mángano MG (1996): *ICnología de ambientes continentales: problemas y perspectivas*, en Melchor R (ed.): *Primera Reunión Argentina de ICnología*. Publicación especial de la Asociación Paleontológica Argentina, 4: 5-30.

- Buatois LA, Mángano MG & Aceñolaza FG (2002): *Trazas fósiles. Señales de comportamiento en el registro estratigráfico*. Edición especial del Museo Paleontológico Egido Feruglio, N° 2, 382p.
- Frenguelli J (1938a): *Bolas de escarabeidos y nidos de véspidos fósiles*. Physis 12 (44): 348-352.
- Frenguelli J (1938b): *Nidi fossili di scarabeidi e vespidi*. Bollettino Società Geologica Italiana LVII(1): 77-96.
- Frenguelli J (1946): *Un nido de esfégido del Cretáceo superior del Uruguay*. Notas del Museo de La Plata, Paleontología 11(90): 259-267.
- Genise JF (1998): *Fossil bee cells from the Asencio Formation (Late Cretaceous–Early Tertiary) of Uruguay, South America*. Proceedings of the First International Palaeontological Conference: 27-32.
- Genise JF (en prensa): *Ichnotaxonomy and ichnostratigraphy of chambered trace fossils in palaeosols attributed to coleopterans, ants and termites*. Special Publications of the Geological Society of London.
- Genise JF & Bown TM (1994): *New Miocene scarabeid and hymenopterous nests and Early Miocene (Santacrucian) paleoenvironments, Patagonian Argentina*. Ichnos 3: 107-117.
- Genise JF & Bown TM (1995): *Memorial, Francisco Lucas Roselli (1902-1987) Homage to "Don Lucas"*. Ichnos 3: 311-312.
- Genise JF & Bown TM (1996): *Uruguay Roselli and Rosellichnus n. ichnogen. Two ichnogenera for cluster of fossil bee cells*. Ichnos 4: 199-217.
- Genise JF & Hazeldine PL (1998a): *3D-Reconstruction of insect trace fossils: Ellipsoideichnus meyeri Roselli*. Ichnos 5: 167-175.
- Genise JF & Hazeldine PL (1998b): *The ichnogenus Palmiraichnus Roselli for fossil bee cells*. Ichnos 6: 151-166.
- Genise JF & Laza JH (1998): *Monesichnus ameghinoi Roselli: a complex insect trace fossil produced by two distinct trace makers*. Ichnos 5: 213-233.
- Genise JF, Laza JH, Fernández W & Frogoni J (1998): *La presencia de Monesichnus ameghinoi Roselli en el Oligoceno del Uruguay*. Resúmenes de la III Reunión Argentina de Icnología y I Reunión de Icnología del Mercosur: 11-12.
- Genise JF, Laza JH, Fernández W & Frogoni J (2002): *Cámaras pupales fósiles de coleópteros: el icnogénero Rebuffoichnus Roselli*. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, n. s., 4(2): 159-165.
- Genise JF, Mángano MG, Buatois LA, Laza JH & Verde M (2000): *Insect trace fossil associations in paleosols: the Coprinisphaera Ichnofacies*. Palaios 15: 49-64.
- Genise JF, Pazos PJ, González MG, Tófaló RO & Verde M (1998): *Hallazgo de termiteros y tubos meniscados en la Formación Asencio (Cretácico superior-Terciario inferior) R. O. del Uruguay*. Resúmenes de la III Reunión Argentina de Icnología y I Reunión de Icnología del Mercosur: 12-13.
- Genise JF & Verde M (2000): *Corimbatichnus fernandezi: a cluster of fossil bee cells from the Late Cretaceous-Early Tertiary of Uruguay*. Ichnos 7(2): 115-125.
- González MG (1999): *Los paleosuelos de la Formación Laguna Palacios (Cretácico superior) de Patagonia y la Formación Asencio (Cretácico superior-Terciario inferior) de Uruguay*, en Dias-Brito D, Carneiro de Castro J & Rohn R (eds.): Boletim do 5° Simposio sobre o Cretáceo do Brasil y 1er Simposio sobre el Cretácico de América del Sur: 65-70.
- González MG, Tófaló OR & Pazos P (1998): *Icnología y paleosuelos del Miembro del Palacio de la Formación Asencio (Cretácico superior-Terciario inferior) del Uruguay*. Actas del II Congreso Uruguayo de Geología: 38-42.

- Goso C (1999): *Análise estratigráfica do Grupo Paysandú (Cretáceo) na Bacia do Litoral Uruguaí*. Tese de Doutorado IGCE-UNESP. Rio Claro. 184pp.
- Goso C & Perea D (2003): *El Cretácico post-basáltico de la Cuenca Litoral del Río Uruguay: geología y paleontología*, pp. 141-169 de Veroslavsky G; Ubilla M & Martínez S: *Cuencas sedimentarias de Uruguay – Mesozoico*, D.I.R.A.C.-Facultad de Ciencias, Montevideo.
- Martínez S (1994): *Bioestratigrafía (Invertebrados) de la Formación Camacho (Mioceno, Uruguay)*. Tesis doctoral inédita, Universidad de Buenos Aires, Argentina, 346pp.
- Martínez S, Veroslavsky G & Verde M (1997): *Primer registro del Paleoceno en el Uruguay: paleosuelos calcáreos fosilíferos en la Cuenca de Santa Lucía*. Revista Brasileira de Geociências 27(3): 295-302.
- Martínez S, Veroslavsky G & Verde M (2001): *Paleoecología de los paleosuelos calcáreos fosilíferos (“Calizas del Queguay”-Paleoceno) de las regiones sur y litoral oeste del Uruguay*. Abstracts XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología, Sesión Paleontología: 10.
- Romano AL (1999): *Sedimentología de la Formación Fray Bentos (Oligoceno) en el área tipo, República Oriental del Uruguay*. Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 80pp. (inédito).
- Roselli FL (1939): *Apuntes de geología y paleontología uruguayas y sobre insectos del Cretáceo del Uruguay o descubrimientos de admirables instintos constructivos de esa época*. Boletín de la Sociedad Amigos de las Ciencias Naturales “Kraglievich-Fontana” 1(2): 29-102.
- Roselli FL (1987): *Paleoicnología, nidos de insectos fósiles de la cubierta mesozoica del Uruguay*. Publicaciones del Museo Municipal de Nueva Palmira 1(1): 1-56.
- Seilacher A (1964): *Biogenic sedimentary structures*, pp. 296-316 de Imbrie J & Newell ND (eds.): *Approaches to paleoecology*, Wiley, New York. 432p.
- Sprechmann P, Martínez S & Gaucher C (1994): *Paleoecología y sedimentología de la Formación Camacho en el Departamento de Colonia (Mioceno Medio-Superior, Uruguay)*. Paleociencias del Uruguay 2: 21-24.
- Sprechmann P, Verde M, Martínez S & Gaucher C (1998): *Paleoecología y ambientes de sedimentación de biostromos patchreefs de ostreidos, sus endolitos y epibiontes (Formación Camacho, Mioceno Medio-Superior, Uruguay)*. Actas del II Congreso Uruguayo de Geología: 205-209.
- Ubilla M, Perea D, Tambussi C & Tonni EP (1990): *Primer registro fósil de Phoenicopteridae (Aves: Charadriiformes) para el Uruguay (Mio-Plioceno)*. Anais da Academia Brasileira de Ciências 62 (1): 61-68.
- Verde M (1996): *Paleosuelos del Paleógeno uruguayo en la Formación Fray Bentos (Oligoceno-Mioceno inferior?) evidenciados por sus icnocenosis*. Resúmenes del Congreso Paleógeno de América del Sur: 25.
- Verde M (2000): *Iconología de la Formación Camacho (Mioceno Medio-Superior) de Uruguay*, contribución N°39 a PEDECIBA: *2º Encuentro de Jóvenes Biólogos “Elio García Austt”*, D.I.R.A.C.-Facultad de Ciencias.
- Verde M (2001): *Trazas de predación en una comunidad de sustrato duro de la Formación Camacho (Mioceno Tardío), de Uruguay*. Actas de las VI Jornadas de Zoología del Uruguay: 67.
- Verde M (2002): *Iconología de la Formación Camacho (Mioceno Tardío) del Uruguay*. Tesis de Maestría, Universidad de la República-PEDECIBA, 124 p. (inédita).
- Verde M & Piñeiro G (1994): *Endolitos en Ostrea patagónica de la Formación Camacho (Mioceno Medio-Superior) del Uruguay*. Resúmenes del 1º Encuentro Nacional sobre Fauna Acuática.

- Verde M & Martínez S (en prensa): *A new ichnogenus for crustacean trace fossils from the late Miocene Camacho Formation of Uruguay*. *Palaeontology*.
- Veroslavsky G & Martínez S (1996): *Registros no depositacionales del Paleoceno-Eoceno del Uruguay: nuevo enfoque para viejos problemas*. *Revista Universidade Guarulhos (Serie Geociências)* I(3): 32-41.

SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN SALTO (PLEISTOCENO)

Gerardo Veroslavsky y Jorge Montaña

LOS SEDIMENTOS Y SEDIMENTITAS CLÁSTICAS CENOZOICAS DE origen fluvial que se reúnen en la Formación Salto, así como sus equivalentes en territorio brasileño y argentino, se distribuyen a lo largo de una extensa y delgada franja de afloramientos sobre o muy próximos a ambos márgenes del río Uruguay (Fig. 1).

En territorio argentino, la Formación Salto adquiere la denominación de Salto Chico (Rimoldi 1962).¹ Los afloramientos más septentrionales se hallan sobre la margen izquierda del río Uruguay, en Río Grande do Sul (*vide* Gentili *et al.* 1974). Hacia el Sur y próximo al cauce del río Uruguay, se distribuyen saltuariamente desde las localidades de Alvear en Corrientes, hasta Gualeguaychú en Entre Ríos (Gentili & Rimoldi 1979).

En el subsuelo la Formación se extiende hacia el Oeste hasta el río Paraná (Gentili & Rimoldi 1979); los principales afloramientos en la mesopotamia argentina se relacionan a algunos cursos de agua que recorren la región N-S y NE (*e.g.* Gualeguay, Feliciano, Santa Lucía, del Tala, Paraná). Hacia el Este, en territorio uruguayo, se han asignado a la Formación Salto los niveles gravillosos y areno-conglomerádicos que se encuentran en los alrededores de Rincón del Bonete (Groeber 1932).

1. Algunos autores entienden que la Formación Salto Chico (Rimoldi 1962) y la Formación Ituzaingó (De Alba 1953) son unidades equivalentes, aspecto éste que está lejos de ser consensual. Por ejemplo, Herbst & Santa Cruz (1985) consideran a las formaciones Salto Chico e Ituzaingó como equivalentes mientras que Clapperton (1993) sostiene que por litologías estas unidades son claramente diferenciables, relacionando únicamente a Salto Chico con la dinámica cuaternaria del río Uruguay. El último mapa geológico a escala 1:500.000 de la provincia de Entre Ríos (SEGEMAR 1995) integra la Formación Salto Chico a la Formación Ituzaingó. (*N. de los A.*)

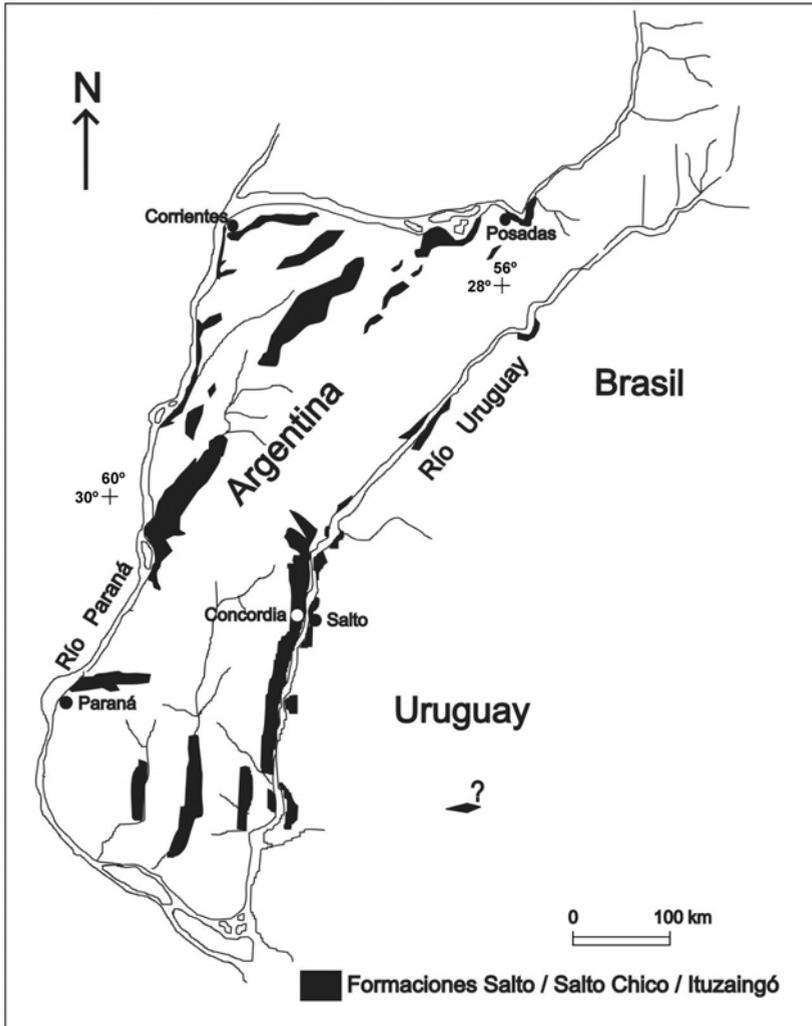


Figura 1 – Distribución de la Formación Salto y unidades equivalentes de la región mesopotámica argentina.

Fuentes: Gentili & Rimoldi 1979; Herbst & Santa Cruz 1985; SEGEMAR 1995.

El estudio de la Formación Salto merece atención no sólo por su significación en la evolución tectónica y sedimentaria de nuestro territorio durante el Cuaternario, sino también porque reviste particular interés desde el punto de vista aplicado. Por ejemplo, el cultivo de cítricos en el departamento de Salto está directamente asociado con su desarrollo en superficie, y en los alrededores de la capital departamental la unidad constituye uno de los principales acuíferos subsuperficiales (*vide* Capítulo XI). En territorio argentino ha permitido el desarrollo del cultivo de arroz.

El propósito de este capítulo es describir los rasgos faciológicos más sobresalientes de la Formación Salto, particularmente en su área tipo y discutir algunos aspectos del modelo paleoambiental y su asignación temporal en la columna estratigráfica uruguaya. Es de destacar que buena parte de la información básica que aquí se expone se desprende del Estudio del Acuífero Salto realizado por CONSUR (1995) en el marco del Programa de Manejo de Recursos Naturales y Desarrollo de Riego (PRENADER).

Las principales características de estos sedimentos y sedimentitas siliciclásticas se conocen desde los trabajos de Frenguelli (1920) y Walther (1931). Este último se había referido a esta unidad como “Cuarцитas opalinas fluvioógenas de Salto” mientras que Lambert (1940), en función de un conocimiento más vasto de su distribución y sus características petrológicas, las agrupó bajo la denominación de “Arenas rojas y areniscas conglomerádicas de Salto”. Goso (1965) propuso el rango de Formación a las denominadas “Areniscas de Salto” de Caorsi & Goñi (1958).

Goso & Bossi (1966) consideraron a los depósitos de la Formación Salto como un evento correlacionable a la Formación Raigón en el Sur de Uruguay, justificando así su asignación al Terciario (Plioceno). En los últimos años, a nivel regional, se ha propuesto una edad Plioceno Tardío – Pleistoceno para este importante evento sedimentario (*vide* Iriondo 1996, 1999; Iriondo & Santi 2000). Bossi & Ferrando (2001) han considerado más razonable que la Formación Salto evolucione a la Formación Barra del Chuy, e incluyen bajo este nombre a los sedimentos definidos como Formación Chuy por Goso (1972).² Iriondo & Kröhling (2001) aportaron datos radiométricos (TL) para la unidad (muestras provenientes de Salto y Concordia) obteniendo una edad en torno a los 90.000 años.

Rasgos litoestratigráficos, potencias y distribución

La Formación Salto reúne areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados de tonalidades blancas, naranjas, rojizas a rosadas, subordinadamente grises y ocres, a los que se intercalan ocasionales niveles de pelitas verdes, a veces arenosas y/o arcillosas. Algunas de las características predominantes de la unidad son las rápidas variaciones de facies, los fuertes procesos de silicificación que la afectan parcialmente así como la presencia de leños fósiles. Como fue señalado por Preciozzi *et al.* (1985), esta unidad en su área

2. Independientemente de los aspectos litoestratigráficos nomenclaturales, es obvio que se intenta relacionar temporalmente a la Formación Salto con una unidad cuaternaria. (*N. de los A.*)

tipo no alcanzaría los 30 metros de potencia, registrándose en el barrio de Corralito de la ciudad de Salto un espesor de 27 metros. El mapa geológico de la Fig. 2 muestra la distribución de la unidad en su área tipo.

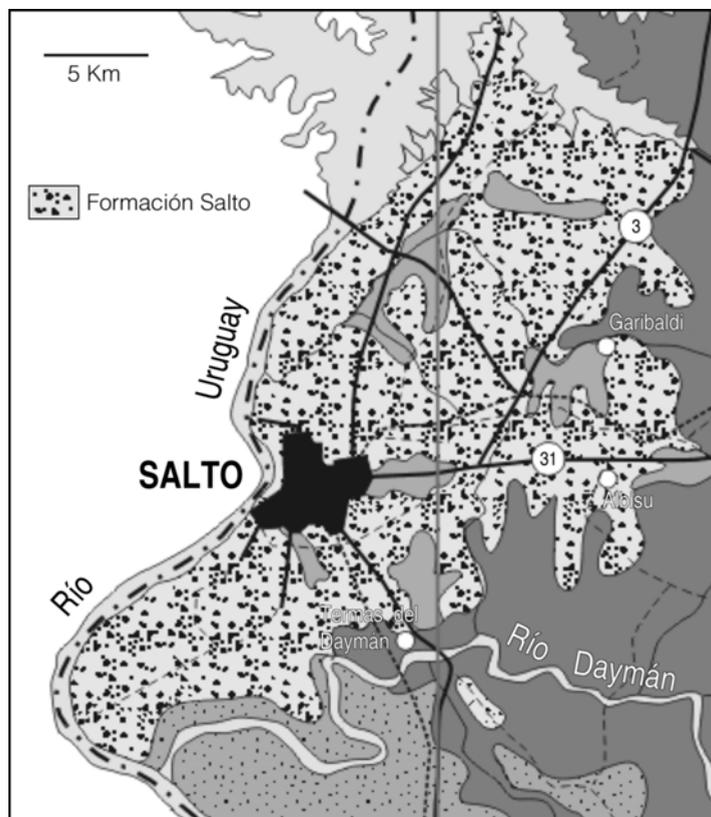


Figura 2 – *Distribución de la Formación Salto en su área tipo.*
Tomado de Bossi & Ferrando (2001).

Los afloramientos de la Formación Salto se restringen a una angosta faja discontinua con dirección Norte–Sur paralela al río Uruguay desde Bella Unión hasta el río Daymán. Más hacia el Sur existen también algunos afloramientos, entre los que se destacan los situados a ambas márgenes del curso inferior del río Queguay y las barrancas situadas al Norte de la desembocadura del Queguay en el río Uruguay (e.g Estancia Las Delicias, departamento de Paysandú). Aún más al Sur, son dignos de mencionar los que ocurren entre las localidades de San Javier y Nuevo Berlín, con acceso por la ruta 24, a los que deben sumárseles los del Sur de Fray Bentos (Aznarez 1945) y el Norte de Nueva Palmira (Ferrando *et al.* 1989).

Las relaciones de discordancia de la Formación Salto con un vasto conjunto de unidades cretácicas (formaciones Arapey, Guichón y Mercedes) y paleógenas (Formación Fray Bentos), pueden verificarse a lo largo de un conjunto importante de afloramientos que se citan en este capítulo. Asimismo, en territorio argentino varios autores han señalado que esta sucesión se apoya en discordancia sobre las unidades cretácicas y mio-pliocénicas del subsuelo mesopotámico. Hacia el tope, la Formación Salto muestra pasajes discordantes con sedimentos arenosos, conglomerádicos y pelíticos arenosos, de tonalidades rojizas a marrones, espesores variables, depósitos que en su conjunto fueron originados por procesos aluviales y de remoción en masa (e.g. en los alrededores del aeropuerto de Salto). Las íntimas relaciones con las “arcillas yesíferas de Bellaco” son consideradas en el Capítulo IX.

La base de la Formación Salto, en el área tipo, está comúnmente asociada al desarrollo de niveles pelíticos verdosos que se apoyan directa y discordantemente sobre el “basamento de cuenca”. El contacto con la Formación Fray Bentos en la ciudad de Salto puede observarse en la cantera del Barrio La Reductora y al Oeste de la Puerta de la Sabiduría (Lámina XV A), más al Norte, por ejemplo, en la cantera de Vialidad sobre la ruta 3 y el Arroyo Boycua. Algunos autores asignaron estos niveles pelíticos a la Formación Fray Bentos, pero no caben dudas de que corresponden a la Formación Salto tal como ya lo señalaran Bossi *et al.* (1969).

Paleontología

Se destaca en la unidad la presencia de fragmentos de troncos silicificados (Aznarez 1945; Gentili *et al.* 1974; Mones 1979), probablemente restos de árboles de pequeño porte (e.g. *Caesalpinium nathorsti*, Dicotyledoneae).

Entre los registros de troncos provenientes de las localidades Concordia, Arroyo Yuquerí y Arroyo Mandisoví en la provincia de Entre Ríos, se encuentran presentes especies de dicotiledóneas arbóreas como *Schinopsisylon heckii* (Anacardiaceae), *Menodoxylon areniensis* y *M. mesopotamiensis* (Mimosoideae) y palmeras como *Palmoxyylon concordiense* y *P. yuqueriense* (Arecaceae) (vide Lutz 1979, 1980, 1984, 1986).

En territorio brasileño, en la región de Uruguaiana, también se ha reconocido importante cantidad de leños fósiles en unidades equivalentes a la Formación Salto Chico (Gentili *et al.* 1974). Bolzon (1999) realizó un trabajo comparativo con las formas descritas en Argentina por Lutz (1979), en

tanto que Brea (1998, 1999) sólo observó semejanzas a nivel de familia. Según Bolzon & Oliveira (2000), la edad de los troncos fósiles es incierta ya que los elementos encontrados no permiten una definición precisa. Sin embargo, y con base en argumentos estratigráficos, esos autores sugirieron una edad que se situaría entre el Plioceno – Pleistoceno Temprano.

Por otra parte, cabe mencionar que en nuestra literatura se señala la ocurrencia del gasterópodo *Eoborus berroi* Klappenbach & Olazarri 1986, existiendo serias dudas acerca de su procedencia estratigráfica por lo que, tal como lo han sugerido otros autores, no debe considerarse como proveniente de la Formación Salto.

Paleoambientes, facies y paleocorrientes

La Formación Salto es interpretada como la parte relictual oriental de un extenso cortejo sedimentario aluvio-fluvial cuyos principales depocentros se desarrollaron hacia el Oeste, en la Mesopotamia argentina, con un nivel de base situado hacia el Sur (Fig. 1).³ Toda esta sucesión sedimentaria de origen fluvial está asociada a la evolución y dinámica del sistema Paraná–Uruguay durante el Cuaternario, tal como lo han propuesto varios autores (entre otros, Iriondo 1999).

En este contexto, los depósitos que en nuestro territorio se reúnen en la Formación Salto materializan una secuencia depositacional de 3^{er} orden (CONSUR 1995). Su arreglo y apilamiento vertical de facies permite definir que la misma está compuesta por dos ciclos depositacionales de menor jerarquía, ambos estrato-granodecrecientes (ciclos de 4^o orden).

El ciclo inferior, en el área tipo, puede ser reconocido parcialmente en la cantera del barrio La Reductora y en las barrancas sobre el río Uruguay (Salto – Concordia), predominando las areniscas conglomerádicas y areniscas que hacia la base aparecen intercaladas a los niveles pelíticos y arenosos finos. El ciclo superior, que se exhibe por ejemplo en las canteras situadas al Sur de la ciudad de Salto (próximas al Aeropuerto), se caracteriza por el predominio de paquetes de conglomerados y areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal e importantes niveles discontinuos de areniscas muy silicificadas.

3. En territorio argentino se asignan potencias disímiles para esta unidad, seguramente motivado por las controversias litoestratigráficas señaladas en Nota 1. Sin embargo, es evidente que la unidad Salto Chico se engrosa hacia el Oeste y que supera los 50 metros de potencia (Gentili & Rimoldi 1979). (*N. de los A.*)

Desde el punto de vista paleoambiental, la Formación Salto reúne exclusivamente depósitos generados por la acción de ríos entrelazados (Fig. 3), los que podrían formar parte de un abanico aluvial (zona intermedia) o estar implantados directamente en un sistema fluvial de baja sinuosidad.

La característica de toda esta sucesión (ambos ciclos) es que la mayoría de sus litofacies son generadas por corrientes tractivas canalizadas, o a veces parcialmente canalizadas. Subordinadamente, se preservan niveles pelíticos que podrían corresponder mayoritariamente a situaciones de intercanal o acumulaciones en el tope de las barras.

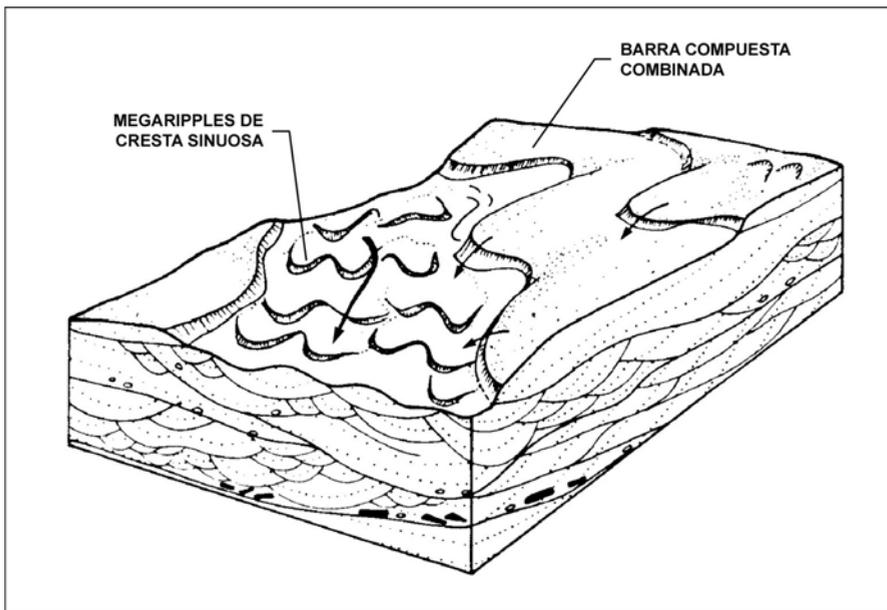


Figura 3 – Esquema de un sistema fluvial entrelazado arenoso.
*Es análogo al propuesto para la interpretación ambiental de la Formación Salto.
Tomado y modificado de Miall (1985).*

El “sistema Salto” puede ser clasificado como fluvial entrelazado arenoso (*vide* modelo en Miall 1996) por la abundante participación de areniscas y areniscas conglomerádicas en relación a los niveles francamente conglomerádicos, en general, escasos y muy poco potentes.

La fuerte variación de facies que distingue a toda la sucesión se origina en los distintos y complejos elementos morfológicos que definen estos ríos, desde formas simples y de pequeña escala hasta formas compuestas de gran tamaño y complejidad. Un río con estas características circula por en-

cima y entre esas diferentes formas de acumulación arenosa, dando lugar a un sistema entrelazado con múltiples bifurcaciones de canales menores y reagrupamientos, lo que en muchos casos hace que se establezcan canales más permanentes y profundos que otros.

Los depósitos de la Formación Salto muestran invariablemente una geometría lenticular a lentiforme, con arreglos de tendencia multiepisódica y granodecipientes. En la mayor parte de los casos conforman cuerpos tabulares originados por la amalgama de sus barras. En la base de cada episodio se observan formas erosivas, con figuras de corte y relleno, e incorporando a veces a sus depósitos intraclastos pelíticos y areno-pelíticos de tamaño variable (Lámina XV B).

La Fig. 4 resume las distintas facies sedimentarias que se han reconocido para la Formación Salto y la nomenclatura utilizada en este capítulo. Las Figs. 5 a 8 muestran distintos perfiles litológicos de la unidad en su área tipo.

Código	Litofacies
Gcm	Conglomerado clasto-soportado macizo
Ggi	Conglomerado con estratificación gradada inversa
Ggd	Conglomerado con estratificación grada normal
Gp	Conglomerado con estratificación cruzada tabular planar
Gh	Conglomerado con estratificación horizontal
Gt	Conglomerado con estratificación cruzada en artesa
Gi	Conglomerado intraformacional
SGp	Arenisca conglomerádica con estratificación cruzada planar
SGt	Arenisca conglomerádica con estratificación cruzada en artesa
SGh	Arenisca conglomerádica con estratificación horizontal
SGL	Arenisca conglomerádica con estratificación cruzada tangencial en la base
Sm	Arenisca maciza
Sp	Arenisca con estratificación tabular planar
St	Arenisca con estratificación cruzada en artesa
Sh	Arenisca con estratificación horizontal
Sl	Arenisca con estratificación cruzada tangencial en la base
Ss	Arenisca con estructuras de corte y relleno
Src	Arenisca con laminación ondulítica de corriente
Fl	Pelita laminada
Fm	Pelita maciza

Figura 4 – *Nomenclatura de las facies sedimentarias.*

Es utilizada aquí para caracterizar las litofacies presentes en la Formación Salto. Tomada y simplificada de la propuesta de Miall (1985, 1996) y Caselli & Limarino (2002).

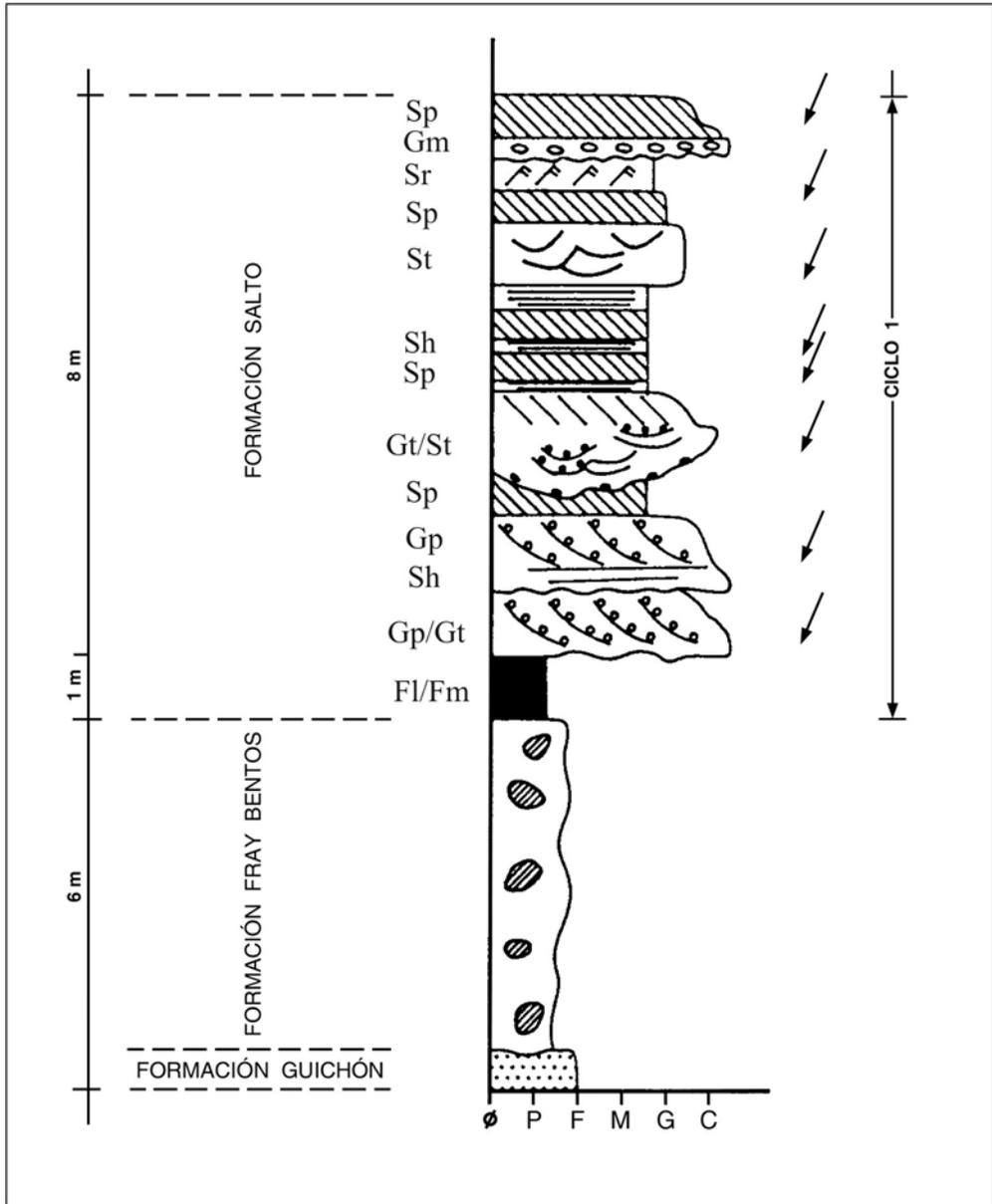


Figura 5 – Perfil litológico de la Formación Salto. Monumento a García Lorca, barrancas sobre el río Uruguay. Las flechas indican el sentido de paleocorrientes.

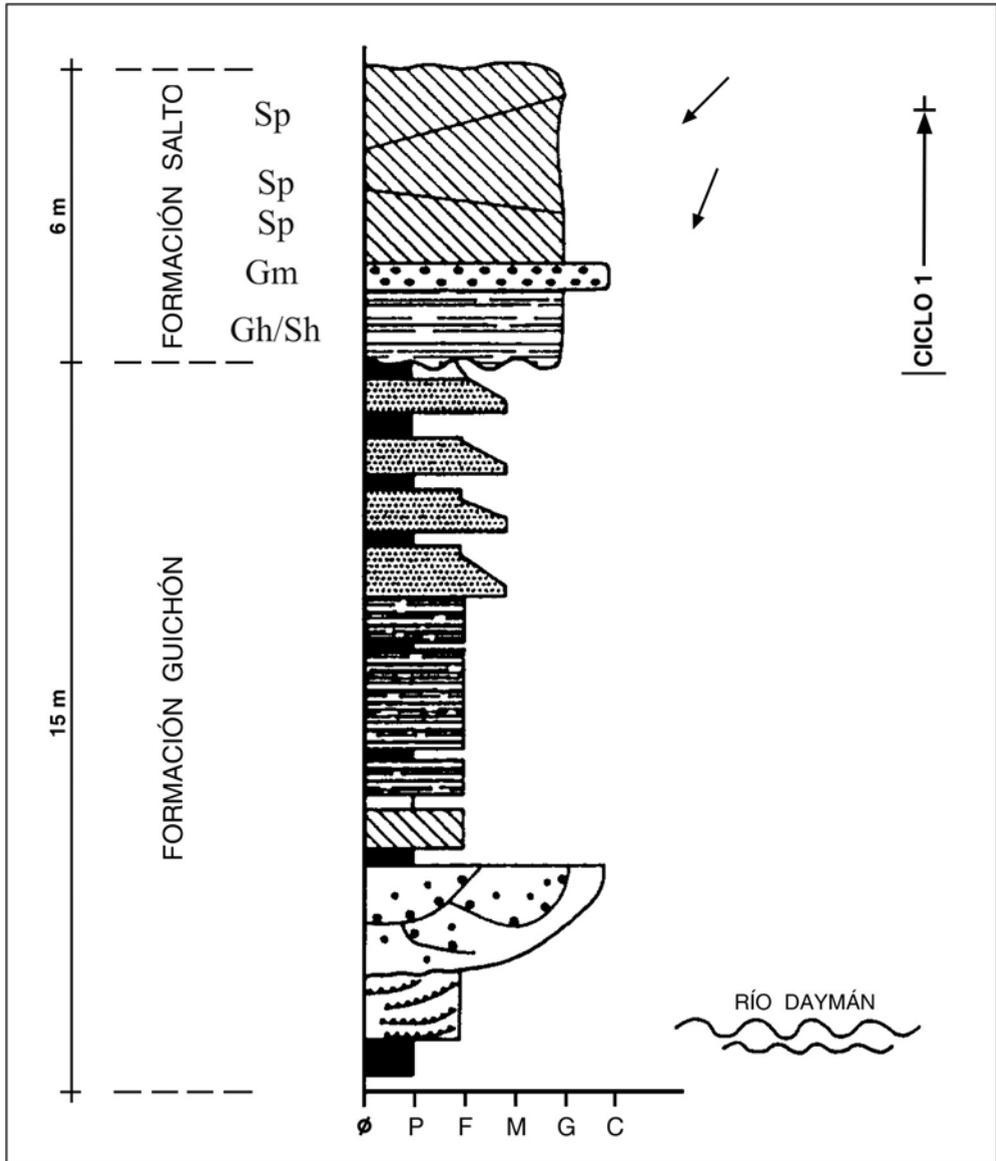


Figura 6 – Perfil litológico de la Formación Salto.
Cerro Aranda, barrancas sobre el río Daymán.

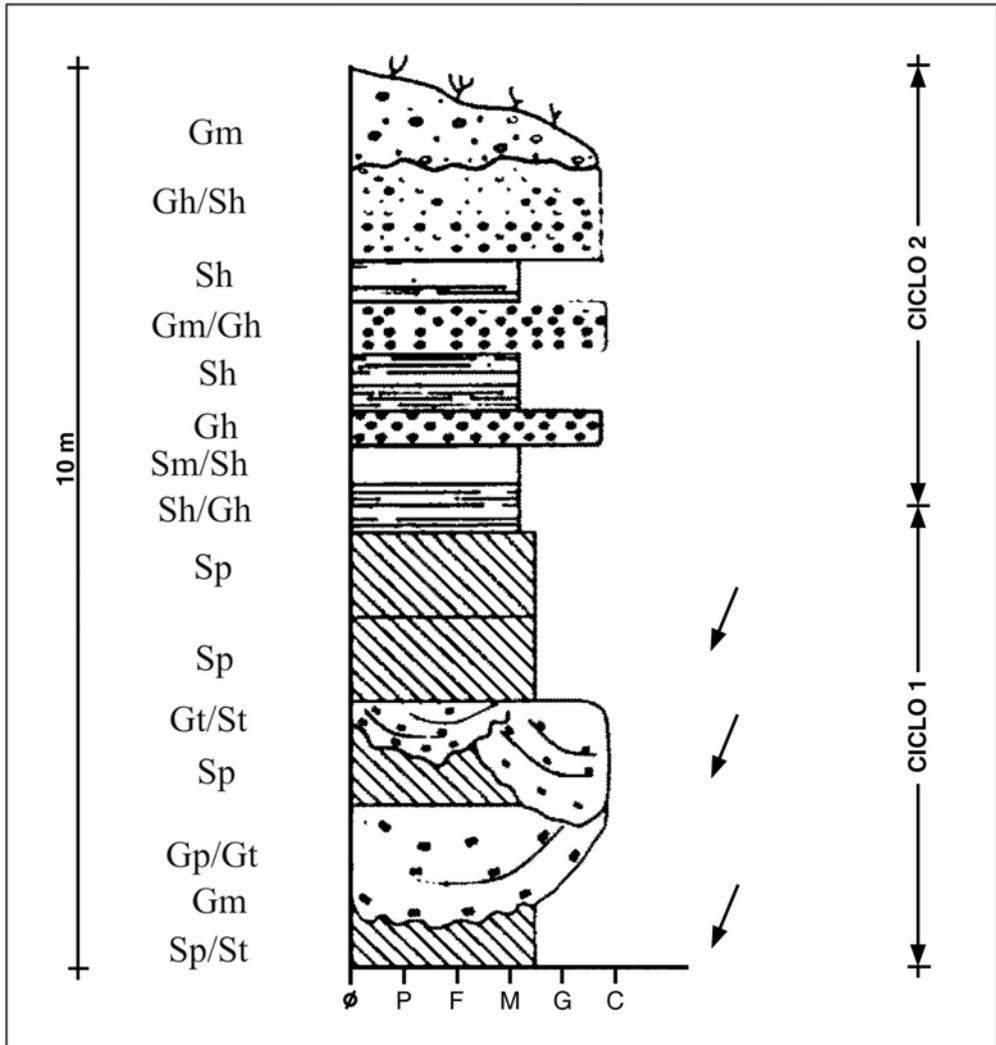


Figura 7 – Perfil litológico de la Formación Salto.
 Canteras de materiales para la construcción del Sur de la localidad de Salto,
 alrededores del aeropuerto.

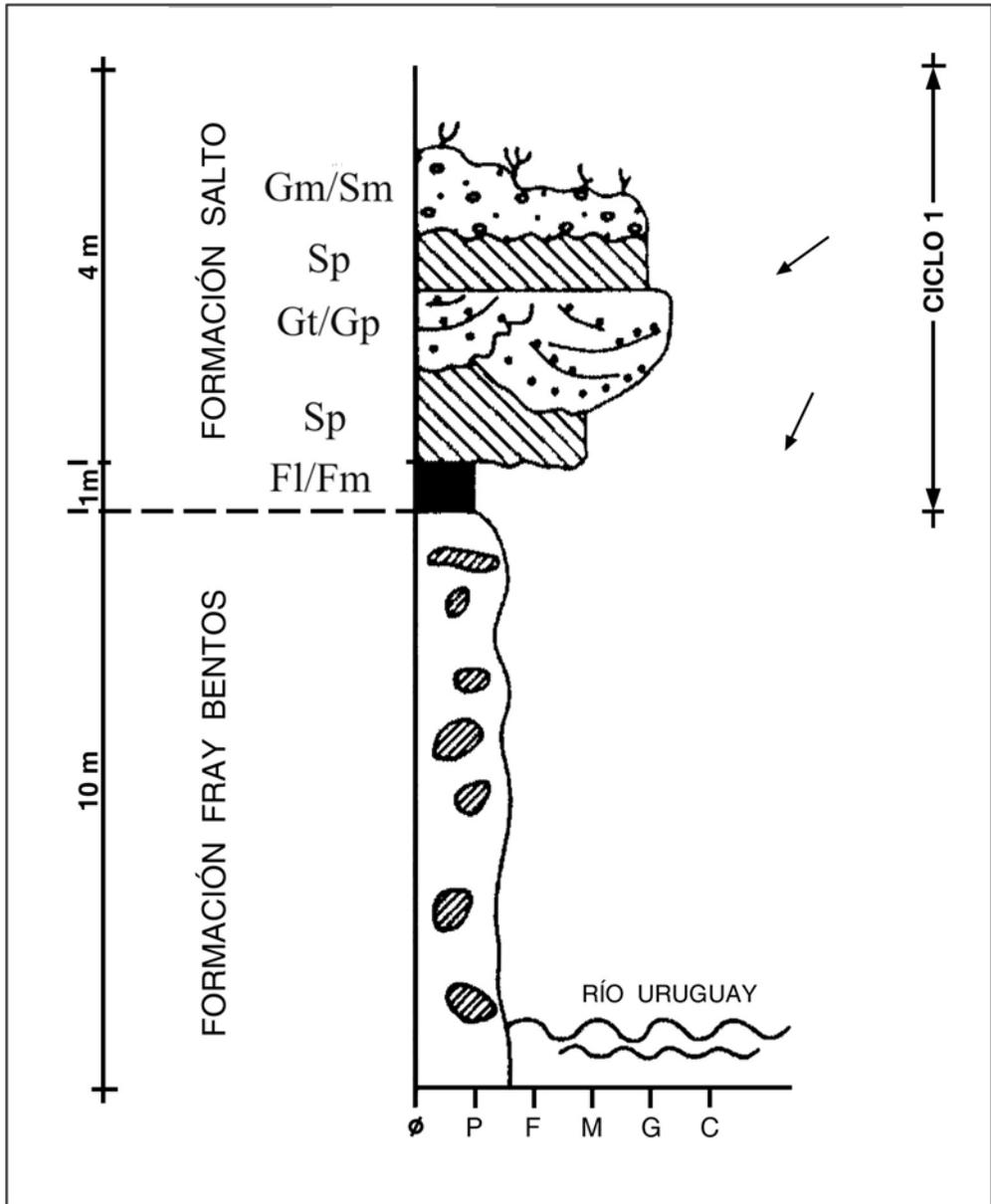


Figura 8 – Perfil litológico de la Formación Salto.
Barrio de “Las Cuevitas”.

Los depósitos arenosos que reúnen las distintas facies de canal (SGt, St, Gt) aparecen genéticamente asociados a formas resultantes de la migración de óndulas con crestas más o menos rectas (SGp y Sp), que también forman parte de los depósitos de canal pero algo más profundos (*e.g.* avance de las caras frontales de barras linguoides y transversales). La litofacies Ggd, asociada también al conjunto anterior, resulta en típicos depósitos de canal generados bajo condiciones de progresiva disminución del flujo a medida que se produce la paulatina colmatación de los canales más activos. Las ocasionales facies Gcm podrían corresponder a depósitos lóbulados originados por súbita infiltración de agua (*vide* Caselli & Limarino 2002).

Los paquetes arenosos y areno-conglomerádicos de expresiva continuidad lateral constituidos fundamentalmente por las litofacies Sh y SGh, y genéticamente asociados a los depósitos de canal, representan una sedimentación por corrientes no totalmente canalizadas o encauzadas bajo la forma de corriente de manto durante periodos de alta descarga (Lámina XV C). También aparecen ligados a estas dos litofacies los niveles conglomerádicos con estratificación horizontal a subhorizontal (Gh), mostrando a veces imbricación de clastos por corrientes. De una forma general, la asociación Sgh/Gh/Sh puede ser interpretada también como el resultado del mecanismo de formación de los núcleos centrales de las barras longitudinales de canal.

Los niveles pelíticos y areno-pelíticos (Fl, Fm y Sh) que en general recubren el tope de las barras arenosas representarían situaciones de inundación, con depósitos generados por tracción – decantación, recubriendo las barras de canal emersas o submersas. No es de descartar que estos depósitos también puedan estar relacionados a situaciones de represamiento de aguas al colmatarse algunos canales menores. En general, los niveles finos aparecen recortados y erosionados por formas de canal que les suprayacen y por lo tanto, constituyen verdaderos relictos que se preservaron en forma parcial por la canibalización resultante de la propia dinámica del sistema.

Asociadas a las facies de areniscas finas a medias (St, Sp y Sh) que conforman parte del conjunto de planicies arenosas submersas y emersas del sistema, aparecen formas de retrabajamiento por corrientes tractivas de muy escasa profundidad, responsables de la formación de los niveles con óndulas (Sr).

No se puede descartar y además resulta muy probable, que algunos estratos arenosos finos asociados a ambos ciclos –dadas las características texturales y composicionales– puedan ser de origen eólico o, más probablemente que haya existido un fuerte retrabajamiento eólico afectando a los depósitos

fluviales. En particular, se hace referencia a los paquetes que, con estas características, aparecen en la sección basal y media de la Formación Salto.

Las medidas de paleocorrientes obtenidas en la Formación Salto permiten abordar una visión de conjunto entre los arreglos faciológicos y las direcciones de paleoflujo, a efectos de concebir la paleofisiografía reinante durante este evento depositacional. En particular y para el área tipo, las paleocorrientes medidas en los “sets” de areniscas con estratificación cruzada planar y en artesa indican, casi en forma invariable, una dirección de flujo hacia el SW y el SSW.

CONSUR (1995) señala aún con mayor detalle que la población predominante de paleocorrientes está en torno a N 250° y 200°. Asimismo, en algunas areniscas con estratificación cruzada (Sp y St), y fundamentalmente, en paleocorrientes medidas en niveles con óndulas (Src) se verifica una mayor dispersión de paleocorrientes pero siempre con fuerte tendencia hacia el cuadrante SW. En otras regiones en las que fue posible realizar medidas de paleocorrientes se constata un patrón de drenaje similar (e.g. región de Ruta N° 3 y el arroyo Boycua).

Textura, composición y diagénesis de las areniscas

Las areniscas son los términos predominantes en la Formación Salto. Son de granulometría variable, de fino a grueso, y muchas veces son francamente sabulíticas y/o gravillosas. Un carácter distintivo de estas sedimentitas es el grado variable de consolidación, donde pueden presentarse muy pobremente cementadas (en general, por carbonato de calcio), intensamente cementadas por sílice o sin cementación alguna, esto último hace totalmente friables a sueltos muchos niveles arenosos de la Formación Salto.

Las areniscas son de composición esencialmente cuarzosa a subarcósica, en ocasiones con niveles de granulometría fina, muy cuarzosas y que presentan buen grado de redondez y esfericidad. Por otro lado, las areniscas medias a muy gruesas son más heterogéneas desde el punto de vista composicional y presentan clastos subangulosos a subredondeados. Al igual que para los conglomerados, la composición mineralógica revela una fuente de naturaleza basáltica pero también ígneo–metamórfica, como ya lo han señalado otros autores.

Microscópicamente, se reconoce que predomina el carácter cuarzoso a subarcósico de las areniscas, donde los clastos son principalmente de cuarzo monocristalino (más del 80 %), muy bien redondeados (probablemente policíclicos), a menudo mostrando recubrimientos y parches ferruginosos

(CONSUR 1995). Siguen en abundancia los feldespatos, principalmente ortosa y, más raramente, microclina o plagioclasa. Es común que aparezcan otros dos tipos de clastos silíceos: cuarzo policristalino y de calcedonia, frecuentemente con textura esférulítica y en porcentajes inferiores al 5 %.

Las areniscas silíceas se muestran con un cemento casi exclusivamente opalino (Fig. 9), observándose comúnmente varias etapas de crecimiento. El ópalo, que se caracteriza por su baja birrefringencia y alto relieve, ha reducido notablemente la porosidad de las areniscas aunque algunos poros primarios remanentes pueden preservarse (Fig. 10). Otro factor que ha contribuido notablemente a la pérdida de porosidad primaria en las areniscas es el aplastamiento de clastos lábiles, probablemente correspondientes a pelitas. Las figuras de engolfamiento y corrosión afectando los clastos son comunes (Fig. 11).

Se reconoce que las areniscas casi no han sufrido soterramiento, por lo que la compactación mecánica es casi inexistente. Su fuerte cementación es interpretada como eogenética por Scasso & Limarino (1997) y según estos autores estaría vinculada a la precipitación de sílice a partir de aguas freáticas alcalinas que atraviesan los niveles basálticos bajo condiciones climáticas favorables. Las observaciones microscópicas sugieren que, al menos parte del aporte silíceo pueda deberse también a la disolución de clastos de la propia sucesión arenosa y, en particular, de clastos lábiles.



Figura 9 – *Detalle microscópico de las areniscas de la Formación Salto. Clastos de cuarzo policristalino (P) y calcedonia (C) en niveles de areniscas silicificadas (nicos cruzados). Tomado de CONSUR (1995).*

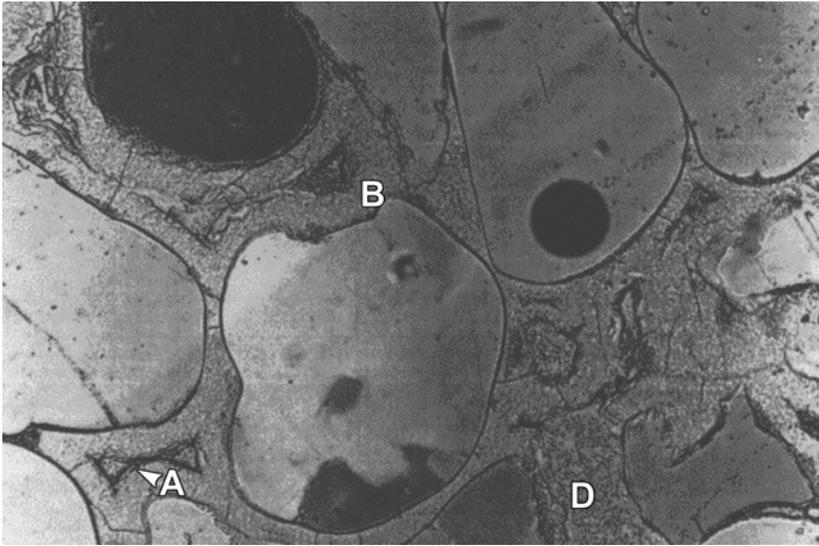


Figura 10 – *Aspecto general en lámina delgada de las areniscas silicificadas. Muestra clastos muy bien redondeados con coating ferruginoso. Se observa el cemento de ópalo (B), la existencia de poros primarios remanentes (A) y de clastos lábiles deformados por compactación (D).*

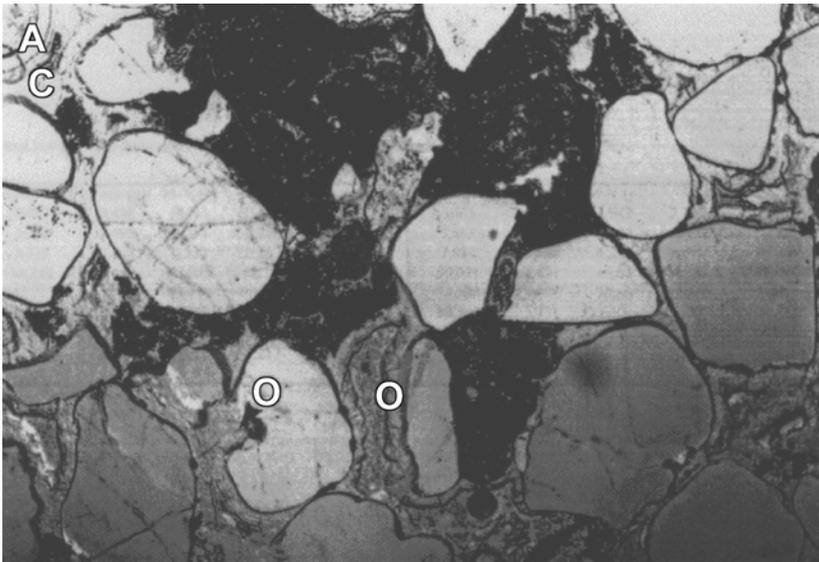


Figura 11 – *Engolfamiento y corrosión de clastos silíceos (O). Se observa en esta lámina delgada el grano de arena fina y su probable implicancia en la generación del cemento. Por otro lado, es posible detectar la intensa deformación que han sufrido los fragmentos lábiles. (A: poros remanentes y C: cemento)*

Vale la pena advertir que los niveles de areniscas fuertemente silicificados son muy discontinuos, aparecen asociados principalmente al tercio superior de la unidad y lateralmente pueden pasar a areniscas totalmente friables, característica ésta que se verifica a nivel regional (*vide* Gentili & Rimoldi 1979).

Tectónica y edad

Un aspecto de interés, por su connotación tectosedimentaria, es la distribución y preservación relictual de la Formación Salto. Casi todas las ocurrencias de esta unidad se presentan como relictos que ocupan zonas topográficas algo elevadas (Bossi & Navarro 1991). Esto sugiere la actuación de una tectónica muy joven relacionada a la reactivación de los lineamientos NW y subordinadamente, NE y NS, controlando la eficiencia de los procesos erosivos que afectaron a la Formación Salto. Los dos ciclos depositacionales de 4º orden que se reconocen en esta unidad, deben relacionarse a esa actividad tectónica penecontemporánea.

Los actuales límites de la Formación Salto son en su mayoría de naturaleza erosivo-estructural, lo que lleva necesariamente a admitir que originalmente la unidad abarcó una superficie mayor a la actual. Las direcciones de paleocorrientes y la procedencia de los materiales indican que los ríos entrelazados recorrieron áreas de naturaleza ígneo-metamórfica y basáltica desde el NE hacia el SW.

De esa forma, los sistemas fluviales fueron controlados por una fisiografía positiva condicionada, en parte, por la reactivación de algunos lineamientos regionales de dirección NW (*e.g.* los lineamientos Itapebí Grande y Daymán). Sin embargo, otros lineamientos de carácter más local también condicionaron el desarrollo de los sistemas fluviales (*e.g.* el tramo NW del Arroyo San Antonio).

Es muy probable que el desarrollo del “sistema Salto” pueda estar asociado a un levantamiento póstumo de la “Isla Cristalina de Rivera” hacia el Cenozoico Tardío (*vide* de Santa Ana & Veroslavsky 2002). Tampoco es de descartar la relación temporal de la Formación Salto con el desarrollo de los depósitos coluvionales que se encuentran distribuidos saltuariamente en los departamentos de Rivera y Tacuarembó (*e.g.* en los alrededores de la localidad de Las Arenas y en Puntas de Cinco Sauces, ambas en el departamento de Tacuarembó). Cabe señalar que la reactivación de los lineamientos NW y NE en la propia ciudad de Salto jugaron un rol fundamental en el proceso de basculamiento de bloques que permitió la acumulación de la Formación Fray Bentos.

El desarrollo de una tectónica recurrente cenozoica en el norte uruguayo no resulta novedoso. De Santa Ana & Veroslavsky (2002) enumeraron un conjunto de evidencias de neotectónica en la región norte del territorio. Martínez *et al.* (2001) relacionan a una tectónica el posicionamiento topográfico de las unidades marinas y fosilíferas depositadas hace unos 120.000 años (estadio isotópico 5e, *vide* Capítulo I) en la localidad de Nueva Palmira. Por su parte, Bossi & Ferrando (2001) también asocian a la actuación de una tectónica joven la situación topográfica en las que se hallan las “arcillas yesíferas de Bellaco”, íntimamente relacionadas con el desarrollo de la Formación Salto (*vide* Capítulo IX).

Por último, la edad de la depositación de la Formación Salto constituye un tema abierto y en discusión. El marco evolutivo para la región, sus relaciones estratigráficas y las edades radimétricas en territorio argentino llevarían a admitir una edad Pleistoceno para los depósitos de esta unidad.

Bibliografía

- Aznarez J (1945): *Apuntes y notas sobre una nomenclatura para los suelos del Uruguay, basada en la geología, con referencia especial a los departamentos de Paysandú, Río Negro, Artigas, Salto y Rivera*. Revista de la Facultad de Agronomía 40: 67-201, Montevideo.
- Bolzon RT (1999): *Lenhos de Dicotyledoneae do Cenozoico da região de Uruguaiana, Rio Grande do Sul*, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 199pp.
- Bolzon RT & Oliveira EV (2000): *Associação de lenhos fósseis da região de Uruguaiana, estado do Rio Grande do Sul, Brasil: considerações sobre geologia e tafonomia*. Geociências V: 160-163.
- Bossi J & Ferrando L (2001): *Carta Geológica del Uruguay*, versión cd-rom, Geoeditores, Montevideo.
- Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República (ed. 1988) 2: 463-969. Montevideo.
- Bossi J, Heide E & de Oliveira T (1969): *Carta geológica del Uruguay*. Escala 1:100.000. 1 Segmento Salto, sectores XIX y XX: 1-57. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo.
- Brea M (1998): *Ulminium mucilaginosum n.sp.* y *Ulminium artabeae n.sp.*, dos leños fósiles de Lauraceae en la Formación El Palmar, Provincia de Entre Ríos, Argentina. Ameghiniana 35 (2): 193-204.
- Brea M (1999): *Leños fósiles de Anacardiaceae y Mimosaceae de la Formación El Palmar (Pleistoceno Superior)*, departamento de Concordia, provincia de Entre Ríos, Argentina. Ameghiniana 36 (1): 63-69.
- Caselli AT & Limarino CO (2002): *Sedimentología y evolución paleoambiental de la Formación Patuía (Pérmico) en el extremo sur de la sierra de Maz y cerro Bola, provincia de La Rioja, Argentina*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (4): 415-436.

- Caorsi JM & Goñi JC (1958): *Geología uruguaya*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 37: 1-73.
- Clapperton C (1993): *Quaternary geology and geomorphology of South America*. Elsevier, Amsterdam, 779 pp.
- CONSUR (1995): *Estudio del acuífero Salto*. Informe técnico para el PRENADER – MGAP – MTOP – BM. Montevideo, 268pp.
- De Alba E (1953): *Geología del Alto Paraná en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituaingó y Posadas*. Revista de la Asociación Geológica Argentina VIII (3): 129-161.
- de Santa Ana H & Veroslavsky G (2002): *Evidencias de tectónica cenozoica en la región norte de Uruguay*. II Jornadas Uruguayas del Cenozoico, SUG–Facultad de Ciencias, Montevideo: 1-3.
- Ferrando LA, Eugui W, Cabrera Z & Elías R (1989): *Carta geológica del Uruguay a escala 1/100.000 Hoja Agraciada R-23 y Nueva Palmira R-24*. Convenio Facultad de Agronomía–Facultad de Ciencias–Dirección Nacional de Geología y Minería. Montevideo.
- Frenguelli J (1920): *Contribución al conocimiento de la geología de Entre Ríos*. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba XXIV: 55-256.
- Gentili C & Rimoldi MV (1979): *Mesopotamia*, 1: 185-223 de 2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba.
- Gentili C, Rosenman ML & Lourenco AM (1974): *Características geológicas generales del territorio brasileño en la faja adyacente al curso medio del río Uruguay*. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXIX (2): 223-230.
- Goso H (1965): *El Cenozoico en el Uruguay*. Instituto Geológico del Uruguay (Inf.), 36pp.
- Goso H (1972): *Cuaternario*. MAP, Programa de Estudio y Levantamiento de Suelos (Inf.), 12pp.
- Goso H & Bossi J (1966): *Cenozoico*, pp. 259-301 de Bossi J: *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo.
- 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*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay N°17.
- Herbst R & Santa Cruz JN (1985): *Mapa litoestratigráfico de la provincia de Corrientes*. D'Orbignyana 2: 1-51.
- Iriondo MH (1996): *Estratigrafía del Cuaternario de la Cuenca del Río Uruguay*. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV: 15-25.
- Iriondo MH (1999): *Cuaternario del Chaco y Litoral*, pp. 696-699 de Caminos R (ed.) *Geología Argentina*. Segemar, Buenos Aires.
- Iriondo M & Kröhl D (2001): *A neoformed kaolinitic mineral in the Upper Pleistocene of northeastern Argentina*, pp. 109-116 de Domínguez EA, Mas GR & Cravero F (eds.): *Proceedings of the 12th International Clay Conference*, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
- Iriondo M & Santi M (2000): *La Formación Salto Chico en el subsuelo de Entre Ríos*. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 91.
- Klappenbach MA & Olazarri J (1986): *Notas sobre Strophocheilidae. IV. Eoborus berroi, nueva especie del Mioceno uruguayo*. Comunicaciones paleontológicas del Museo de Historia Natural de Montevideo 1: 217-225.
- Lambert R (1940): *Memoria explicativa de un mapa geológico de reconocimiento del Departamento de Paysandú y los alrededores de Salto*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 27: 1-41.

- Lutz AI (1979): *Maderas de angiospermas (Anacardiaceae y Leguminosae) del Plioceno de la provincia de Entre Ríos, Argentina*. Facena 3: 39-63.
- Lutz AI (1980): *Palmoxylon concordiensis* n. sp. *del Plioceno de la Provincia de Entre Ríos, República Argentina*. II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso latinoamericano de Paleontología, Actas III: 129-140. Buenos Aires.
- Lutz AI (1984): *Palmoxylon yuqueriense* n. sp. *del Plioceno de la Provincia de Entre Ríos, Argentina*. III Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 197-207.
- Lutz AI (1986): *Descripción morfo-anatómica del estípide de Palmoxylon concordiensis Lutz del Plioceno de la provincia de Entre Ríos, Argentina*. Facena 6: 17-32.
- Martínez S, Ubilla M, Verde M, Perea D, Rojas A, Guérequiz R & Piñeiro G (2001): *Paleoecology and geochronology of uruguayan coastal marine Pleistocene deposits*. Quaternary Research 55: 246-254.
- Miall AD (1985): *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sciences Review 22: 261-308.
- Miall AD (1996): *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, New York, 522pp.
- Mones A (1979): *Terciario del Uruguay. Síntesis geo-paleontológica*. Revista Facultad de Humanidades y Ciencias (Ciencias de la Tierra) 1 (1): 1-27. Montevideo. Uruguay.
- Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Carta geológica del Uruguay (1:500.000)*. DINAMIGE, Montevideo.
- Rimoldi HV (1962). *Aprovechamiento del río Uruguay en la zona de Salto Grande: estudio geotécnico-geológico para la presa de compensación proyectada en Paso Hervidero (provincia de Entre Ríos)*. Anales 1^{ras} Jornadas de Geología Argentina 2: 287-310. Buenos Aires.
- Scasso RA & Limarino CO (1997): *Petrología y diagénesis de rocas clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología, Publ. Esp. n°1, 259pp., Buenos Aires.
- SEGEMAR (1995): *Mapa geológico de la provincia de Entre Ríos, República Argentina*. Secretaría de Minería – Servicio Geológico, Buenos Aires.
- Walther K (1931): *Sedimentos gelíticos y clastogelíticos del Cretácico Superior y Terciario uruguayos*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 13: 1-94.

GEOLOGÍA Y PALEONTOLOGÍA DE LAS ISLAS SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTIDA

Henri Masquelin, Daniel Perea, Mariano Verde,
Rosario Guérequiz y Margarita Sienra

LA ANTÁRTIDA ES EL CONTINENTE MÁS AISLADO DE LA TIERRA. Está rodeada por dorsales meso-oceánicas activas, a excepción del sector vinculado con Sud-América. Es el único continente helado árido del planeta y como tal constituye un elemento singular entre los ambientes terrestres. La evolución de sus límites de placas durante el Cenozoico controló el desarrollo de los mares originados por la separación entre Sud-América y Antártida, antes y durante su glaciación. Su evolución geológica es clave para entender el cambio climático global.

La geología de la Antártida fue subdividida tradicionalmente en:

- A) un escudo precámbrico, que constituye la Antártida Oriental; y
- B) un cinturón orogénico poligénico, que constituye la Antártida Occidental.

Los datos geológicos, geofísicos y paleomagnéticos indican que esta última está formada por una serie continua o semicontinua de bloques microcontinentales (Dalziel & Elliot 1982).

Las islas Shetland del Sur¹ constituyen un pequeño archipiélago situado al NO de la Península Antártica, de la que comenzó a separarse hace alrededor de 4 millones de años con la creación del Estrecho Bransfield (Fig. 1).

1. La exploración de las islas Shetland del Sur y Península Antártica comenzó hacia 1820, impulsada por la caza de elefantes marinos, a través de las expediciones del estadounidense Nathaniel Palmer y el británico Sir Edward Bransfield. (*N. de los A.*)

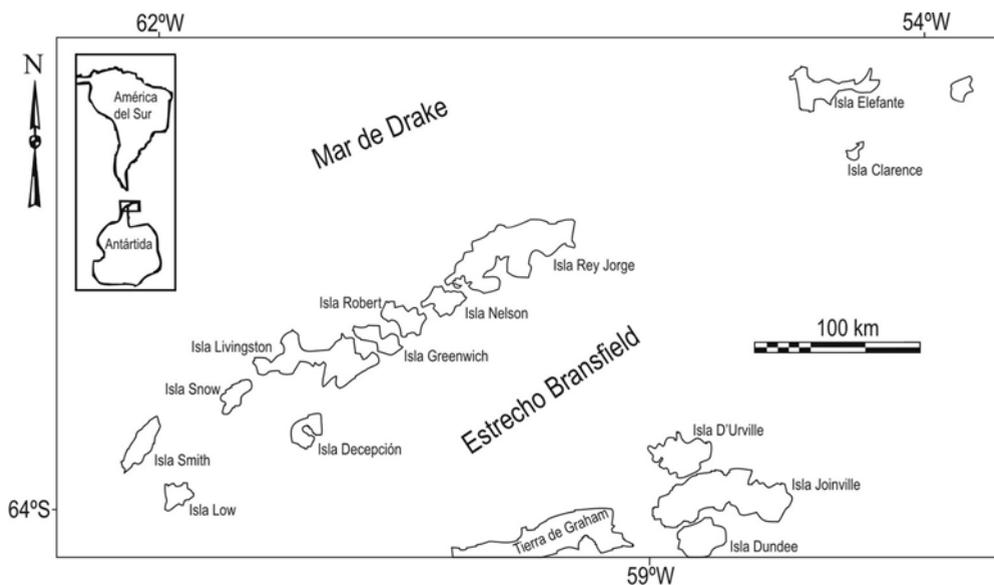


Figura 1 – Islas Shetland del Sur y el extremo NE de la Península Antártica (Tierra de Graham).

Los primeros antecedentes geológicos y paleontológicos del siglo XX, fueron publicaciones de exploradores pertenecientes a las expediciones suecas realizadas entre 1901 y 1904, *e.g.* Nordenskjöld (1905), Andersson (1906) y Dusén (1908).² Nordenskjöld (1905)³ fue el primero en subdividir la Península Antártica en:

- una zona occidental, con rocas plegadas y rocas intrusivas, y
- una zona oriental, compuesta por rocas sedimentarias no deformadas, situada principalmente en las islas orientales (Grupo James Ross).

Posteriormente, David Ferguson (1921) separó dos series de rocas:

- la serie antigua, representada por una alternancia de sedimentitas y lavas, de probable edad jurásica, y
- la serie joven, compuesta por basaltos y andesitas calcoalcalinas de supuesta edad cretácica.

2. El geólogo y geógrafo Otto Gustaf Nordenskjöld (1869-1928) comandó expediciones a la Patagonia y Tierra del Fuego (1895-97), Klondike y Yukon (1898), Groenlandia (1900), la Antártida (1901-1904, viaje muy accidentado en que los participantes fueron finalmente rescatados por un barco argentino), otra vez Groenlandia (1909) y Perú y el sur de Chile (1920-1921); en 1905 fue nombrado profesor de geografía en la universidad de Göteborg; era sobrino de Adolf Erik Nordenskjöld (1832-1901), explorador de la zona polar norte. Johan Gunnar Andersson (1874-1960) fue geólogo y arqueólogo, además de explorador polar; en 1902 se reunió con la expedición de Nordenskjöld.

3. El grupo de islas James Ross debe su nombre al del marino británico (1800-1862) que recorrió la zona en 1841-43.

Un esbozo estratigráfico fue presentado por Tyrrell (1945) en el que aparecían:

- gneisses y esquistos no aflorantes del “basamento”,
- lavas andesíticas, riolitas, rocas piroclásticas y sedimentitas de edad jurásica,
- lavas andesíticas y rocas piroclásticas espesas de edad cretácica con cuerpos hipabisales intrusivos, y
- basaltos olivínicos y basalto-andesitas terciarias a recientes, intruidos por microdioritas.

La mayoría de las unidades de edades mesozoicas y cenozoicas e incluso paleozoicas que conforman la geología de estas islas, son comunes con las de la Península Antártica. De esta manera, para la mayor parte de la historia geológica el estudio de ambas no puede ser dissociado.

Muchos autores consideraron a la Península Antártica e Islas Shetland del Sur como el resultado de la construcción y posterior erosión de un arco magmático en margen continental (Trouw *et al.* 1998; Barker *et al.* 2003), aunque algunos consideran que dicho arco magmático pudo ser construido sobre placa oceánica (Machado *et al.* 2001).

Proponemos aquí una reseña en la que, luego de presentar la evolución tectónica cenozoica de la Antártica Occidental y enmarcar sus unidades tectoestratigráficas, abordaremos brevemente la litoestratigrafía y paleontología del Cenozoico. Tomamos como principal referencia la geología de la Isla Rey Jorge, por ser la más estudiada y en dónde los geólogos y paleontólogos uruguayos realizaron sus principales contribuciones.

EVOLUCIÓN TECTÓNICA CENOZOICA DE LA ANTÁRTIDA OCCIDENTAL

Para relatar la evolución tectónica cenozoica es necesario comentar primero las causas que llevaron a la misma. En efecto, la evolución tectónica de la Antártida Occidental comenzó con la separación del Gondwana, hace unos 135 millones de años y continuó durante todo el Cretácico y Cenozoico. Los diferentes continentes o microcontinentes derivados de su fragmentación tuvieron historias cinemáticas diferentes y complejas. Los estudios geofísicos y biogeográficos proponen que la separación de Australia y Antártida comenzó en el Paleoceno Superior – Eoceno Inferior (Weissel *et al.* 1977; Crook

1981), mientras que la separación definitiva de Antártida respecto de Sud-América ocurrió recién en el Oligoceno Superior (ca. 28 millones de años), provocando la apertura del Pasaje de Drake y el aislamiento físico y climático de la Antártida. De esta forma, el proceso que llevó a la separación entre Sud-América y Antártida controló la propia historia cenozoica de esta región.

La separación del Gondwana tuvo lugar al mismo tiempo que se desarrollaba un margen continental activo en la plataforma sud-occidental. La subducción de la placa proto-Pacífica debajo de la placa 'Aluk' habría comenzado a producirse desde el Triásico (Barker & Griffiths 1972), con el desarrollo de una asociación tectoestratigráfica de *forearc*; ⁴ ésta incluye a los diferentes complejos metamórficos de subducción (Fig. 2).

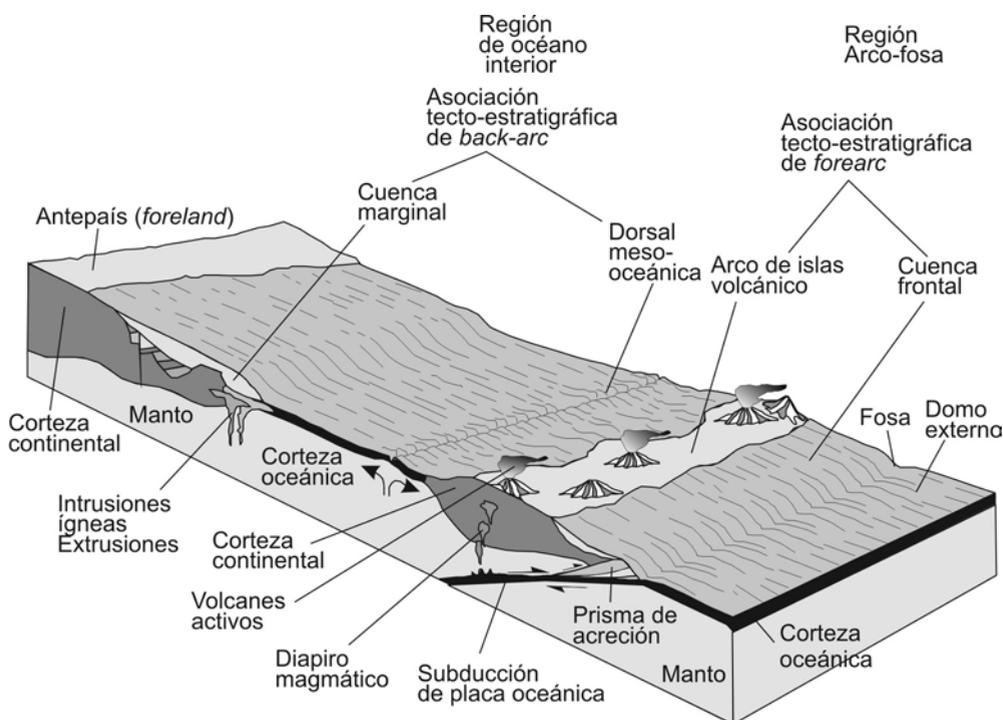
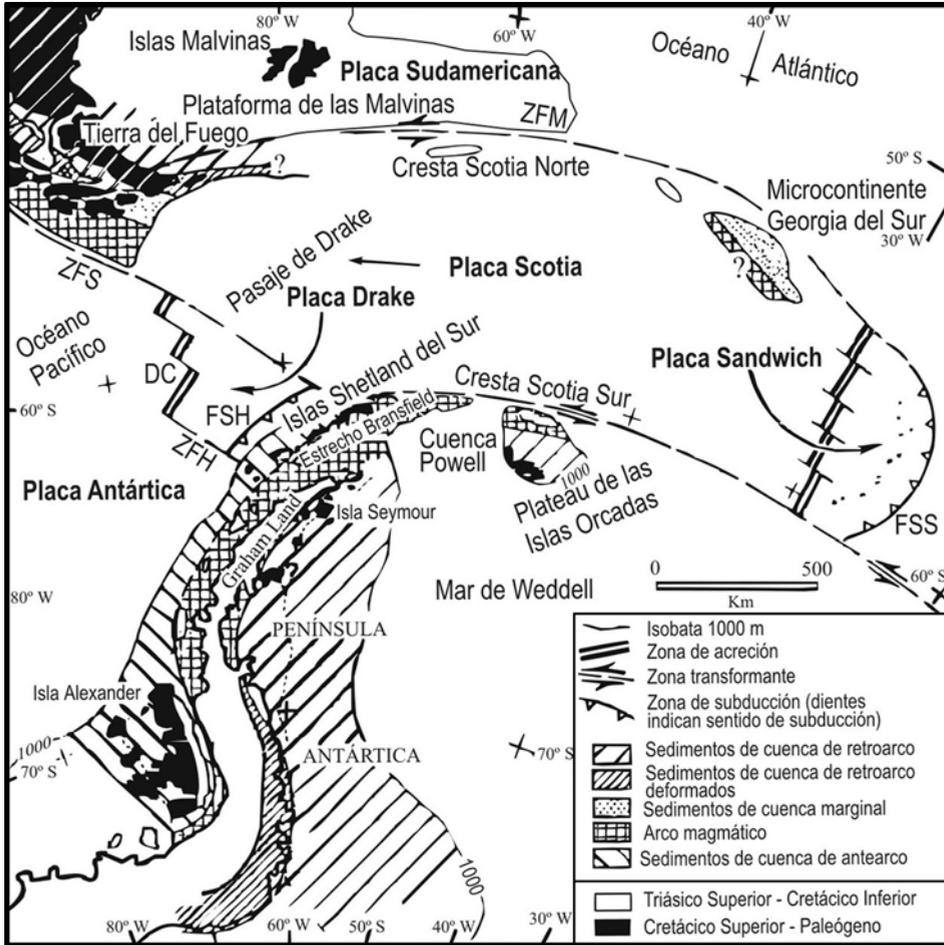


Figura 2 – Margen continental del estilo “Mar del Japón”.

Se separa una asociación tecto-estratigráfica de forearc de una asociación tecto-estratigráfica de back-arc. Modificado de Moores & Twiss (1995).

4. Una asociación de unidades tectoestratigráficas de *forearc* comprende las sedimentitas de fosa, el prisma acrecional, la cuenca frontal de ante-arco así como las sedimentitas y volcanitas del propio arco magmático. Esta asociación es válida tanto para un margen continental activo como para un arco de islas oceánico (Moores & Twiss 1995). (N. de los A.)

El Arco de Scotia (Dalziel 1984), al igual que el de las Antillas, fue producido por la confrontación entre más de dos placas tectónicas. En este caso, se confrontan la placa Antártica, la placa Sudamericana y la placa oceánica Pacífica, con la creación de algunas microplacas adicionales (Fig. 3).



DC	Dorsal de Chile	ZFH	Zona de fractura de Hero
FSS	Fosa Sandwich del Sur	ZFM	Zona de fractura de las Islas Malvinas
FSH	Fosa Shetland Sur	ZFS	Zona de fractura de Shackleton

Figura 3 – Península Antártica y Arco de Scotia.

Mapa tectónico mostrando las unidades tecto-estratigráficas más prominentes.

Modificado de Elliot (1991).

La cinemática local de las mismas permitió acomodar rotaciones entre las placas mayores por medio de complejas relaciones entre acreción, subducción y transcurrencia a partir de las uniones triples. Las islas Sand-

wich del Sur son el producto de un volcanismo activo formando un arco magmático intraoceánico, debido al consumo de la Placa Sudamericana subducida por debajo de la microplaca “Sandwich”. Las zonas de fractura, prolongación de las transformantes, derivan en zonas de cizalla transcurrentes que desplazan tangencialmente bloques de placa oceánica y arrastran fragmentos continentales, como el microcontinente Georgia del Sur.

Los estudios geofísicos realizados revelan la existencia de microplacas separadas por uniones triples cuya cinemática fue modificada desde la separación del Gondwana permitiendo la separación entre Sud-América y la Península Antártica (Dalziel & Elliot 1982; Storey *et al.* 1988; Cunningham *et al.* 1995; Galindo-Zaldívar *et al.* 1996).⁵

Las islas Shetland del Sur se sitúan entre una fosa oceánica, con profundidades superiores a 5 kilómetros y una posible zona de acreción naciente, en el extremo Norte del Estrecho Bransfield (Maldonado *et al.* 1994). Dichas islas constituyen un alto de plataforma separado del resto de la asociación de unidades tectostratigráficas de *forearc* por la creación del *rift* cuaternario con cinemática tangencial. Hacia el Este de la Isla Elefante, el movimiento transcurrente se intensificaría a lo largo de una zona de fractura oceánica que es tangente con algunos altos plataformales, como el expuesto en las islas Orcadas del Sur.

UNIDADES TECTOESTRATIGRÁFICAS

Las rocas del Cenozoico en las islas Shetland del Sur forman parte de una asociación tectostratigráfica de *forearc* en la que se superpusieron diversos eventos magmáticos, que contribuyeron en la formación de un batolito calcoalcalino y su cortejo de rocas volcánicas (Fig. 4). Además, dicha asociación comprende el desarrollo de cuencas de antearco con sedimentitas continentales, marinas y transicionales. Asimismo, a lo largo de la historia de subducción, se desarrollaron diversos complejos metamórficos que fueron sucesivamente acrecionados. Por otra parte, la región registra una asociación de *back-arc* conformada por sucesivas cuencas vinculadas con el desarrollo orogénico.

5. A comienzos del Cenozoico, junto con la separación entre la Antártida del Este y Australia, se inicia un cambio importante en la unión triple de Bouvet, que lleva consigo un cambio en la dirección del movimiento del microcontinente Península Antártica. Este cambio provoca que la separación entre Sud-América y la Antártida, al principio poco importante, se torne más eficaz y se desarrolle la compleja estructura del Arco de Scotia (Dalziel 1984). (*N. de los A.*)

Edad		Islas Orcadas	Islas Georgia del Sur	Islas Shetland del Sur	Península Antártica (Flanco Oeste)	Península Antártica (Flanco Este)	Islas Sandwich del Sur
CENOZOICO	Cuaternario			Serie post-caldera Serie pre-caldera		Conglomerado de Pecten	Basaltos y andesitas de Arco de Islas
	Terciario	Diques de diabasa		Is. Decepción		Grupo Volcánico James Ross	
MESOZOICO	Cretácico	Conglomerado Spencer Harbour Lutita Gibbon Bay			COMPLEJO INTRUSIVO ANDINO Granitos, granodioritas, tonalitas, dioritas, gabros	Formación La Meseta Areniscas, coquimas, etc.	
	Jurásico		Formaciones Bandebugten y Cumberland Bay			Grupo Marambio Conglomerado, areniscas, etc.	
	Triásico				COMPLEJO VOLCANICO SUPRAJURÁSICO Riolitas, rioladitas, dactitas, andesitas	Formaciones Ablation Point, Fossi Bluff Belemnite Point y Mount Flora	
PALEOZOICO	Superior	Grauvacas y lutitas (Isla Laurie)		Formación Miers Bluff (Isla Livingston) Grauvacas y lutitas		Formaciones Trinity Peninsula y Legoupil Grauvacas y lutitas	
	Inferior						
Complejos Metamórficos		Gneisses granatíferos, anfibolitas, micaesquistos y mármoles		Filitas, micaesquistos y anfibolitas (Islas Elefante, Smith, Clarence, Gibbs e Inaccesible)	Gneisses, anfibolitas y micaesquistos (Bahía Margarita)	Gneisses, anfibolitas, micaesquistos y milonitas (Costa de Wilkins)	

Figura 4 – Correlación litoestratigráfica general de la Península Antártica e islas del Arco de Scotia mostrando las principales unidades litotectónicas expuestas.

Los complejos metamórficos no fueron asignados a ninguna edad en particular debido a que las variaciones temporales son la regla, entre ca. 250 y 47 Ma. Modificado de Caminos & Massabie, 1978.

La creación de un *rift* en el Estrecho Bransfield podría ser el último registro activo de este tipo de cuencas, desarrolladas en paralelo a las secuencias de *forearc*. La actividad volcánica más reciente en las islas Shetland del Sur se registra por una cadena de volcanes submarinos y subaéreos, situada en el borde occidental del *rift*. Las sedimentitas *on shore* dentro del *rift* registran entre dos y tres episodios de glaciación (Birkenmajer & Keller, 1990; Pudsey 2000), así como evidencias de deformación reciente (Rey & Somoza 1992).

Para el análisis litoestratigráfico, las asociaciones tectoestratigráficas pueden ser subdivididas en función de discordancias angulares separando sucesivos eventos tectometamórficos y magmáticos.

El basamento ígneo – metamórfico

La existencia de un basamento ígneo-metamórfico en la Península Antártica e Islas Shetland del Sur es actualmente centro de debate. El mismo se torna difícil de separar del Complejo Metamórfico de Scotia, que caracteriza a una secuencia de unidades incorporadas al dominio de *forearc* y afectadas por metamorfismo durante la subducción. No obstante, la presencia local de un basamento paleozoico fue verificada (Milne & Millar 1989; Miller *et al.* 1997; Millar *et al.* 2002). Este basamento es anterior a las sedimentitas carbonífero–triásicas, en las cuales se asentó el arco magmático precoz (Smellie 1991; Doktor *et al.* 1994; Trouw *et al.* 1998). Esto sugiere que al menos una parte de las turbiditas de la Formación Trinity Peninsula (*v.gr.* Formación Miers Bluff) fue depositada sobre corteza continental (Trouw *et al.* 1998).

La cuenca marginal pre-orogénica

Hacia el comienzo de la subducción del Océano Proto-Pacífico, el magmatismo de arco debió emplazarse dentro de una cuenca marginal marina que, en las Islas Shetland del Sur, se encontraría hoy representada por la Formación Miers Bluff, aflorante en la isla Livingston (Hobbs 1968). Se trata de una secuencia turbidítica de tipo *flysch* (Smellie *et al.* 1984; Crame *et al.* 1993). La misma se compone de grauvacas de color gris oscuro con intercalaciones de lutitas, conglomerados y cuarcitas (en menor proporción), semejantes a los descritos en la Península Antártica con el nombre de Formación Trinity Peninsula (Nordenskjöld 1905; Adie 1954, 1957).

La Formación Miers Bluff no posee fósiles guía, asignándosele una edad Carbonífero–Triásico, al correlacionársela parcialmente con la Formación Trinity Peninsula (Aitkenhead 1975). No obstante, la base de la formación es de edad desconocida. Dichas turbiditas, aflorantes en la Península Hurd de la Isla Livingston, también fueron correlacionadas con la secuencia aflorante en la Punta Williams, de la misma isla. En esta última, se describen rocas volcanoclásticas continentales conteniendo flora fósil considerada del Triásico Medio (Barale *et al.* 1994; Willan *et al.* 1994; Pallàs *et al.* 1999), aunque esa edad generó algunas controversias (Rees & Smellie 1989; Chapman & Smellie 1992). Otros bloques o estratos continentales fosilíferos dispersos refuerzan la hipótesis sobre la existencia de una cuenca marginal de edad Triásico Medio (Orlando 1967; Schopf 1973).

Durante la subducción activa, la Formación Miers Bluff fue afectada por un metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo. La deformación más intensa generó pliegues anisópacos recumbentes (Dalziel 1969; Muñoz *et al.* 1992; Doktor *et al.* 1994), con foliación de plano axial incipiente (Dalziel 1969; Arche *et al.* 1991). La dirección de transporte tectónico registrada por estas estructuras es aún poco clara (Smellie *et al.* 1995; Tokarski *et al.* 1997). Estas rocas fueron posteriormente afectadas por pliegues abiertos de orientación groseramente NE–SO (Dalziel 1969). Finalmente, los diques hipabisales del Titoniense – Cretácico Inferior recortaron la secuencia (Smellie *et al.* 1984; Pallàs *et al.* 1992).

La cuenca de *forearc*

En las Islas Shetland del Sur, la secuencia volcánica jurásico–cretácica contiene sedimentitas marinas y continentales, así como potentes paquetes de lavas. Esta unidad, definida como Grupo Byers, aflora en las Islas Snow y Livingston (Península Byers). En esta última, se observó la transición entre sedimentitas de carácter continental a sedimentitas marinas (Fuenzalida *et al.* 1972; Askin 1983). El Grupo Byers (de la Isla Livingston) sobreyace y recorta a la Formación Miers Bluff (Smellie *et al.* 1980, 1984; Crame *et al.* 1993). Esta unidad presenta una edad Titoniense a Cretácico inferior, con base en fósiles marinos (Tavera 1970; Askin 1983).

El complejo metamórfico de subducción

Rocas metamórficas de diversos grados afloran a lo largo del Arco de Scotia. Las mismas fueron consideradas hasta precámbricas (Caminos & Massabie 1978). Hoy sabemos que corresponden, al menos parcialmente, a

sucesivos complejos de subducción acrecionados, de edad contemporánea con el evento orogénico más reciente.

El Complejo Metamórfico de Scotia fue definido como un complejo metamórfico de subducción, incorporado en forma casi continua al margen continental activo (Tanner *et al.* 1982; Grunow *et al.* 1992). Las rocas de ese complejo metamórfico podrían derivar, en su mayor parte, de las secuencias precoces de cuenca marginal (Hervé *et al.* 1981; Trouw *et al.* 1998). Las edades obtenidas indican un gran intervalo temporal que abarca desde los 250 millones de años, en el Complejo Metamórfico Patagónico, 200 millones de años en las islas Orcadas del Sur y hasta 47 millones de años, en la isla Smith (Hervé *et al.* 1990; Féraud *et al.* 2000).

En las islas Shetland del Sur, las rocas metamórficas mesozoico–cenozoicas aflorantes están restringidas a las islas Smith, Elefante y grupo Clarence (Fig. 1). Su afloramiento está ligado a la exhumación, en ambas terminaciones de la subducción, de los altos de fondo oceánico constituidos por las zonas de fractura de Shackleton y Hero. En algunos casos, las condiciones metamórficas fueron típicas de la facies “Esquistos Azules” (alta presión y baja temperatura). El complejo metamórfico también incluye rocas de grado medio (alta presión y alta temperatura). Se pudieron determinar siete zonas metamórficas con pasaje gradual entre sí (Trouw *et al.* 1998). Una trayectoria P-T-t horaria fue determinada para la evolución metamórfica, vinculándose con dos eventos de deformación dúctil y uno de exhumación tectónica (Trouw *et al.* 1998). El metamorfismo de la Isla Elefante registró edades Cretácico Medio. Las edades Ar-Ar, en la Isla Elefante, decrecen indicando la paulatina migración del cinturón metamórfico hacia el Sur (Féraud *et al.* 2000). La Isla Smith, situada en el extremo SO del archipiélago, registró un intervalo de edades entre 68 y 46 millones de años para los picos térmicos. Esas edades son bastante más jóvenes que las de la Isla Elefante (109 Ma), indicando probablemente la distinción entre un evento metamórfico Albiense y otro Eoceno.

El arco magmático de la Península Antártica

El arco magmático de la Península Antártica (e islas Shetland del Sur) provee de una de las historias mejor documentadas de subducción continua desde el Paleozoico tardío hasta la actualidad (Trouw *et al.* 1998). Dicho arco se constituye de la denominada “Serie Intrusiva Andina”, que conforma el 80% de los afloramientos de la región (Adie 1955, 1964). Dicho arco magmático se habría instalado a partir del Triásico (Orlando 1967; Sme-

llie *et al.* 1984; Elliot 1991) y debió desarrollarse, al menos parcialmente, sobre un basamento ensiálico del Paleozoico (Pankhurst 1983; Millar *et al.* 2002).

El batolito calcoalcalino está formado por diversos granitoides con composición tonalítica – granodiorítica dominante (Leat *et al.* 1995). El magmatismo fue muy abundante desde el Jurásico hasta el Cenozoico medio (Pankhurst, 1983; Leat *et al.* 1995). Es a partir del Cretácico Tardío y hasta el Plioceno, que fueron emplazados los principales cuerpos granitoides del batolito, incluyendo a los plutones de las Islas Shetland del Sur (Smellie, 1991; Doktor *et al.* 1994). La edad más reciente para los granitoides alcanzó al Plioceno (Rex & Baker 1973). En las islas Shetland del Sur, el registro principal de actividad magmática tuvo lugar durante el Mesozoico y el Paleógeno. Esa actividad también desarrolló series efusivas subaéreas y submarinas, así como complejos granitoides intrusivos. La edad de los plutones tonalíticos que afloran en la Isla Livingston es Cretácico Tardío a Eoceno (Kamenov 1995; Smellie *et al.* 1995). Otras intrusiones menores, compuestas por granodiorita, cuarzo-diorita y gabro también fueron descritas en la Isla Rey Jorge y asignadas al Eoceno (Zheng & Liu 1989). Hacia el final del Eoceno, la actividad magmática decreció, generando un período de intensa erosión y modelado del relieve (Birkenmajer 1987). No obstante, el Neógeno también quedó representado, cuando menos, por rocas volcánicas intercaladas con sedimentitas glacio-marinas (Birkenmajer 1984).

La cuenca de *back-arc*

La evolución tectónica mesozoico–cenozoica de la Península Antártica está marcada por la migración progresiva de las unidades de *forearc* y *back-arc* (Barker 1982; Elliot 1991; Fig. 3). La estructura de *rift* actual en el Estrecho Bransfield estaría indicando el desarrollo de una nueva cuenca de *back-arc*. La extensión cortical fue investigada por recientes misiones de geofísica y geología marina, operando en barcos oceanográficos de diversos países. La compilación de los datos obtenidos incluyó sísmica de refracción multicanal. Esta herramienta permitió esbozar algunas conclusiones sobre la tectónica.

El *rift* tiene una profundidad que aumenta de NE a SO, desde 10 kilómetros hasta más de 15 km (Barker *et al.* 2003). La cuenca en desarrollo dentro del Estrecho Bransfield fue definida como cuenca marginal (Keller & Fisk 1992; Keller *et al.* 2002) y cuenca de retroarco (Barker *et al.* 2003). Las sedimentitas glacio-marinas cenozoicas que allí se depositaron revelaron un

complejo arreglo de fallas normales lístricas con inclinación NO (Barker & Austin Jr. 1998). La ausencia de un límite SO nítido para las islas Shetland del Sur permite suponer que el ‘bloque’ definido por ellas no constituye un fragmento continental independiente, pero sí pertenece a la ‘microplaca Península Antártica’ (Galindo-Zaldívar *et al.* 1996). Se demostró que en el eje del *rift*, el espesor de la corteza oscila entre 9 y 11 km, mientras que los espesores de los bloques Shetland del Sur y Península Antártica son de 24 y 18 km, respectivamente (Barker *et al.* 2003). Las velocidades sísmicas y el espesor cortical sugieren que no existe corteza oceánica recién formada en el Estrecho Bransfield. La ausencia de una dorsal de acreción naciente en el Estrecho Bransfield, fue explicada a través del acomodamiento dúctil de extensión cortical por diapirismo (Barker & Austin 1994). Sin embargo, algunos autores consideran que una zona de acreción oceánica ya estaría en actividad en la cuenca de Powell, al NE del Estrecho Bransfield (Kovacs *et al.* 2002). La existencia de un desplazamiento transtractivo sinistral explicaría la extensión oblicua resultante (Keller *et al.* 2002).

El magmatismo de *rift* neógeno está caracterizado por una cadena de volcanes, en su mayoría submarina, aunque con algunos conos volcánicos subaéreos, entre los que se destacan los de las islas Decepción y Penguin⁶. Ese volcanismo produjo intrusiones hipabisales y erupciones freato–mágmatas, debido a la presencia de calotas de hielo. La tendencia geoquímica de los basaltos es alcalina. En las demás islas Shetland del Sur, las efusiones subaéreas de edad neógena conforman una sucesión de basaltos y andesitas, algo más antigua (pre-Plioceno), con intercalaciones de conglomerados fluviales o glacio–fluviales (Caballero & Fourcade 1959; Birkenmajer 1984).

LITOESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA

La litoestratigrafía y paleontología del Cenozoico se presentan exclusivamente para las islas Shetland del Sur, donde se han efectuado las principales observaciones por parte de científicos uruguayos. Las unidades que allí se exponen constituyen un conjunto de rocas volcano–sedimentarias comprendidas en dos intervalos de edades con paleoclimas dominantes opuestos:

- intervalo del Campaniense al Oligoceno, con climas cálidos a templados;
- intervalo del Oligoceno al Actual, con climas fríos y eventos glaciares.

6. El volcán–isla Decepción, cuya erupción más reciente fue registrada en 1967, es una caldera de 7 kilómetros de diámetro, inundada por el mar. La misma se habría formado aparentemente como resultado de erupciones voluminosas de basaltos y andesitas sódicas (Baker *et al.* 1975). (*N. de los A.*)

La Isla Rey Jorge aparece como la más indicada para montar el perfil litoestratigráfico más completo del Cenozoico, pudiendo representar a las demás. La primera columna estratigráfica para la Isla Rey Jorge se debe a Hawkes (1961). Sus observaciones le permitieron distinguir tres lineamientos efusivos cenozoicos sucesivos, con base en la disposición de los conductos volcánicos. Birkenmajer *et al.* (1985) distinguieron seis grupos principales:

- el Grupo Península Fildes, en el cual se suceden lavas y sedimentitas continentales desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno Inferior;⁷
- el Grupo Hennequin Point (en la Bahía Almirantazgo), correlacionable con el tope del anterior, aunque esencialmente del Oligoceno;
- el Grupo Chopin Ridge, asignado al Oligoceno superior;
- el Grupo Moby Dick, asignado al Mioceno Inferior, como evento efusivo cuyas lavas son discordantes sobre el grupo anterior;
- el Grupo Legru Bay, del Mioceno medio al Plioceno, discordante sobre el anterior; y
- el Grupo Penguin Island, formado por basaltos olivínicos del Pleistoceno y Holoceno, aflorantes en la isla Penguin y el tope de la secuencia glaciomarina de Cabo Melville.

Los registros fósiles cenozoicos de la Isla Rey Jorge son marinos y continentales (Birkenmajer *et al.* 1983; Förster *et al.* 1987; Shen 1999). En particular, los depósitos marinos, aflorantes en Cabo Melville, proporcionaron diversos restos de fauna acuática, tales como braquiópodos y cangrejos, los que posibilitaron una mayor precisión bioestratigráfica para las secuencias del Neógeno.

Litoestratigrafía y paleontología del Campaniense al Oligoceno

El Grupo Península Fildes se ubica en un intervalo comprendido entre el Cretácico Tardío y el Oligoceno (Birkenmajer *et al.* 1983; Fig. 5). Fue subdividido en seis formaciones (Shen 1994), siendo en orden ascendente:

1. la Formación Half Three Point
2. la Formación Jasper
3. la Formación Agate Beach
4. la Formación Fossil Hill
5. la Formación Block Hill
6. la Formación Suffield Point.

7. La base de este Grupo sería correlacionable con el Grupo Escurra Inlet, definido en Bahía Almirantazgo (Birkenmajer 1980a). (*N. de los A.*)

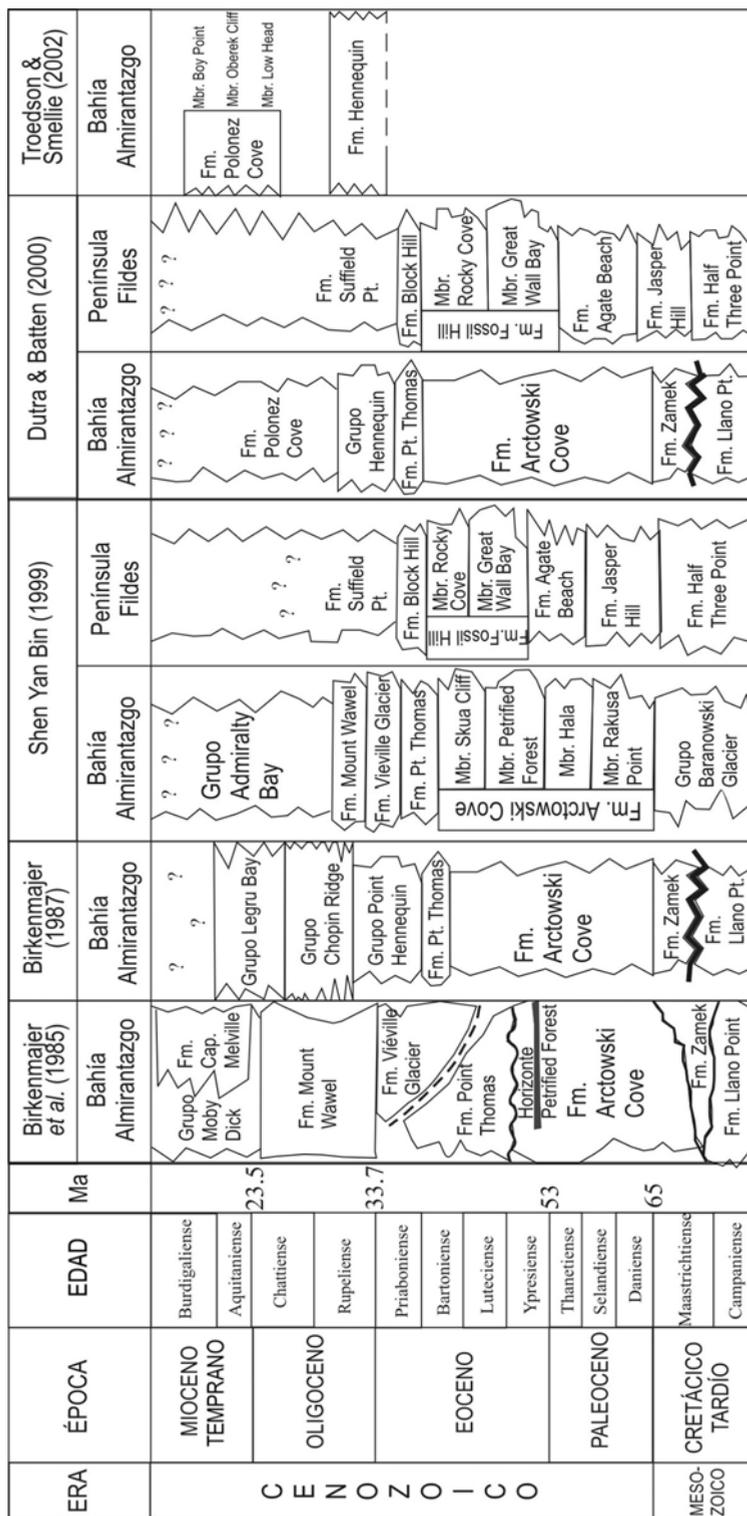


Figura 5 – Correlación litoestratigráfica entre autores para la Isla Rey Jorge en el Cenozoico inferior y medio.

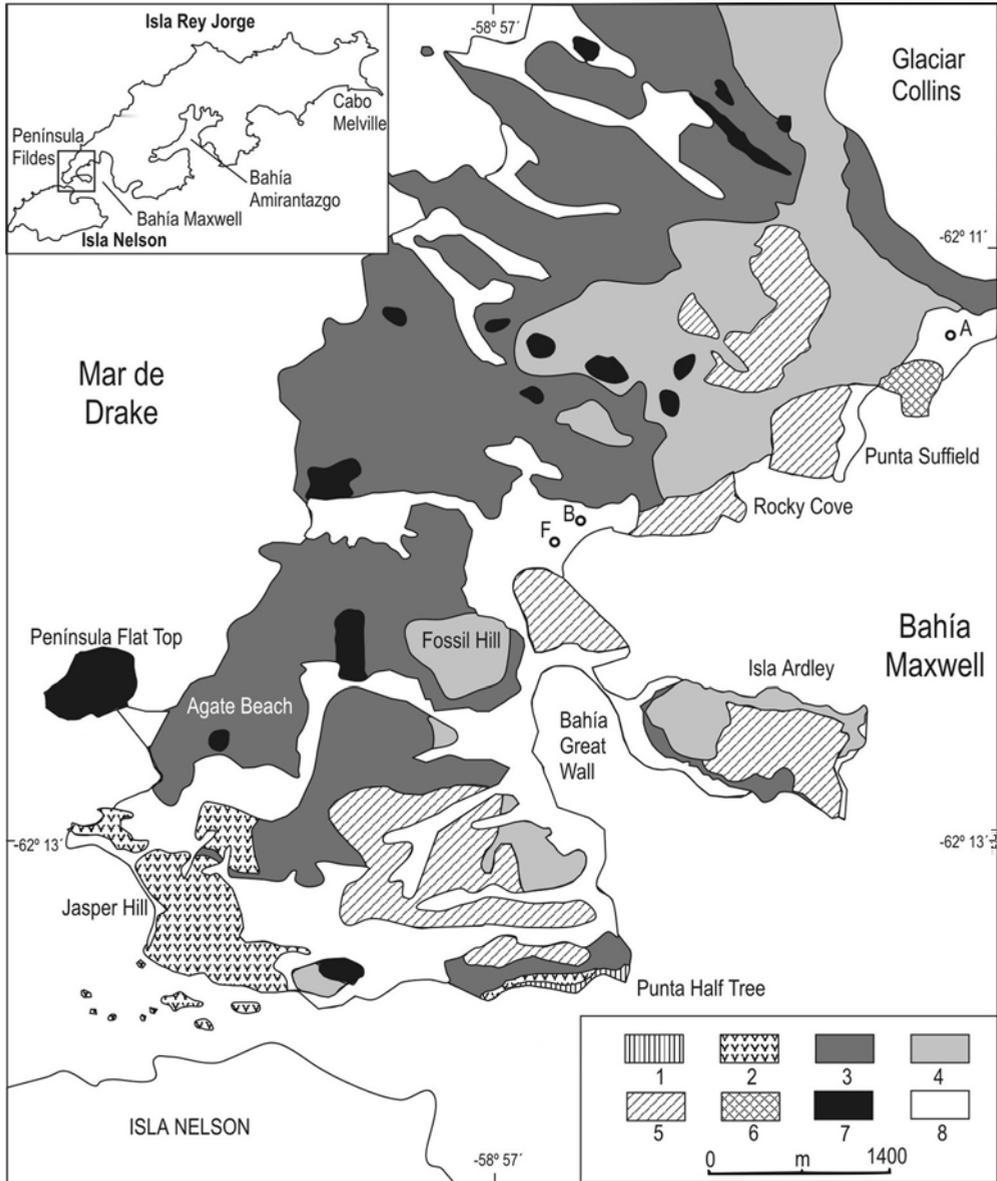
La modificación del mapa geológico original de la Península Fildes resulta de ajustes incorporados por los geólogos uruguayos en el sector cercano a la Base Artigas (Fig. 6). Las series efusivas están representadas por espesas coladas de basaltos, andesitas y tobas groseras y finas con intercalaciones sedimentarias volcanoclásticas de origen terrestre (Fourcade 1960) y glacio-marinas (Birkenmajer 1984). Presentan una menor proporción de pelitas y conglomerados volcanoclásticos subacuáticos (Barton 1964; Birkenmajer 1980a).

La estratigrafía de la Península Fildes fue recientemente revisada y correlacionada con la de Bahía Almirantazgo (Shen 1994), mientras que se seleccionaron criterios palinológicos para la separación de unidades (Dutra *et al.* 1996). Estos criterios permitieron caracterizar las primeras asociaciones de palinomorfos y tafofloras *in situ* del Cretácico Superior, siendo reconocidas en varios lugares, como en la Bahía Almirantazgo (Birkenmajer & Zastawniak 1989), en la Península Fildes (Cao 1989; Dutra *et al.* 1996), y también en la Isla Livingston (Chapman & Smellie 1992), siempre vinculadas con depósitos de ambiente continental (Dutra *et al.* 1996).

Los fósiles cenozoicos más característicos de la Península Fildes se encuentran en las rocas sedimentarias de la Formación Fossil Hill (Li & Liu 1987), que se ubicaría enteramente en el Eoceno (Shen 1999). La misma está compuesta, en la base, por lavas andesíticas, y hacia el tope, por aglomerados, tobas y areniscas de grano grueso a fino (Torres & Meon 1990). El perfil estratigráfico de la Formación Fossil Hill fue levantado por distintos autores (Shen 1994; Dutra *et al.* 1996; Perea *et al.* 1998, 2001; Dutra & Batten 2000). El perfil estratigráfico ascendente (Fig. 7), modificado de Perea *et al.* (1998, 2001) y Dutra & Batten (2000), presenta las siguientes litologías:

- una colada de basalto–andesita porfirítica, muy resistente, de color gris, escasamente vacuolar (4 metros),
- una colada de basalto vacuolar afanítico a porfirítico de color rojo con fragmentos de rocas volcánicas (1 metro),
- una capa resistente de basalto–andesita vacuolar de color verde oliva buzando 25° hacia el SO (1,5 metros),
- una brecha piroclástica con restos de madera fósil de hasta 1 metro de largo (entre 7 y 15 metros), conteniendo intercalaciones discontinuas de tobas y pelitas rojas (*ca.* 10 cm).

Las tobas de color amarillento-verdoso, en horizontes decimétricos, presentan matriz arenosa, piroclastos centimétricos y contienen una abundante flora fósil. La misma consiste en improntas foliares y restos de ramas. Los niveles pelíticos rojos (milimétricos) con estratificación plano-paralela, también pre-



- | | |
|------------------------------|--|
| 1. Formación Half Tree Point | 5. Formación Block Hill |
| 2. Formación Jasper Hill | 6. Formación Suffield Point |
| 3. Formación Agate Beach | 7. Conductos volcánicos y coladas neógenas |
| 4. Formación Fossil Hill | 8. Terrazas marinas |

Figura 6 – Mapa geológico de la Península Fildes, en el extremo SE de la Isla Rey Jorge.
Modificado de Shen, 1999.

sentan improntas foliares, grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia e icnofósiles en la superficie del estrato. Se interpretan como depositadas en un ambiente lacustre–pantanososo, durante los intervalos no efusivos. En la ladera Sur del Fossil Hill, se observan algunos bancos de areniscas volcanoclasticas y limolitas tobáceas de colores amarillentos, que no afloran en la ladera Norte. En dichos niveles, justo por debajo de las pelitas rojas, es posible reconocer estratificación ondulítica. En el tope se observa un estrato de 1 a 2 metros compuesto por tobas rojizas con improntas de hojas y a veces, una capa intercalada de lava basalto–andesítica maciza de color gris oscuro (0,7 metros). Los restos vegetales más comunes corresponden a una flora fósil compuesta por fragmentos de madera e improntas foliares. Entre éstos se destaca una morfología foliar muy similar a *Nothofagus* (Torres *et al.* 1984; Torres & Meon 1990).

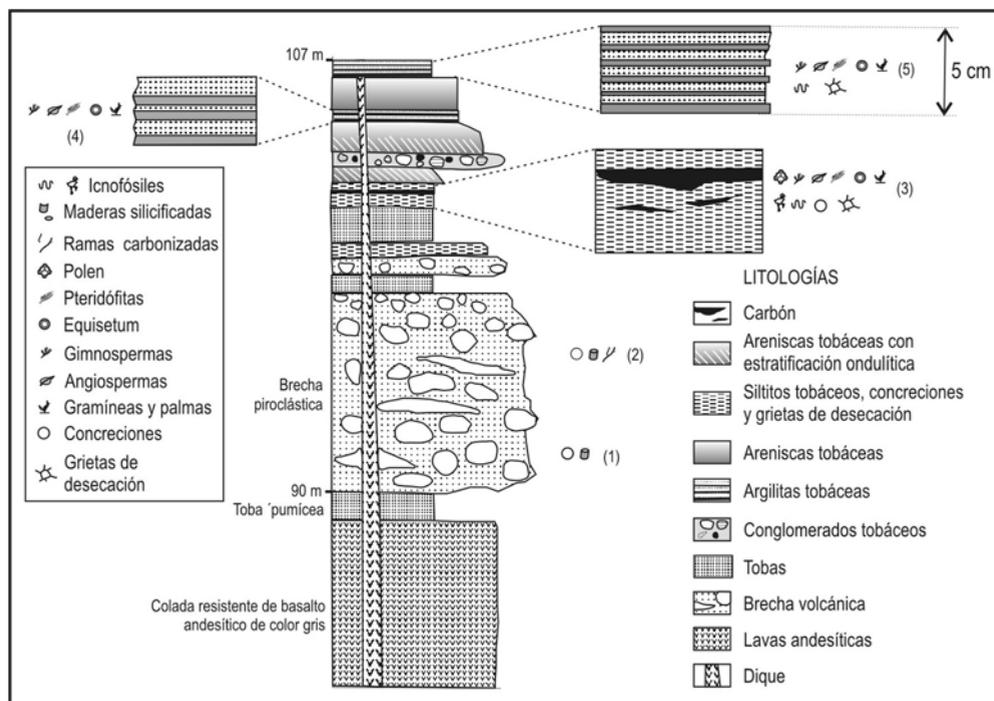


Figura 7 – Sección estratigráfica aproximada correspondiente al perfil de la Formación Fossil Hill, en su área tipo. Modificado de Perea *et al.*, 2001 y Dutra y Batten, 2000.

Los icnofósiles de la Formación Fossil Hill fueron particularmente bien estudiados. Los más llamativos corresponden a pisadas de aves (Covačevich & Lamperein 1969; Shen 1994; Yang Shipu & Shen 1999). El equi-

po uruguayo contribuyó en el hallazgo y discusión del significado paleoambiental de los géneros *Cochlichnus* y *Helminthopsis* (Perea *et al.* 1998, 2001). Se trata de trazas pequeñas, lisas y sinusoidales, de menos de 1 mm de diámetro, que se interpretan como trazas de pastoreo, probablemente realizadas por nemátodos o anélidos. Shen (1999) definió el icnogénero *Gracilichnus*, dentro del cual distinguió 5 icnoespecies. Entre estas se observan morfotipos cuya similitud con *Cochlichnus* no parece justificar tal distinción icnogénica.

Asociadas a éstas se encuentran otras trazas sinuosas y simples de una morfología similar a *Helminthopsis* isp. Estos icnofósiles se encuentran en ritmitas tobáceas de color ‘borra de vino’ (Fig. 7). No se halló evidencia de asociación directa entre los icnofósiles y los fósiles vegetales. Los primeros provienen de un litotipo constituido por sedimentitas más finas y oscuras que los segundos. Perea *et al.* (1998, 2001), infirieron en base a la asociación icnológica de *Cochlichnus* – *Helminthopsis*, que estos depósitos pertenecerían a la zona permanentemente sumersa de un lago relativamente profundo, correspondiendo probablemente a la Icnofacies de *Mermia* (Buatois & Mángano 1996).

El Grupo Península Fildes se podría correlacionar con los grupos Ezcurreta Inlet y Point Hennequin definidos para la Bahía Almirantazgo (Birkenmajer 1980a). El primero de ellos se subdivide en:

- Formación Arctowski Cove, en la base y
- Formación Point Thomas, en el tope.

La Formación Arctowski Cove presenta coladas basalto–andesíticas, al principio macizas y potentes, tornándose más finas y escoriáceas hacia el tope, en donde presentan finas capas intercaladas con rocas volcanoclásticas conglomerádicas y pelitas asociadas. Las lavas basales, datadas por el método K–Ar, son neocretácicas con 67 millones de años (Birkenmajer *et al.* 1983). Las lavas que le suceden son paleocenas. Los fragmentos de madera petrificada allí encontrados, yacen en intercalaciones finas de conglomerados con clastos bien rodados. La subunidad que le sucede es el miembro “Petri-fied Forest” (30 a 50 m). Este miembro presenta sedimentitas depositadas en agua dulce, rellenando una depresión erosiva cortada en las lavas inferiores. Las pelitas y areniscas tobáceas intercaladas contienen palinomorfos, así como fragmentos de madera petrificada con anillos de crecimiento. También se observan pelitas rojas, en el tope. El espectro de palinomorfos incluye al menos 36 tipos de polen y esporas y representa una asociación de *Nothofagus* – *Pteridophyta* (Stuchlik 1981). Según Birkenmajer (1987) esta asocia-

ción sugiere la presencia de bosques de *Nothofagus*, *Pteridophyta* y *Rhamnaceae* bien desarrollados con sotobosques compuestos por helechos, indicando un clima húmedo y cálido, comparable con el de las tierras bajas de la Provincia de Auckland en Nueva Zelanda. La datación K–Ar de lavas y conductos asociados al Grupo Ezcurra Inlet sugiere una edad Paleoceno o Eoceno para la mencionada flora (Birkenmajer 1985), lo cual es bastante compatible con la edad de la Formación Fossil Hill, en la Península Fildes.

Litoestratigrafía y paleontología del Oligoceno al Actual

Durante el Paleoceno y hasta el Oligoceno Tardío (24,5 Ma), no hubo calota de hielo continental en las Islas Shetland del Sur (Latitud 62°S): el clima era cálido y húmedo. Progresivamente, el clima fue cambiando para tornarse templado, hasta el Oligoceno, y luego frío, en el Mioceno (Birkenmajer 1987). A partir del Oligoceno, el volumen del magmatismo comenzó a disminuir, dando paso a una fase erosiva. Las lavas y sedimentitas continentales dieron lugar a sedimentitas marinas o transicionales. Éstas se vincularon con espesas secuencias de lavas y rocas piroclásticas, con horizontes ricos en improntas foliares. Las especies colectadas en las unidades continentales representan asociaciones paleoflorísticas típicas de edades cenozoicas, con modificaciones en el tamaño de las hojas que advierten de la llegada de climas más fríos (Dutra *et al.* 1996; Dutra & Batten 2000).

En el Nunatak Magda y el Cabo Melville se reconocieron por primera vez, las características glaciales y glacio-marinas de una secuencia volcano-sedimentaria neógena (Birkenmajer 1980b, 1984).

Dicha secuencia fue separada en tres grupos:

- el Grupo Chopin Ridge,
- el Grupo Moby Dick, y
- el Grupo Legru Bay.

Durante mucho tiempo, la edad de dichos grupos no pudo ser acotada con claridad por falta de fósiles diagnósticos y debido a la ausencia de dataciones geocronológicas precisas. Sólo algunos cangrejos fósiles permitían establecer una edad Plioceno (Förster *et al.* 1987). No obstante, los nuevos datos $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ obtenidos para las lavas intercaladas, en combinación con edades Sr / Sr obtenidas en conchas fósiles, posibilitaron asegurar una edad Oligoceno Tardío para la Formación Polonez Cove, que entonces integraba el Grupo Chopin Ridge (Troedson & Smellie 2002).

CONSIDERACIONES FINALES

Los datos presentados demuestran que a pesar de la extensa base de datos generada por el estudio estratigráfico y paleontológico de las Islas Shetland del Sur, aún queda mucho por hacer para resolver la geología del Cenozoico. Para esta última Era se proporciona el registro geológico más completo, y aún así existe una gran profusión de unidades litotectónicas cuya correlación se asienta en evidencias poco firmes.

Las secuencias marinas presentan los registros más completos, en particular las del Neógeno, mientras que las secuencias continentales son fragmentarias a pesar de proporcionarnos un contenido paleoflorístico de buena correlación bioestratigráfica, en particular las del Paleógeno, a través de la palinología. Sin embargo, pese a la dificultad demostrada en términos bioestratigráficos, los datos existentes tienen características paleoambientales que son de particular interés.

Los datos paleomagnéticos indican que la Antártida ocupó, siendo aún parte del Gondwana, una paleo-latitud alta, subpolar, desde el Paleozoico tardío (Frakes 1979). Se cree que el Continente Antártico permaneció en esas condiciones de climas templados a fríos durante los últimos 200 millones de años.

La glaciación ocurrida a fines del Oligoceno Superior encuentra a la Antártida en una ubicación tectónica de aislamiento marino. Esta nueva situación parece llegar a una convergencia con el ciclo climático, produciéndose las modificaciones climáticas más radicales.

No obstante, pese a las consideraciones paleomagnéticas, no existe registro de la presencia de una calota de hielo de escala continental en la geología antártica ni durante el Cretácico Medio, ni durante el Paleoceno Superior. Las rocas volcánicas interpretadas como producto de avalanchas de tipo *débris – flow* en las Islas Shetland del Sur, indican que hacia el Cretácico superior los hielos estaban restringidos solamente a ambientes de alta montaña (Birkenmajer 1985).

Se cree que el enfriamiento y desarrollo de glaciares continentales, así como la desertificación de la Antártida, se debieron a la generación de corrientes circumantárticas, una vez abierto el Pasaje de Drake, con profundidades abisales, a partir de los 22 a 28 millones de años (Barker & Burrell 1977; Lawver & Gahagan 1998).

En los paleoambientes continentales, los datos presentados permiten deducir las siguientes características para el clima de la Península Antártica durante el Paleógeno:

- cálido a templado, con clara diferenciación entre estaciones de invierno y verano, sin evidencias de cobertura por nieve prolongada durante el invierno,
- fuertes precipitaciones resultando en la presencia de una cobertura vegetal abundante y extensa, evidenciada por la acumulación local de capas carbonosas y desarrollo local de sistemas deltaicos restringidos, y
- presencia de picos nevados con hielo o nieve en la cima de los principales estrato-conos, principalmente durante el Eoceno (Birkenmajer 1985).

Las paleotemperaturas de superficie del agua del Pacífico fueron calculadas a partir de isótopos estables, en sedimentitas marinas de la Península Antártica, dando valores de 14°C para el Eoceno superior, pero tan sólo 3°C para el Oligoceno (Frakes 1979). Para Birkenmajer (1987), esta temperatura del agua marina debió corresponder más bien al período de transición entre Oligoceno y Mioceno. La evolución climática durante el Cenozoico puede ser esquematizada de la siguiente manera:

1. En el Paleoceno (50-55 Ma) existió un máximo térmico.
2. A fines del Oligoceno (25-28 Ma) se produjo la transición térmica hacia clima frío.
3. Entre el Mioceno y el Plioceno (5-6 Ma) se produjo un cambio abrupto en la salinidad de las aguas.
4. En el Plioceno Inferior (~4 Ma), comenzó un período de clima templado interglacial.
5. A fines del Plioceno y durante el Pleistoceno se produjo un nuevo enfriamiento.

Bibliografía

- Adie RJ (1954): *The petrology of Graham Land: I. The basement complex: early Palaeozoic plutonic and volcanic rocks*. Falkland Islands Dependencies Survey, Scientific Report 11. London.
- Adie RJ (1955): *The petrology of Graham Land: II. The Andean granite-gabbro intrusive suite*. Falkland Islands Dependencies Survey, Scientific Report 12. London.
- Adie RJ (1957): *The petrology of Graham Land: III. Metamorphic rocks of the Trinity Peninsula Series*. Falkland Islands Dependencies Survey, Scientific Report, 20. London.
- Adie RJ (1964): *Stratigraphic correlation in West Antarctica*. En RJ Adie (Ed.), *Antarctic Geology*. I International Symposium on Antarctic Geology, pp. 307-313. North Holland Pub. Co. Amsterdam.
- Aitkenhead N (1975): *The geology of the Duse Bay - Larsen Inlet Area, North-East Graham Land, with particular reference to the Trinity Peninsula Series*. British Antarctic Survey, 51. Cambridge.
- Andersson JG (1906): *On the geology of Graham Land*. Geological Institute of the University of Uppsala, Bulletin 7: 19-71. Uppsala.
- Arche AM, López-Martínez J & Martínez de Pisón E (1991): *Sedimentología de la Formación Miers Bluff en los alrededores de la Base Antártica Española, Isla Livingston, Shetland del Sur*. Geogaceta 9: 74-77. Madrid.
- Askin RA (1983): *Tithonian (Uppermost Jurassic) - Barremian (Cretaceous) spores, pollen and microplankton from the South Shetland Islands, Antarctica*, pp. 295-297 de Oliver RL, James PR & Jago JB (eds.): *Antarctic Earth Science*. Australian Academy of Sciences, Canberra.
- Baker PE, McReath MA, Harvey MR, Roobol MJ & Davies TG (1975): *The petrology of the South Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island*. British Antarctic Survey, Scientific Report 10: 1-81.
- Barale G, Philippe M, Torres T & Covacevich V (1994): *Triassic floras from Williams Point, Livingston Island (South Shetland Islands, northern Antarctica)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), Série II(319): 141-147.
- Barker DH & Austin Jr JA (1994): *Crustal diapirism in Bransfield Strait, West Antarctica: evidence for distributed extension in marginal basin formation*. *Geology* 22: 657-660.
- Barker DH & Austin Jr JA (1998): *Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula*. *Journal of Geophysical Research* 103: 24017-20243.
- Barker DH, Christeson G, Austin Jr JA & Dalziel IWD (2003): *Back-arc basin evolution and cordilleran orogenesis: Insights from new ocean bottom seismograph refraction profiling in Bransfield Strait, Antarctica*. *Geology* 31:107-110.
- Barker PF (1982): *The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest - trench interactions*. *Geological Society of London Journal* 139: 787-801.
- Barker PF & Burrell J (1977): *The opening of Drake Passage*. *Marine Geology* 25:15-34.
- Barker PF & Griffiths DH (1972): *The evolution of Scotia Ridge and Scotia Sea*. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 271(Series A): 151-183.
- Barton CM (1964): *Significance of the Tertiary fossil floras of King George Island, South Shetland Islands*, pp. 603-608 de Adie RJ (ed.): *Antarctic geology*. Proceedings of the First International Symposium on Antarctic Geology (Cape Town 1963). North Holland Pub. Co., Amsterdam.

- Barton CM (1965): *The geology of the South Shetland Islands, III: The Stratigraphy of King George Island, South Shetland Islands*. British Antarctic Survey, Scientific Report 44: 1-33.
- Birkenmajer K (1980a): *Tertiary volcanic-sedimentary succession at Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica)*. Studia Geologica Polonica 64: 7-65. Warszawa.
- Birkenmajer K (1980b): *Discovery of Pliocene glaciation on King George Island, South Shetland Island (West Antarctica)*. Bulletin de l'Académie Polonaise de Sciences de la Terre 27: 59-67.
- Birkenmajer K (1981): *Raised marine features and glacial history in the vicinity of H. Arc-towski Station, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica)*. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre 29: 109-117. War-szawa, Polonia.
- Birkenmajer K (1984): *Geology of the Cape Melville area, King George Island (South Shet-land Islands, Antarctica): pre - Pliocene glacio - marine deposits and their substratum*. Studia Geologica Polonica 79:7-36.
- Birkenmajer K (1985): *Onset of tertiary continental glaciation in the Antarctic Peninsula sector (West Antarctica)*. Acta Geologica Polonica, 35(1-2):18-31.
- Birkenmajer K (1987): *Oligocene – Miocene glacio-marine sequences of King George Is-land (South Shetland Islands), Antarctica*. Palaeontologia Polonica 49: 9-36.
- Birkenmajer K & Keller RA (1990): *Pleistocene age of the Melville Peak volcano, King George Island, West Antarctica, by K-Ar dating*. Bulletin of the Polish Academy of Sci-ences, Earth Sciences 38: 17-24. Warszawa, Polonia.
- Birkenmajer K, Narebski W, Nicoletti M & Petrucciani C (1983): *Late Cretaceous through Late Oligocene K-Ar ages of King George Island Supergroup volcanics, South Shetland Islands, Antarctica*. Studia Geologica Polonica 81: 99-107.
- Birkenmajer K, Paulo A & AK Tokarski (1985): *Neogene marine tillite at Magda Nunatak, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica)*. Studia Geologica Polonica 81:99-107.
- Birkenmajer K, Soliani Jr E & Kawashita K (1989): *Geochronology of Tertiary glaciations on King George Island, West Antarctica*. Bulletin of Polish Academy of Sciences, Earth Sciences 42: 164-180. Warszawa, Polonia.
- Birkenmajer K & Zastawniak E (1989): *Late Cretaceous - Early Tertiary floras of King George Island, West Antarctica: Their stratigraphical distribution and paleoclimatic significance*, pp. 227-240 de Crame JA (ed.): *Origins and evolution of the Antarctic bi-ota*. Geological Society of London, Special Publication 47.
- Buatois LA & Mángano MG (1996): *ICnología de ambientes continentales: problemas y perspectivas*, pp. 5-30 de: *Primera Reunión Argentina de ICnología*. Asociación Paleon-tológica Argentina, Publicación Especial 4.
- Caballero MA & Fourcade NH (1959): *Observaciones geológicas en Caleta Mina de Cobre, Islas Shetland del Sur*. Contribuciones del Instituto Antártico Argentino 23. Buenos Ai-res.
- Caminos R, Marchese HG, Massabie AC, Morelli JR, Rinaldi CA & Spikermann JP (1973): *Geología del sector Noroccidental de la Península Hurd, Isla Livingston, Shetland del Sur, Antártida Argentina*. Contribuciones del Instituto Antártico Argentino, 162.
- Caminos R & Massabie AC (1978): *Antártida Argentina e islas del Atlántico Sur*. En Geo-logía de la República Argentina. EUDEBA. Buenos Aires.
- Cao L (1989): *Late Cretaceous sporopollen from Half Three Point on Fildes Peninsula of King George Island, Antarctica*, pp. 151-156. de Guo Kun (ed.): *International Sympo-sium on Antarctic Research*. China Ocean Press, Proceedings. Beijing.

- Chapman JL & Smellie JL (1992): *Cretaceous fossil wood and palynomorphs from Williams Point, Livingston Island, Antarctic Peninsula*. Review of Palaeobotany and Palynology 74: 163-192.
- Covacevich V & Lamperein C (1969): *Nota sobre el hallazgo de icnitas fósiles de aves en Península Fildes, Isla Rey Jorge, Shetland del sur, Antártida*. Bol. Instituto Antártico Chileno 4: 26-28.
- Crame JA, Pirrie D, Crampton JS & Duane AM (1993): *Stratigraphy and regional significance of the Upper Jurassic - Lower Cretaceous Byers Group, Livingston Island, Antarctica*. Journal of the Geological Society of London 150: 1075-1087.
- Crook KAW (1981): *The break-up of the Australian-Antarctic segment of Gondwanaland*, p. 3-13 de Keast A (ed.): *Ecological biogeography of Australia*. W. Junk Pub. London.
- Cunningham WD, Dalziel IWD, Lee TY & Lawver LA (1995): *Southernmost South America - Antarctic Peninsula relative plate motions since Gondwana break-up: Implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region*. Journal of Geophysical Research 100: 8257-8266.
- Czajkowski S & Rösler O (1986): *Plantas fósseis da Península Fildes; Ilha Rei Jorge (Shetland do Sul), morfografia das impressões foliares*. Anais Acad. Bras. Ciências 58(1): 99-111.
- Dalziel IWD (1969): *Structural studies in the Scotia Arc: Livingston island*. Antarctic Journal of the United States 4(4): 137.
- Dalziel IWD (1984): *Tectonic evolution of a fore-arc terrane, southern Scotia Ridge, Antarctica*. Geological Society of America, Special Paper 200: 1-32.
- Dalziel IWD & Elliot DH (1982): *West Antarctica: problem child of Gondwanaland*. Tectonics 1(1): 3-19.
- Doktor M, Swierczewska A & Tokarski A (1994): *Lithostratigraphy and tectonics of the Miers Bluff Formation at Hurd Peninsula, Livingston Island (West Antarctica)*. Studia Geologica Polonica 104: 41-104.
- Dusén PCH (1908): *Über die tertiäre Flora der Seymour-Insel*. Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen südpoler Expedition 1901-1903 3(3): 1-27, 4 pls. Stockholm, Suecia.
- Dutra TL & Batten DJ (2000): *Upper Cretaceous floras of King George Island, West Antarctica, and their palaeoenvironmental and phytogeographic implications*. Cretaceous Research 21: 1-29.
- Dutra TL, Leipnitz B, Faccini UF & Lindenmayer Z (1996): *A non-marine Upper Cretaceous interval in West Antarctica*, en Congresso Brasileiro de Geologia 39, Anais 5. Sociedade Brasileira de Geologia.
- Elliot DH (1991): *Triassic - Early Cretaceous evolution of Antarctica*, pp. 541-547 de Thomson MRA, Crame JA & Thomson JW (eds.): *Geological evolution of Antarctica*. International Symposium on Antarctic Earth Sciences 5 (Cambridge, 1987). Cambridge University Press, Proceedings.
- Féraud G, Hervé F, Morata D, Muñoz V & Toloza R (2000): *Scotia Metamorphic Complex, Antarctica: Evidence for the diachronous buildup of a subduction complex*. Congreso Chileno de Geología 9, Actas 2: 374-377.
- Ferguson D (1921): *Geological observations in the South Shetlands, the Palmer Archipelago and Graham Land Antarctica*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 53(1): 29-55. Escocia.
- Förster R, Gazdzicki A & Wrona R (1987): *Homolodromid crabs from the Cape Melville Formation (Lower Miocene) of King George Island, West Antarctica*. Palaeontologica Polonica 49: 147-161.

- Fourcade NH (1960): *Estudio geológico-petrográfico de Caleta Potter, Isla 25 de Mayo, Islas Shetland del Sur*. Publicaciones del Instituto Antártico Argentino 8: 1-121.
- Frakes LA (1979): *Climates throughout geologic time*. Elsevier, Amsterdam.
- Fuenzalida H, Araya R & Hervé F (1972): *Middle Jurassic flora from north-eastern Snow Island, South Shetland Islands*, pp. 93-98 de Adie RJ (ed.): *Antarctic geology and geophysics*. Universitetsforlaget. Oslo, Noruega.
- Galindo-Zaldívar J, Jabaloy A, Maldonado A & Sanz de Galdeano C (1996): *Continental fragmentation along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary (NE Antarctic Peninsula)*. *Tectonophysics* 285: 275-301.
- Grunow AM, Dalziel IWD, Harrison M & Heizler MT (1992): *Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: New data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes*. *Geological Society of America Bulletin* 104: 1497-1514.
- Hawkes DD (1961): *The geology of the South Shetland Islands. I. The petrology of King George Island*. Falkland Islands Dependency Survey, Scientific Report. 26: 1-28. London.
- Hervé F, Nelson E, Kawashita K & Suárez M (1981): *New isotopic ages and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, southernmost Chilean Andes*. *Earth and Planetary Science Letters* 55: 257-265.
- Hervé F, Miller H, Loske W, Milne A & Pankhurst RJ (1990): *New Rb-Sr age data from the Scotia Metamorphic Complex of Clarence Island, West Antarctica*. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1, 1/2*: 119-126.
- Hobbs GJ (1968): *The geology of the South Shetland Islands. IV: The geology of Livingston Island*. British Antarctic Survey, Scientific Report 47. London.
- Jabaloy A, Galindo-Zaldívar J, Maldonado A & Sanz de Galdeano C (1997): *El bloque de las Shetland del Sur: su significado en la evolución de los límites de las placas Antártica – Scotia – Phoenix (Península Antártica septentrional)*. *Real Sociedad Española de Historia Natural, Boletín, Sección Geológica* 93(1-4): 43-51.
- Kamenov BK (1995): *Geochemistry and petrography of the Hesperides Point Pluton, Hurd Peninsula, Livingston Island*. VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena: 221.
- Keller RA & Fisk MR (1992): *Quaternary marginal basin volcanism in the Bransfield Strait as a modern analogue of the southern Chilean ophiolites*, pp. 155-170 de Parson L, Murton BJ & Browning P (eds.): *Ophiolites and Their modern oceanic analogues*. Geological Society, Special Publication 60. London.
- Keller RA, Fisk MR, Smellie JL, Strelin JA, Lawver LA & White WM (2002): *Geochemistry of back-arc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica: Subducted contributions and along-axis variations*. *J. Geophys. Res.* 107(B8): 4-1-4-17.
- Kovacs LC, Morris P, Brozena J & Tikku AA (2002): *Seafloor spreading in the Weddell Sea from magnetic and gravity data*. *Tectonophysics* 347: 43-64.
- Larter RD, Cunningham AP, Barker PF, Gohl K & Nitsche FO (1999): *Structure and tectonic evolution of the West Antarctic continental margin and Bellingshausen Sea*. *Korean Journal of Polar Research* 10(2): 1-8.
- Lawver LA & Gahagan LM (1998): *Opening of Drake Passage and its impact on Cenozoic ocean circulation*, pp. 212-223 de Crowley TJ & Burke KC (eds.): *Tectonic boundary conditions for climate reconstructions*. Oxford Univ. Press.
- Leat PT, Scarrow JH & Millar IL (1995): *On the Antarctic Peninsula batholith*. *Geological Magazine* 132: 399-412.

- Li ZN & Liu XH (1987): *Geological characteristics of the volcanic rock series in the Great Wall Station area, Fildes Peninsula, King George Island, Antarctica*. Geological Review 33(5): 475-478 (en chino con resumen en inglés).
- Machado A, Lima EF, Chemale Jr F, De Liz JD & Ávila JN (2001): *Química mineral das rochas vulcânicas da Península Fildes (Ilha Rei George), Antártica*. Revista Brasileira de Geociências 31(3): 299-306.
- Maldonado A, Larter RD & Aldaya F (1994): *Forearc tectonic evolution of the South Shetland margin, Antarctic Peninsula*. Tectonics 13: 1345-1370.
- Milne AJ & Millar IL (1989): *The significance of mid-Palaeozoic basement in Graham Land, Antarctic Peninsula*. Journal of the Geological Society 146: 207-210. London.
- Millar IL, Pankhurst RJ & Fanning CM (2002): *Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana margin*. Journal of the Geological Society 159(2): 145-157.
- Miller H, Töpfer C & Loske W (1997): *Mesozoic recycling of Silurian granitoids in the Antarctic Peninsula*. Terra Nova 9, Abstract Supplement 1: 217. Cambridge University Press, Cambridge.
- Moores E & Twiss R (1995): *Tectonics*. W. H. Freeman & Co. 415pp. New York.
- Muñoz JA, Sàbat F & Pallàs R (1992): *Estructura pre-cretácica de la Península Hurd, Isla Livingston, Islas Shetland del Sur*, pp. 127-139 de López-Martínez J (ed.): *Geología de la Antártida Occidental*. Simposios t.3, 3^{er} Congreso Geológico de España (Salamanca 1992).
- Nordenskjöld OG (1905): *Petrographische Untersuchungen aus dem Westantarktischen Gebiet*. Geological Institute of the University of Uppsala, Bulletin 6: 234-246. Uppsala.
- Orlando HA (1967): *Primera flórmula triásica de la Antártida occidental*. Contribuciones del Instituto Antártico Argentino 15: 1-16.
- Pallàs R, Muñoz JA & Sàbat F (1992): *Estratigrafía de la Formación Miers Bluff, Isla Livingston, Islas Shetland del Sur*, pp. 105-115 de López-Martínez J (ed.): *Geología de la Antártida Occidental*. Simposios t.3, 3^{er} Congreso Geológico de España (Salamanca 1992).
- Pallàs R, Zheng X, Casas JM, Sàbat F & Gimeno D (1999): *Mesozoic geology of Cape Shirreff, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica*. Acta Geologica Hispanica 34(4): 329-337.
- Pankhurst RJ (1983): *Rb-Sr age constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula*, pp. 367-371 de Oliver RL, James PR & Jago JB (eds.): *Antarctic Earth Science*. Australian Academy of Sciences. Canberra.
- Perea D, Masquelin H, Verde M & Guéreqüz R (1998): *Resultados preliminares de la primera campaña paleontológica uruguaya a la Antártida*. Actas del II Congreso Uruguayo de Geología: 195-199.
- Perea D, Masquelin H, Verde M & Guéreqüz R (2001): *Estratigrafía y paleontología de "Fossil Hill", Península Fildes, Isla Rey Jorge, Antártida: un nuevo aporte*. Instituto Antártico Uruguayo, Actividad Científica 1998/2000, 7: 49-55. Montevideo.
- Pudsey CJ (2000): *Sedimentation on the continental rise west of the Antarctic Peninsula over the last three glacial cycles*. Marine Geology, 167: 313-338.
- Rees PM & Smellie JL (1989): *Cretaceous angiosperms from an allegedly Triassic flora at Williams Point, Livingston Island, South Shetland Islands*. Antarctic Science 1(3): 239-248.
- Rex DC & Baker PE (1973): *Age and petrology of the Cornwallis Island Granodiorite*. British Antarctic Survey, Bulletin 32: 55-57. London.

- Rey J & Somoza L (1992): *Neotectonic of extensional processes related to the Bransfield Rift, Deception Island (Antarctica)*, pp.57-58 de Morner NA, Owen LA & Vita-Finzi C (eds): *Neotectonics - Recent advances*. Quaternary Research Association. Cambridge.
- Schopf JM (1973): *Plant material from the Miers Bluff Formation of the South Shetland Islands*. Report. Institute of Polar Studies, Oslo State University, 45: 45-46. Oslo.
- Shen YB (1994): *Subdivision and correlation of Cretaceous to Paleogene volcano-sedimentary sequence from Fildes Peninsula, King George Island, Antarctica*, en Shen YB (ed.): *Stratigraphy and palaeontology of Fildes Peninsula, King George Island, Antarctica*. State Antarctic Committee, Science Press, Monograph 3: 37-49, 6 fotos. Beijing (en chino con resumen en inglés).
- Shen YB (1999): *Subdivision and correlation of Eocene Fossil Hill Formation from King George Island, West Antarctica*. Korean Journal of Polar Research 10(2): 91-95.
- Smellie JL (1991): *Stratigraphy, provenance and tectonic setting of (?) late Palaeozoic – Triassic sedimentary sequences in northern Graham Land and South Scotia Ridge*, pp. 411-417 de Thompson MRA, Crame JA & Thomson JW (eds.): *Geological evolution of Antarctica*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Smellie JL, Davies RES & Thomson MRA (1980): *Geology of a mesozoic intra-arc sequence on Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands*. British Antarctic Survey Bulletin 50, 55-76.
- Smellie JL, Pankhurst RJ, Thomson MRA & Davies RES (1984): *The geology of the South Shetland Islands. VI: Stratigraphy, geochemistry and evolution*. British Antarctic Survey Bulletin 53: 39-84.
- Smellie JL, Liesa M, Muñoz JA, Sàbat F, Pallàs R & Willan RC (1995): *Lithostratigraphy of volcanic and sedimentary sequences in central Livingston Island, South Shetland Islands*. Antarctic Science 7: 99-113.
- Storey BC, Dalziel IWD, Garrett SW, Grunow AM, Pankhurst RJ & Vennum WR (1988): *West Antarctica in Gondwanaland: Crustal blocks, reconstruction and break-up processes*. Tectonophysics 155: 381-390.
- Stuchlik L (1981): *Tertiary pollen spectra from the Ezcurra Inlet Group of Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica)*. Studia Geologica Polonica 72: 109-132, 5 f.
- Tanner PWG, Pankhurst RJ & Hyden G (1982): *Radiometric evidence for the age of the subduction complex in the South Orkney and the South Shetland Islands*. Journal of the Geological Society of London 139: 683-690.
- Tavera JJ (1970): *Fauna Titoniana - Neocomiana de Isla Livingston, Islas Shetland del Sur, Antártica*. Boletín del Instituto Antártico Chileno, Serie Científica 1(2): 175-186. Santiago.
- Tokarski AK, Swierczewska A & Doktor M (1997): *Miers Bluff Formation, Livingston Island (South Shetland Islands): Diagenesis / Metamorphism and early stage of structural development*, pp. 409-416 de Ricci CA (ed.): *The Antarctic region: geological evolution and processes*. Siena, Italia.
- Torres T & Meon H (1990): *Estudio palinológico preliminar de Cerro Fósil, Isla Rey Jorge, Antártica*. Boletín del Instituto Antártico Chileno, Serie Científica 40: 21-39. Santiago.
- Torres T, Hansen MA, Troian FL & Fernsterseifer HC (1984): *Flora fósil de los alrededores de Punta Suffield, Isla Rey Jorge, Shetland del Sur*. Boletín del Instituto Antártico Chileno, Serie Científica 4(2): 1-7.
- Troedson AL & Smellie JL (2002): *The Polonez Cove Formation of King George Island, West Antarctica; stratigraphy, facies and palaeoenvironmental implications*. Sedimentology 49: 277-301.

- Trouw RAJ, Simões LSA & Valladares CS (1998): *Metamorphic evolution of a subduction complex, South Shetland Islands, Antarctica*. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 475-490.
- Tyrrell GW (1945): *Report on rocks from West Antarctica and the Scotia Arc*. *Discovery Reports* 23: 37-102.
- Weissel JK, Hayes DE & Herron EM (1977): *Plate tectonic synthesis: The developments between Australia, New Zealand and Antarctica since the late Cretaceous*. *Marine Geology* 25: 231-277.
- Willan RCR, Pankhurst RJ & Hervé F (1994): *A probable early Triassic age for the Miers Bluff Formation, Livingston Island, South Shetland Islands*. *Antarctic Science* 6: 401-408.
- Yang S & Shen YB (1999): *Early Tertiary trace fossils from King George Island, West Antarctica*. *Acta Palaeontologica Sinica* 38(2): 203-217 (en chino, resumen inglés).
- Zastawniak E (1981): *Tertiary leaf flora from Point Hennequin Group of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica): Preliminary report*. *Studia Geologica Polonica* 72: 97-108, 4 pls.
- Zheng XS & Liu XH (1989): *Tertiary volcanic stratigraphy and volcanism in Fildes Peninsula, King George Island, West Antarctica*, en Wang S, Zhou Y, Li R & Shao X (eds.): *Advances in Geoscience*. China Ocean Press, 434p. Beijing, China.

EL CUATERNARIO EN URUGUAY

Sergio Martínez y Martín Ubilla

DADA LA IMPORTANTE EXPRESIÓN SUPERFICIAL DEL CUATERNARIO en Uruguay, así como sus evidentes connotaciones económicas directas o indirectas (capítulos X, XII, XIII y XIV), sería de esperar que fuera uno de los períodos mejor conocidos en el país. En este capítulo veremos que no es así, y muchas veces no por falta de trabajo o de interés sino, generalmente, por falta de un marco conceptual, o por la absorción indiscriminada de hipótesis que pudieran ser válidas en otros contextos, pero no necesariamente en nuestra región.

Un rápido repaso histórico nos muestra que las primeras publicaciones al respecto –y como es habitual para casi todas las ciencias naturales en el mundo extra-europeo– fueron realizadas por naturalistas extranjeros en el contexto de grandes viajes. En nuestro caso d’Orbigny (1842a,b) y Darwin (1846) representan fielmente esta tendencia, realizando ambos importantes observaciones tanto sobre nuestro Cuaternario continental como sobre el marino.¹

1. El francés Alcide d’Orbigny (1802-1857) visitó Uruguay (por entonces, todavía, Provincia Cisplatina perteneciente al Imperio de Brasil, posesión disputada por la federación argentina mediante la guerra lanzada desde Buenos Aires en 1825) desde fines de 1826 a principios de 1827, al comienzo de un largo periplo en el que recolectó material para el Museo de Historia Natural de Paris. A su regreso a Francia, entre 1839 y 1847 publicó en 11 volúmenes su *Voyage dans l’Amérique Méridionale (le Brésil, la République Orientale de l’Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République de Bolivie, la République du Pérou)*, executé pendant les années 1826-1833 (4747 páginas, 302 láminas en color y 122 en blanco y negro); en 1842 editó la tercera parte del tomo III dedicada a la geología, y la cuarta a la paleontología. Describió diversos géneros y especies de nuestra fauna de pájaros y mamíferos; varios anfibios y reptiles colectados por él, fueron luego designados con su nombre. En la tapa de esos libros, d’Orbigny aparece identificado como “*Chevalier de l’Ordre Royal de la Légion d’Honneur, Officier de la Légion d’Honneur de la République Bolivienne, Vice-Président de la Société Géologique de France et membre de plusieurs Académies et Sociétés savantes nationales et étrangères*”. Por su parte, el inglés Charles Darwin (1809-1882), estudioso de la geología, la entomología y la botánica, viajó como naturalista a bordo

Debe reconocerse sin embargo a Dámaso Larrañaga la autoría de los primeros apuntes sobre el tema en nuestro país, escritos alrededor de 1819, aunque debido a la alta inestabilidad política de esta parte del mundo por aquellas épocas, no fueron publicados hasta 1894.²

A partir de las primeras décadas del siglo XX se ha incrementado mucho nuestro conocimiento, pero grandes temas quedan aún pendientes o equívocamente resueltos. Por ejemplo: el modelo de las cuatro glaciaciones continentales del Hemisferio Norte promovió indudablemente en forma positiva un pensamiento genético-evolutivo acerca de nuestros depósitos, pero también nos condicionó rígidamente a episodios que se verificaban en aquel Hemisferio y que, como se ha visto ulteriormente, no reflejan la realidad en el Sur.

Otro ejemplo: el uso y abuso de las unidades litoestratigráficas, que ha mostrado sus limitaciones en el estudio del Cuaternario. La sedimentación que se reúne en varias de las formaciones cuaternarias de Uruguay es diacrónica, lo que no importaría si su uso no se asociara a una visión del tipo “*layer cake stratigraphy*”, y a confusas definiciones generadas por introducir criterios ajenos a la litoestratigrafía —como los geomorfológicos o cronológicos— para delimitar formaciones.

La ventaja que supone trabajar con depósitos recientes, con tantas señales “frescas” acerca de su origen y evolución, se contrabalancea con la gran complejidad que marca la menor perspectiva temporal, lo que hace que

del *Beagle*, en 1831-1836: pasó por Sud-América, las Galápagos y Australia, recogiendo una impresionante cantidad de materiales y notas. En 1839 se edita, y se reedita, el diario de viaje de Darwin, con observaciones que se amplían en una nueva edición en 1845. Por esos tiempos ya estaba bastante avanzado en su teoría de la evolución. Fuertemente impulsado por varios amigos a publicar su teoría de la evolución, Darwin lo hizo por fin en *Sobre el origen de las especies por medio de la selección natural* (1859), y la completó en 1871 con *La descendencia del hombre*.

2. El montevidiano Dámaso Antonio Larrañaga (1771-1848) tuvo: una carrera eclesiástica que lo llevó a ser el primer vicario apostólico de la provincia; una oscilante vida política (“juntista” en 1808, independentista en 1811-1816, cabildante bajo la ocupación luso-brasileña en 1817-1827) que culminó como senador en la primera legislatura de Uruguay (1830-1834); un aprecio por la educación que le hizo fundar la primera biblioteca pública de la provincia oriental (en 1816, bajo el gobierno artiguista), crear en 1821 una escuela pública según el sistema monitorial del pedagogo inglés Joseph Lancaster (1779-1838), y proponer la ley que en 1834 creó las primeras cátedras universitarias del país; y una inquietud por las ciencias naturales que desplegó en numerosísimas observaciones escritas, en prolijos dibujos y en una importante colección botánica. La mayor parte de su profusa obra se difundió recién desde 1922, cuando el Instituto Histórico y Geográfico del Uruguay empieza a publicar los *Escritos de Don Dámaso Antonio Larrañaga*, aunque algunos textos tuvieron antes difusión esporádica; en 1894 la sección de historia natural del Museo Nacional de Montevideo inicia sus publicaciones con la *Memoria geológica* que Larrañaga había escrito unos 75 años antes. Un museo de historia natural había sido creado en 1837, y el propio Larrañaga participó en su etapa inicial, incluso con parte de su colección; pero las guerras civiles y la incuria gubernamental colaboraron en su letargo y deterioro durante medio siglo, hasta comenzar una recuperación hacia 1890.

su abordaje deba ser necesariamente interdisciplinario. En Uruguay se han producido avances diferenciales en las disciplinas implicadas, pero estas aproximaciones tienen indefectiblemente su tope. Si bien en algunos casos hay una aceptable base de datos (e.g. paleontología), carecemos de documentos básicos, como por ejemplo mapas geológicos de detalle (escalas 1:25.000 - 1:50.000) y geomorfológicos, así como de datos de paleomagnetismo ajustados a control estratigráfico.

Asimismo, recién estamos comenzando a transitar el camino de la datación “absoluta”, fundamental como sostén temporal de cualquier estudio referido al Cuaternario. Por otro lado, sólo en los últimos años han surgido algunas contribuciones sobre aspectos de una tectónica muy joven que sin duda condiciona el entendimiento de los eventos sedimentarios.

Además del necesario contexto regional, existen algunos aspectos que se han manifestado en extensas áreas geográficas en forma simultánea y recurrente y que deberían ser adecuadamente situados en el tiempo y el espacio: fundamentalmente, oscilaciones del nivel del mar y los desplazamientos y variaciones de las sucesivas líneas de costa por fenómenos erosivos y acumulativos asociados a la propia dinámica de los sistemas sedimentarios.

Aquí intentamos una somera puesta al día de los conocimientos sobre el Cuaternario de Uruguay, intencionalmente no exhaustiva en cuanto a nombres, autores o hipótesis. Una excesiva y confusa cantidad de nombres formacionales o de “pisos”, de “ingresiones y regresiones”, “superficies”, “entalles”, etc., nos ha llevado a preferir una exposición más simple y, esperamos, más clara. De todos modos, en la bibliografía incluida al final de este Capítulo –más extensa que la mera lista de fuentes citadas– se puede encontrar mucho de lo expresamente omitido aquí.

Con la misma intención hemos subdividido el Capítulo en depósitos marinos y continentales. Mas allá de postular la obvia interacción entre ambos ambientes, es muy poco o nulo el conocimiento fáctico que se tiene de la misma en nuestro país.

CUATERNARIO MARINO Y TRANSICIONAL

La estratigrafía del Cuaternario marino y transicional (llamado de aquí en adelante, simplemente, marino) en Uruguay es materia aún pendiente. En aras de la claridad, nos referiremos primariamente a las unidades li-

toestratigráficas más conocidas. Como ya fue expresado, este enfoque presenta muchas limitaciones, pero hasta el momento es el único punto de referencia con el que contamos.

Si bien varias unidades de “tipo litoestratigráfico” han sido propuestas (Fig. 1), dos han perdurado con algunas modificaciones: la Formación Villa Soriano (o Vizcaíno) y la Formación Chuy (o Barra del Chuy).

Formación Chuy

La Formación Chuy habría sido definida por Delaney (1963), pero de hecho la primera mención publicada es la de Goñi & Hoffstetter (1964) donde se indica como litología: “*Arenas cuarzosas, amarillo rojizas, semi-consolidadas, formada por granos bien redondeados, pulidos y a veces de brillo mate, de diámetro medio de 0,10 a 0,18 mm, muy bien clasificados. Ocasionalmente se presentan nódulos ferruginosos o costras incipientes. La arena posee minerales pesados: zircón, turmalina, biotita, rutilo, granate, andaluzita, hornblenda, epidoto y actinolita; tiene los granos usualmente recubiertos por película ferruginosa.*”

Posteriores usos fueron ampliando *de facto* esta definición, para englobar todo lo que se considerara depósitos contemporáneos, aunque escaparan a la definición litológica original, hecho ya resaltado por Bossi & Navarro (1991).

Así, por ejemplo, Preciozzi *et al.* (1985) incluyen, además de las arenas, entre otras, litologías arcillo-gravilosas y arcillas, en tanto que Bossi *et al.* (1998) propusieron designar con el casi homónimo nombre de Formación Barra del Chuy a “*los sedimentos cartografiados como Formación Chuy por Elizalde (1976a) y que se corresponden por lo menos parcialmente con las denominaciones de Paso del Puerto (Bossi et al. 1975) y Chuy (Goso & Antón 1974)*”, con litologías que van desde pelitas hasta areniscas gruesas, determinando una secuencia groseramente granocreciente.

Es evidente entonces que la intención de los autores posteriores a la descripción original ha privilegiado el aspecto temporal (sedimentos supuestamente pleistocenos) y genético (sedimentos marinos y asociados). Debe reconocerse sin embargo que naturalmente aparecen variaciones litológicas laterales relacionadas a las descritas originalmente, que merecerían ser incorporadas en una redefinición formal de la Formación Chuy.

Por otra parte, y como se podrá comparar más adelante, esta amplia definición litológica no difiere sustancialmente de la también cada vez más amplia Formación Villa Soriano, excepto por la abundancia de macrofósiles en ésta última, y en parte por sus relaciones estratigráficas (Fig. 2).

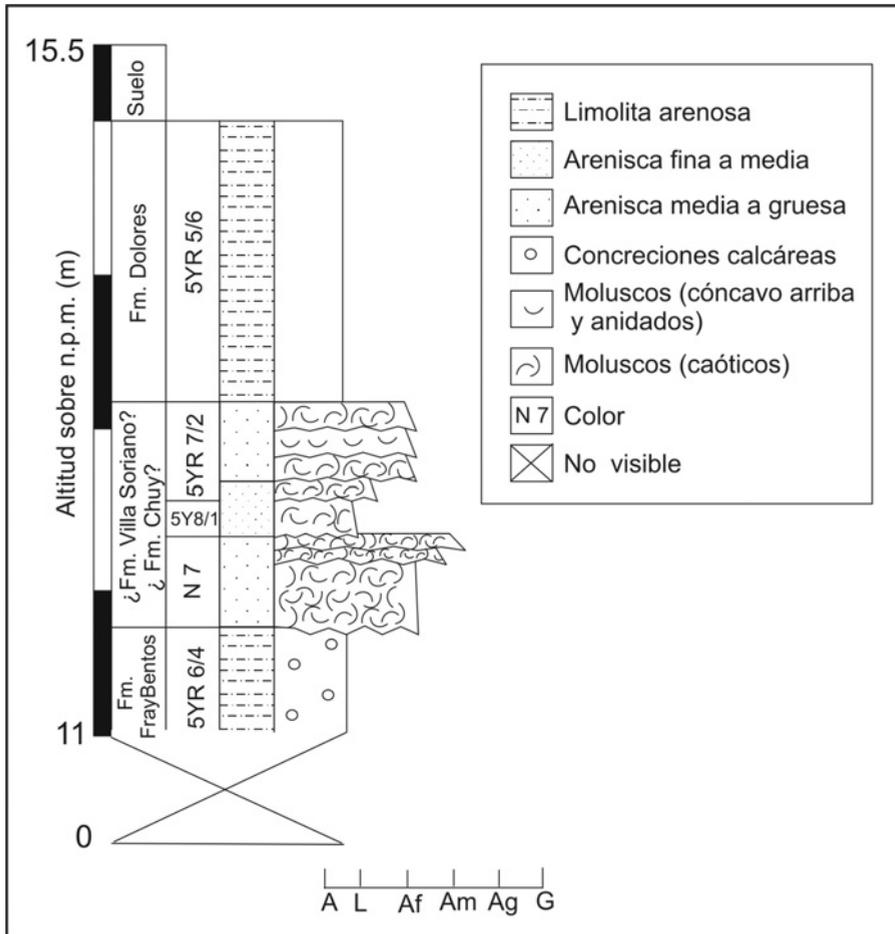


Figura 2 – Perfil litológico correspondiente al puerto de Nueva Palmira, donde se observan sus relaciones estratigráficas.

Se puede observar a la Formación Dolores sobre concentrados fosilíferos del Pleistoceno Tardío (Formación Chuy o Formación Villa Soriano). n.p.m.: nivel promedio del mar. (Modificado de Martínez et al. 2001).

De acuerdo a los autores, la Formación Chuy se intercalaría entre unidades continentales pleistocenas, o por lo menos tendría este tipo de contacto por encima, en tanto que la Formación Villa Soriano sólo tendría por encima depósitos actuales.

Se han reconocido también tres episodios llamados Chuy I, Chuy II y Chuy III, los que tienen una clara connotación cronoestratigráfica. Sin discutir su validez o no, consideramos que es inconveniente y desaconsejable el uso en cronoestratigrafía de nomenclatura ya consagrada litoestratigráficamente.

La Formación Chuy en su sentido amplio aflora en toda la zona costera, estando cartografiada en Preciozzi *et al.* (1985) y la Formación Barra del Chuy en Bossi & Ferrando (2001).

Respecto al contenido fosilífero, todo depende de cómo se considera a esta unidad, aunque parecería contener al menos microfósiles (Sprechmann 1978). Moluscos y otros macrofósiles habituales en depósitos marinos están prácticamente ausentes de la Formación en sentido estricto.

Si la tomamos en el sentido “Formación Chuy = Pleistoceno marino” existirían algunos afloramientos con macrofauna (*e.g.* Nueva Palmira, La Coronilla, *vide* Martínez *et al.* 2001). Si bien las relaciones estratigráficas favorecerían esta idea (Fig. 2), la caracterización del concentrado fosilífero (*shell-bed*) la ubicaría en la Formación Villa Soriano. Dentro de esta última formación serán tratados estos afloramientos, hasta que las caracterizaciones litológicas y de límites estratigráficos sean adecuadamente resueltos.

De acuerdo a sus relaciones estratigráficas, la Formación Chuy ha sido colocada en el Pleistoceno.

Formación Villa Soriano

Los depósitos fosilíferos incluidos en la Formación Villa Soriano (Goso *et al.* según Antón & Goso 1974), afloran a lo largo del litoral uruguayo, formando una muy estrecha banda paralela a la actual línea de costa (más profunda en bocas de ríos y zonas de lagunas costeras), desde la desembocadura del Río Negro hasta la Laguna Merín aproximadamente (Lámina XVI A-B).

Los mismos depósitos fueron llamados anteriormente Formación Vizcaíno (Goso & Bossi 1966), un nombre moderno para las “Arcillas grises de Vizcaíno” de Caorsi & Goñi (1958), a su vez nombre local para los depósitos conocidos previamente como “querandinenses”, “belgranenses” o “platenenses”, nombres provenientes de la Argentina.

Su definición es algo confusa. Caorsi & Goñi (1958) la nominan “arcillas grises” y hacen fundamentalmente énfasis en su contenido en moluscos fósiles, en tanto que la Formación Villa Soriano (= Vizcaíno) comprende según Goso & Bossi (1966) “*bancos de conchillas, salobres o marinas, de potencia variable, no consolidada...*”.

De acuerdo con Preciozzi *et al.* (1985) la integran arcilitas, areniscas y conglomerados, y según Bossi & Ferrando (2001) “*arenas desde gruesas a muy finas, algunos niveles pelíticos a los que deben agregarse lentes de cenizas volcánicas citadas por Serra (1944)*”.

Nótese las variadas litologías que agrupan los autores y las diferentes definiciones, aunque es relativamente fácil su identificación en el campo, fundamentalmente por la presencia abundante de moluscos de aspecto moderno de origen marino o estuarino, criterio discutible como litológico, pero que funciona razonablemente bien (algunos de ellos, de una lista que ronda las cien especies, pueden verse en la Lámina XVII).

Sin embargo, como ocurría con la Formación Chuy, aparecen litologías asignables a la Formación Villa Soriano, incluyendo los concentrados fosilíferos, cuyas relaciones estratigráficas las relacionarían más con aquella unidad.

Por tratarse de afloramientos destacados por su cantidad de moluscos fósiles, están integrados en la presente sección, pero bien en un futuro pueden ubicarse en una necesariamente redefinida Formación Chuy.

La edad de la Formación Villa Soriano, establecida según criterios estratigráficos y faunísticos tradicionalmente dentro del Cuaternario tardío, tiene desde hace poco fundamento radimétrico, con edades ^{14}C que van desde *circa* 30000 - 35000 años antes del presente (a.AP) hasta *circa* 1500 a.AP.

La Fig. 3 muestra la ubicación geográfica de las edades ^{14}C agrupadas que se detallan luego en los cuadros de las Figs. 4 y 5 para la Formación Villa Soriano.

No existe una serie continua de edades, sino que se puede constatar dos grandes grupos: uno de edad mínima *ca.* 35000 a.AP y otro de menos de 10000 a.AP, dentro de este último con predominio de edades menores a los 6000 a.AP. Este último grupo representa el actual período interglacial.

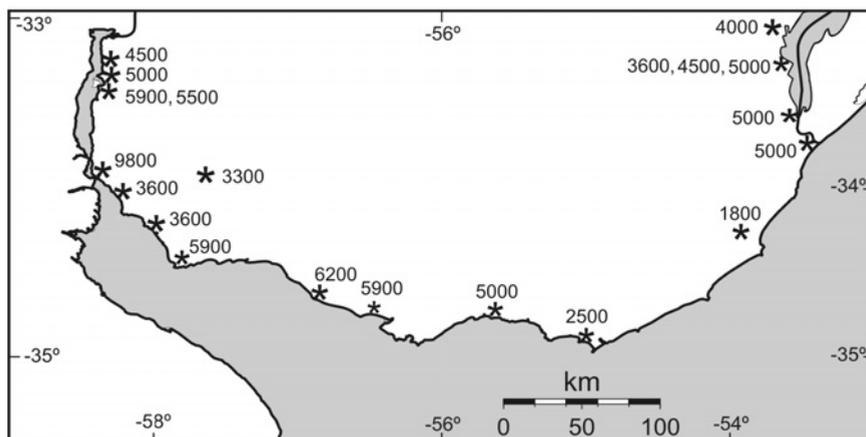


Figura 3 – Ubicación de las edades agrupadas.
Se tiene en cuenta el error analítico. Promediadas.

Fuente	Localidad	Altura (m) respecto nivel mar	Especie	Años ¹⁴ C
Cortelezzi & Lerman 1971	Montevideo	?	?	2700
Bracco <i>et al.</i> 1994	Montevideo 1	- 7	?	2490 ± 70
"	Montevideo 2	- 5	?	3320 ± 60
"	Montevideo 3	- 4,8	?	9420 ± 100
Bracco & Ures 1999	N. Berlin	4,5	<i>E.mactroides</i>	5520 ± 70
"	F. Bentos	3,5 a 4	<i>E.mactroides</i>	6000 ± 60
"	C. Morgan	4,5	<i>E.mactroides</i>	5480 ± 70
"	C. Morgan	4,5	<i>E.mactroides</i>	5520 ± 70
"	V. Soriano	5	<i>E.mactroides</i>	5910 ± 60
"	V. Soriano	5	<i>E.mactroides</i>	5850 ± 60
"	Conchillas	2,5 a 3,5	<i>E.mactroides</i>	3830±50
"	A. Mauricio	5	<i>Tagelus sp.</i>	4750 ± 70
"	Montevideo	2,5 a 3,5	<i>Ostrea sp.</i>	3790 ± 190
"	A. Valizas	0,4	<i>Tagelus sp.</i>	4360 ± 60
"	A. Valizas	0,4	<i>Tagelus sp.</i>	4370 ± 60
"	L. Castillos 1	1,8	<i>E.mactroides</i>	1480 ± 50
"	L. Castillos 2	2	<i>E.mactroides</i>	2220 ± 80
"	L. Castillos 3	3	<i>E.mactroides</i>	2930 ± 70
"	L. Castillos 4	4,5	?	5280 ± 70
"	Saglia	4	<i>E.mactroides</i>	4810 ± 140
"	Castro1	4,5	<i>E.mactroides</i>	5220 ± 60
"	Castro2	4	<i>E.mactroides</i>	4870 ± 60
"	Castro3	3,5	<i>E. mactroides</i>	4410 ± 50
"	LM / S. Luis	4,5	<i>E. mactroides</i>	4830 ± 130
"	Santos	4,5	<i>E. mactroides</i>	5090 ± 110
García-Rodríguez <i>et al.</i> 2002	L. Rocha	- 0,60 a - 0,63	<i>E. mactroides</i>	2970 ± 120
"	L. Rocha	- 1,42 a - 1,46	<i>E. mactroides</i>	4220 ± 220
"	L. Rocha	- 0,23 a - 0,28	<i>E. mactroides</i>	2250 ± 80

Figura 4 – Edades ¹⁴C para la Formación Villa Soriano.
Basado en referencias bibliográficas.

Fuente	Localidad	Altura (m) respecto nivel mar	Especie	Años ¹⁴ C	Nº lab.
Martínez <i>et al.</i> inédito	Las Cañas	6	<i>E. mactroides</i>	4550 ± 60	LP-913
"	V. Soriano 1	1	<i>E. mactroides</i>	5530 ± 80	LP-744
"	V. Soriano 2	2	<i>E. mactroides</i>	5840 ± 70	LP-740
"	P. Pereira 1	1,5	<i>E. mactroides</i>	3590 ± 60	LP-775
"	P. Pereira 2	2,3	<i>E. mactroides</i>	3300 ± 60	LP-753
"	La Caballada	0,5	<i>M. isabelleana</i> *	6020 ± 85	LP-806
"	Arazati	0,4	<i>O. equestris</i> *	6260 ± 90	LP-747
"	Playa Pascual	0,4	<i>M. isabelleana</i> *	5870 ± 90	LP-815
"	La Floresta	0,4	<i>M. isabelleana</i>	4790 ± 80	LP-904
"	Punta Rasa	0,4	<i>T. patagonica</i>	2490 ± 70	LP-817
"	Chuy	1	<i>M. isabelleana</i>	5070 ± 70	LP-821
"	San Luis	2	<i>E. mactroides</i>	5150 ± 80	LP-829
"	Saglia A	3	<i>E. mactroides</i>	3530 ± 50	LP-907
"	Saglia B1	2	<i>E. mactroides</i>	4800 ± 70	LP-901
"	Saglia B2	2,5	<i>E. mactroides</i>	4460 ± 70	LP-893
"	Los Rodríguez	3	<i>E. mactroides</i>	4000 ± 70	LP-887
Rojas 2002	Tabaré	?	<i>E. mactroides</i>	4930 ± 70	LP-1372
"	A. Sauce	3	<i>E. mactroides</i>	9830 ± 90	LP-1378
"	C. Carmelo	?	<i>E. mactroides</i>	3710 ± 60	LP-1375
"	L. Castillos	?	<i>E. mactroides</i>	1810 ± 40	LP-1365
Martínez <i>et al.</i> 2001	N. Palmira	12	<i>M. isabelleana</i>	31.000 ± 1200	LP-738
"	N. Palmira	12	<i>A. brasiliiana</i>	34.600 ± 2000	LP-730
"	La Coronilla 1	0,6	<i>O. equestris</i>	29.500 ± 600	LP-884
"	La Coronilla 2	0,2	<i>M. isabelleana</i>	35.500 ± 1900	LP-824

Figura 5 – Edades ¹⁴C para la Formación Villa Soriano.

Basado en muestras colectadas directamente por los autores.

* material colectado en posición de vida.

En rigor, la antigüedad estimada para los depósitos de edad mínima *ca.* 30000-35000 a.AP (muy cerca del límite de resolución del método) es de alrededor de 120.000 años (piso isotópico 5e, Pleistoceno Tardío, *vide* Capítulo I) de acuerdo con Martínez *et al.* (2001). Esta edad los ubicaría en el último período interglacial.

En cuanto a sus relaciones con otras unidades de la región, ha sido evidente desde los primeros estudios su vinculación con las sedimentitas de parte del hoy llamado Grupo Patos en Rio Grande do Sul (Brasil) y con los depósitos “querandinenses”, “belgranenses” y “platenses” de Argentina (actualmente formaciones Las Escobas, Pascua, etc.); así lo confirman edades radiocarbónicas de conchillas de esos depósitos (*vide* por ejemplo Aguirre & Whatley 1995; Forti-Esteves 1974).

La paleoecología de las faunas de moluscos y los ambientes deposicionales han sido estudiados fundamentalmente en las últimas décadas,

confirmándose como era de esperar la existencia de un gradiente salino que disminuye hacia el Oeste del actual Río de la Plata (Fig. 6), si tomamos en cuenta el grupo de edades más modernas. Para el caso de los depósitos del Pleistoceno Superior, existe una salinidad prácticamente marina en la localidad de Nueva Palmira (aunque dada la escasez de afloramientos no es posible realizar más consideraciones).

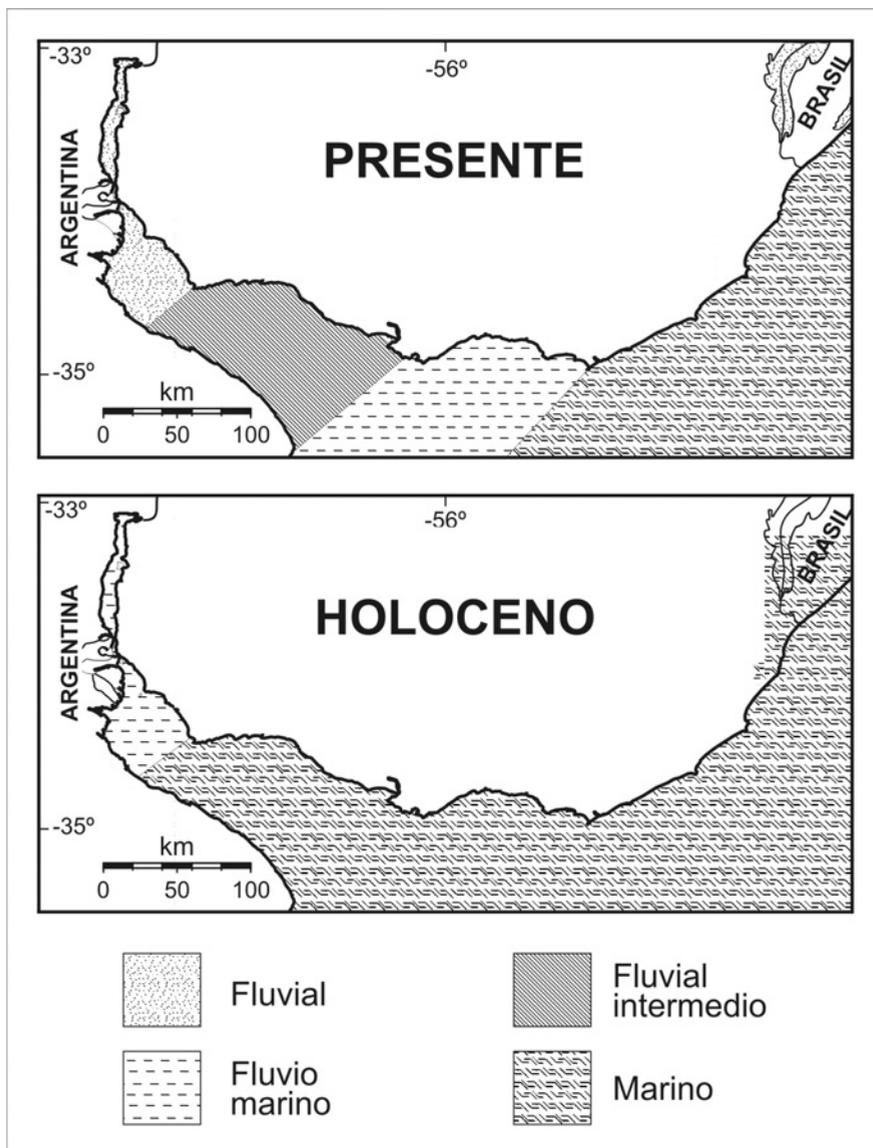


Figura 6 – Gradiente de salinidad en la costa uruguaya. Cambios durante el Holoceno. Tomado de Martínez et al. (inédito).

En general, todas las asociaciones de moluscos muestran que la temperatura del agua era más elevada que la actual para la misma latitud (Fig. 7), aunque está en estudio la interacción de este parámetro con la salinidad y si ésta en realidad fue el determinante de los cambios atribuidos a la temperatura.

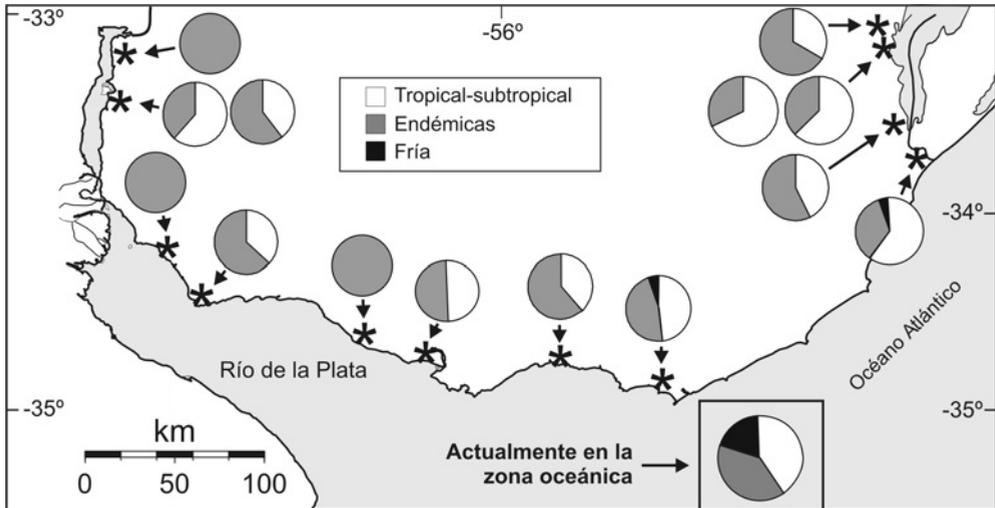


Figura 7 – Especies de aguas cálidas, frías y autóctonas de la zona. Proporciones en algunas localidades de edad Holoceno. Tomado de Martínez et al. (inédito)

A grandes rasgos, pueden establecerse dos asociaciones faciológicas para los sedimentos atribuidos a la Formación Villa Soriano: una esencialmente arenosa representada por cordones litorales y depósitos de backshore, y otra fundamentalmente pelítica que representa los depósitos generados en ambientes de circulación restringida como sistemas de isla barreras - *lagoon* o inclusive, bahías muy cerradas. La composición de la fauna de moluscos acompaña estas variaciones y en el tipo pelítico es frecuente encontrar bivalvos en posición de vida (*vide* Lámina XVI B).

Ha sido motivo de discusión si los sedimentos pertenecientes a esta unidad fueron originados en una o más transgresiones, lo que ha llevado incluso a confusiones nomenclaturales (Vizcaíno I, II, III, configurando un caso similar al ya referido para la Formación Chuy). De acuerdo con las edades mostradas en las Figs. 3 y 4 y a sus relaciones estratigráficas, estas rocas corresponden al menos a dos eventos: uno en el Pleistoceno Tardío y otro en el Holoceno. Ateniéndose a los grupos formados de acuerdo a los traslapes del

error analítico, estos eventos se multiplicarían (Fig. 5). Sin embargo, el hecho de que muy pocas edades provengan de conchillas encontradas en posición de vida, relativiza mucho esta situación debido a la muy probable mezcla tafonómica de moluscos de diferentes edades. En estudios específicos, se ha constatado para valvas de moluscos un máximo de residencia de aproximadamente 3000 años en el fondo del mar antes del enterramiento final, aunque la moda y obviamente el promedio son inferiores.

Como ya fue dicho, quizá lo más representativo de la unidad sea su alto contenido en fósiles marinos o estuarinos, especialmente moluscos, motivo de estudio de diversos autores, como por ejemplo Figueiras (1961, 1962, 1967), Martínez *et al.* (2001, inédito), Rojas (2002), donde se pueden consultar las listas de especies. Todos los moluscos hallados viven actualmente, aunque no necesariamente en nuestra área. Algunos de ellos tienen su límite meridional de distribución actual al norte de Uruguay; por ejemplo *Nioche subrostrata* (Lámina XVII D) no se encuentra más al sur de Santa Catarina (Brasil). También han sido registrados otros grupos, como foraminíferos, palinomorfos, ostrácodos, diatomeas, cangrejos, equinodermos, peces, e icnofósiles.

La altura alcanzada por el nivel del mar en los eventos registrados es incierta, ya que no existen evidencias fiables de las pasadas líneas de costa. La cota actual de los depósitos no debe tomarse linealmente como indicador de altura del nivel del mar, ya que primeramente debe establecerse a qué profundidad se depositaron originalmente los sedimentos. En el caso de los abundantes cordones litorales, esto es especialmente complicado, ya que su formación abarca un rango de profundidad demasiado amplio para la escala requerida. La estimación se debilita aún más cuando se pretende correlacionarla con curvas de otros países, las que a su vez tampoco están basadas en evidencias fiables. Es necesario también tener conciencia de que fenómenos de escala ecológica (como tormentas o simples procesos de la propia dinámica costera) pueden producir efectos que, analizados por ejemplo en testigos de perforaciones, pueden ser interpretados erróneamente como momentos ingresivos o regresivos.

Debemos recordar asimismo que el patrón de apilamiento sedimentario (progradacional, agradacional o retrogradacional) está gobernado, principalmente, por la interacción de tres factores: la tasa de sedimentación, la subsidencia y las oscilaciones del nivel de base. A este respecto, algunas evidencias de neotectónica (Martínez *et al.* 2001; Bossi & Ferrando 2001) complican más aún el panorama, pero a la vez abren interesantes perspecti-

vas de estudio, en particular en regiones de nuestro litoral Este (departamentos de Rocha y Maldonado) y litoral Oeste (departamentos de San José, Colonia, Soriano y Río Negro).

Además de las dos unidades litoestratigráficas aquí tratadas, han habido variadas propuestas, la mayoría intentando contemplar la existencia de “transgresiones” u oscilaciones del nivel del mar basadas en observaciones locales. Por ejemplo, los ya mencionados I, II y III, la ingesión Punta de los Loberos, establecida ésta para denotar un supuesto momento transgresivo más moderno, pero indiferenciable litoestratigráficamente de la Formación Villa Soriano, etc.

A modo de síntesis

Teniendo en cuenta la información disponible al momento, podrían resumirse los siguientes aspectos generales:

- durante el Cuaternario encontramos dos grandes grupos de edades para las que podemos postular que el mar estuvo sobre el nivel actual, en el Pleistoceno final y en el Holoceno, en este último fundamentalmente luego de los 6.000 ¹⁴C a.AP;
- los animales que los habitaban eran prácticamente los mismos que los que encontramos actualmente en nuestras costas, adecuándose al desplazamiento del gradiente salino del Río de la Plata - Océano Atlántico;
- en ambos casos la temperatura debió ser también algo más elevada que la actual;
- lo anterior, junto con los fechados y la existencia de similares casos en la región, indica que se corresponden con períodos interglaciales y que posiblemente la causa principal de los avances del mar fue eustática;
- estos avances hicieron retroceder el frente estuárico en nuestras costas hasta por lo menos Fray Bentos.

CUATERNARIO CONTINENTAL

En la literatura geológica de Uruguay se describen diversas unidades para el Cuaternario continental, en su mayoría con carácter litoestratigráfico (formaciones), incluyendo algunas elementos geomorfológicos en su definición. Las mismas están caracterizadas en Goso (1965), Goso & Bossi (1969), Preciozzi *et al.* (1985), Bossi & Navarro (1991), Panario & Gutiérrez (1999), Bossi & Ferrando (2001).

Algunas unidades nítidamente transgredieron el límite temporal Plioceno – Pleistoceno como es el caso de las formaciones Raigón y Salto. Otras han tenido o tienen una ubicación temporal discutible, o inclusive podrían transgredir dicho límite, tal como las formaciones Paso del Puerto y Las Arenas. Estas unidades no son motivo de consideración en este Capítulo.

En Bossi & Navarro (1991) se detallan varios depósitos aceptados como cuaternarios, a saber: Formaciones Libertad, Bellaco, Navarro, Mataojo, Sopas, Dolores, los depósitos denominados Limos de Carrasco, Médanos y Dunas y depósitos de turba.

Sin perjuicio de los problemas de definición o identidad que algunas poseen, del conjunto de unidades propuestas trataremos aquellas que presentan mayor información o que consideramos tienen un especial significado en la evolución de nuestro territorio. Los depósitos de turba son tratados en el Capítulo X debido a su importancia económica.

Formación Libertad

Desde el momento en que fue definida y caracterizada en Goso (1965) y reproducida sin modificaciones relevantes en Goso & Bossi (1966 1969), la Formación Libertad ha resistido todas las revisiones realizadas por los especialistas. Bossi & Navarro (1991), así como otras referencias, adicionan diversos elementos a la misma manteniendo su *status* formal al igual que el resto de los especialistas.

En general, los autores concuerdan en que esta unidad se extiende en el Sur del país, genera superficies onduladas y se caracteriza por contener lodolitas, *loess* y arenas, de coloración pardo rojizo, incorporando carbonato de calcio multiforme. Algunos sondeos indican que no supera los 30 metros de potencia.

Dado que esta unidad es parte de lo que tradicionalmente se ha denominado “Pampeano”, se le ha atribuido una gran riqueza paleontológica, lo que en la práctica no ha sido verificado (Ubilla & Perea 1999). En realidad, la mayor parte de los fósiles atribuidos a esta unidad no tienen adecuado control estratigráfico e inclusive algunos podrían corresponder a la Formación Dolores.

Ubilla & Perea (1999) ofrecen un listado tentativo de mamíferos que podrían corresponder a la Formación Libertad, Raigón o inclusive a la For-

mación Dolores, lo que no ofrece un sustento adecuado para realizar inferencias de corte cronológico, no obstante lo cual se la ha vinculado al Piso Ensenadense (actualmente Plioceno tardío – Pleistoceno medio temprano según Cione & Tonni 1999).

Se asume habitualmente que la Formación Libertad se ha depositado en el Pleistoceno Inferior y Medio, esencialmente por criterios estratigráficos. Lo que algunos interpretan como intercalación con niveles ingresivos (Formación Chuy) permitiría segregar los “eventos” Libertad I y Libertad II, que se preservarían esencialmente como terrazas elevadas y medias.

Entre los autores hay matices respecto de la interpretación de las condiciones climáticas imperantes en momentos de la depositación de la unidad. Así, se menciona un clima semiárido con períodos húmedos, condiciones diluviales, asociación a episodios glaciales, entre otras. Libertad I estaría asociada a clima seco y frío mientras que Libertad II a clima cálido y húmedo (Panario & Gutiérrez 1999). Al momento, nada de esto está refrendado por estudios paleontológicos.

Formación Bellaco

A los depósitos que Lambert (1940) denominó “Arcillas yesíferas de Bellaco”, Ferrando (1988) los elevó a rango formacional, en donde se reúnen pelitas y arcilitas yesíferas que se desarrollan con potencias no superiores a los 10 metros en la región de Bellaco (departamento de Río Negro).

De una forma general, esta unidad está compuesta por arcillas y limos arcillosos rojizos, ocre-rojizos, verdes grisáceos y castaños y cuyo atributo litológico distintivo es la presencia de yeso disperso en una matriz arcillosa de tonalidades verdosas a grisáceas.

El yeso aparece como cristales individuales, cristales agregados (grumos sacaroidales, drusas y rosetas) y formas mixtas (mosaicos sacaroidales con crecimiento de cristales individuales de yeso, microrrosetas, etc.).

La génesis de la Formación Bellaco ha merecido diversas interpretaciones (Bossi & Navarro 1991) aunque en los últimos años se admite un origen continental (Bossi & Ferrando 2001). Lambert (1940) había asociado su formación a la existencia de pequeñas lagunas remanentes del retiro del mar cuaternario. Ferrando (1988) postuló un origen continental, de tipo palustre, apoyándose en la interpretación de resultados geoquímicos.

Además de las características sedimentológicas de la unidad, resulta importante analizar sus relaciones estratigráficas, aspecto que ofrece a nuestro entender importantes connotaciones genéticas, temporales y tectónicas. En las regiones donde las “arcillas yesíferas” poseen su mayor desarrollo (*e.g.* Tres Bocas) pero aun en otras regiones donde su carácter es más restringido, están íntimamente asociadas a las areniscas y areniscas conglomeradas de la Formación Salto.

Podría pensarse que la Formación Bellaco se habría originado en áreas topográficamente bajas de la “sedimentación Salto” donde se formaron pequeños encharcamientos de muy escasa profundidad. Esta situación, sumada al necesario aporte subsuperficial de aguas ricas en sulfatos y condiciones de aridez, favorecieron en esos ámbitos la acumulación de los términos finos en forma más o menos concomitante con la precipitación de los sulfatos.

De esta forma, podría justificarse por un lado algunas manifestaciones de yeso de tipo intrasedimentario asociado a la Formación Salto (departamento de Paysandú) y, por otro, las situaciones de mayor desarrollo estarían ligadas a esos cuerpos de agua rasos de sedimentación fina en ámbitos de “tipo barreal”.

Si bien resulta difícil atribuir una edad a estos depósitos, su posible vinculación con la Formación Salto, podría sugerir un proceso ocurrido en algún momento del Pleistoceno Medio. Actualmente la mayoría de estos depósitos ocupa situaciones topográficas elevadas, lo que obliga a admitir, como ya fue señalado por Bossi & Ferrando (2001), la actuación de una tectónica muy joven, al menos para una extensa región del litoral oeste uruguayo.

Formación Dolores

Esta unidad fue definida por Héctor Goso en la década de 1970, en publicación interna, y si bien suele asimilarse con lo que algunos denominan Libertad III, en rigor, corresponde a lo que Goso (1965) definió como Libertad II. Ello muestra al menos la confusión nomenclatural propia del Cuaternario de Uruguay, como se ha expresado en otras partes de este Capítulo.

La Formación Dolores se caracteriza usualmente por presentar depósitos arcillo limosos y limo arcillosos, con arena y gravilla (fangolitas), coloración pardo y gris verdosa con una potencia que no excedería los 10 me-

tros. Tiene similitud con la Formación Libertad pero se diferencia de ésta en que genera superficies planas, lo que se ha utilizado para diferenciarlas, aunque no es un criterio válido para separar formaciones. Sin embargo, existe un conjunto de matices en lo que refiere a sus atributos litológicos; en particular, las tonalidades y su carácter fangolítico así como sus relaciones estratigráficas.

La Formación Dolores parece tener una mayor distribución geográfica que la Formación Libertad y si se sigue el criterio de Panario & Gutiérrez (1999) de asimilar la Formación Sopas a la Formación Dolores-Sopas, tendría una fuerte expresión tanto en el Norte como en el Sur del país (Lámina XVI E). Por otro lado, se han reconocido extensas áreas correspondientes a esta unidad en la región de Laguna Merín.

Consistentemente se la considera como de edad Pleistoceno Tardío y usualmente se la asimila a condiciones climáticas frías vinculadas al último episodio glacial. Esto es coherente con lo observado, por ejemplo, en el perfil del Puerto de Nueva Palmira (Fig. 2), donde se encuentra por encima del evento transgresivo ubicado en el último interglacial del que se habló en secciones anteriores.

Se han referido para esta unidad tortugas, mamíferos característicos del Pleistoceno tardío y moluscos de agua dulce para varios departamentos de Uruguay (Ubilla & Perea 1999 y referencias; Ubilla 1999; Perea *et al.* 2001). Algunos de ellos son indicadores de condiciones semi-áridas y frías. Dataciones radiocarbónicas acotadas al intervalo 11650-10500 a.AP han sido atribuidas a esta unidad (Fig. 8).

Formación Sopas

Antón (1975) definió inicialmente para el Noroeste de Uruguay, en una publicación de distribución restringida, dos unidades: la Formación Mataojo y la Formación Sopas, siendo recogidas de esa manera en Bossi & Navarro (1991). Ulteriormente, por cuestiones de manejo cartográfico, la Formación Mataojo fue subsumida en la Formación Sopas, término que ha permanecido en uso, por lo general entre los paleontólogos y arqueólogos. Paradójicamente, si bien esta unidad no ha tenido amplia aceptación en el ámbito geológico local, es la que tiene mayor difusión en el ámbito internacional debido a su rico contenido fosilífero (Fig. 9). Algunos autores consideran la Formación Dolores-Sopas como una entidad válida (Panario & Gutiérrez 1999).

Fuente	Localidad	N° Lab.	Muestra	Determinación	Años ¹⁴ C	Unidad	TL/OSL
Ubilla <i>et al.</i> 1995	A°Malo (Curtina, Tacuarembó)	URU-0031	conchilla	<i>Diplodon peraeformis</i>	>45000	Sopas	
Ubilla <i>et al.</i> 1995	A°Malo (Curtina, Tacuarembó)	URU-0032	conchilla	<i>D. peraeformis</i>	>45000	Sopas	
Ubilla <i>et al.</i> 1995	R. Cuareim (Piedra Pintada, Artigas)	LP-490	madera	<i>Prosopis</i> **	>43000	Sopas	
Ubilla <i>et al.</i> 1995	R. Cuareim (Piedra Pintada, Artigas)	URU-0036	madera	<i>Prosopis</i> **	>45000	Sopas	
Ubilla <i>et al.</i> 1995	Cañada Sarandí (Salto)	URU-0053	madera	<i>Prosopis nigra</i> *	>45000	Sopas	
Ubilla 1996	R. Cuareim (Estiba, Artigas)	LP-594	madera		12100 ± 140	Sopas	
Ubilla <i>et al.</i> 2004	A° Sopas (Salto)	LVD-647	limo arenoso			Sopas	43500 ± 3600
Ubilla <i>et al.</i> 2004	A° Malo (Curtina, Tacuarembó)	LVD-646	limo arenoso			Sopas	58300 ± 7400
Ubilla ms.	A° Malo (Curtina, Tacuarembó)	LVD-857	limo arenoso			Sopas	200000 ± 25000
Ubilla ms.	R. Cuareim (Piedra Pintada, Artigas)	LVD-858	arena limosa			Sopas	360000 ± 40000
Ubilla ms.	R. Cuareim (Piedra Pintada, Artigas)	LVD-859	limo arenoso			Sopas	180000 ± 20000
Ubilla & Perea 1999	A° Gutiérrez Chico (Río Negro)	LP-509	madera	<i>Prosopis</i> ?	11650 ± 130	Dolores	
Ubilla 1999	R. Santa Lucía (P.Cuello, Canelones)	LP-1110	madera	<i>Salix humboldtiana</i> *	10480 ± 100	Dolores	
Ubilla 1999	R. Santa Lucía (P.Pache, Canelones)	LP-1143	madera	indet.	10500 ± 110	Dolores	
Ubilla ms.	R. Santa Lucía (Barrancas, Lavalleja)	LP-1283	madera	indet.	11150 ± 120	Dolores	
Ubilla ms.	A° Vejjigas (San Ramón, Canelones)	LP-1268	madera	<i>Prosopis</i> **	11090 ± 110	Dolores	
Guidon 1989	R. Uruguay, Isla de Arriba, Y58	GIF 4412	carbón		11200 ± 500		
Hilbert 1991	R. Uruguay, Isla del Tigre, k87+C5	Kn 2531	carbón		10420 ± 90		
Meneghin U ms.	URUPEZ - Maldonado	Beta165076	carbón		12900(AMS)		

Figura 8 – *Edades absolutas para depósitos continentales del Pleistoceno.*

*Se basan en restos orgánicos y sedimento. *: Inda & Del Puerto (2002); **: admite más de una especie posible (Inda & Del Puerto 2002).*

<p>CLASE REPTILIA</p> <p>Familia <u>Testudinidae</u></p> <p><i>Geochelone</i> sp. “tortuga terrestre”</p> <p>Familia <u>Teiidae</u></p> <p>*<i>Tupinambis</i> cf. <i>T. teguixin</i> “lagarto overo”</p> <p>CLASE AVES</p> <p>Familia <u>Rehidae</u></p> <p>*<i>aff. Rhea</i> sp. “ñandú”</p> <p>Familia <u>Anatidae</u></p> <p>*<i>Chloephaga picta</i> “cauquén”</p> <p>Familia <u>Cariamidae</u></p> <p>*<i>Cariama cristata</i> “seriema”</p> <p>CLASE MAMMALIA</p> <p>Orden Xenarthra</p> <p>Familia <u>Dasypodidae</u></p> <p>*<i>Dasypus</i> aff. <i>D. novemcinctus</i> “tatú mulita”</p> <p><i>Propraopus</i> sp.</p> <p><i>Pampatherium humboldti</i></p> <p>Familia <u>Glyptodontidae</u> “gliptodontes”</p> <p><i>Glyptodon clavipes</i></p> <p><i>Neuryurus rudis</i></p> <p><i>Panochthus tuberculatus</i></p> <p>Familia <u>Megatheriidae</u> “perezosos gigantes”</p> <p><i>Megatherium americanum</i></p> <p>Familia <u>Mylodontidae</u> “perezosos gigantes”</p> <p><i>Glossotherium robustum</i></p> <p><i>Lestodon</i> cf. <i>L. armatus</i></p> <p>Orden Carnivora</p> <p>Familia <u>Felidae</u></p> <p>*<i>Felis concolor</i> “puma”</p> <p>*<i>Panthera</i> cf. <i>P. onca</i> “pantera”</p> <p><i>Smilodon populator</i> “tigre dientes de sable”</p> <p>Familia <u>Canidae</u></p> <p>*<i>Lycalopex gymnocercus</i> “zorro gris”</p> <p>Familia <u>Mustelidae</u></p> <p>*<i>Lontra longicaudis</i> “lobito de río”</p> <p>Familia <u>Ursidae</u></p> <p>*SubFamilia <i>Tremarctinae</i> indet.</p> <p>Orden Proboscidea</p> <p>Familia <u>Gomphotheriidae</u> “mastodontes”</p> <p>gen. et sp. indet.</p>	<p>Orden Rodentia</p> <p>Familia <u>Cricetidae</u></p> <p>*<i>Reithrodon</i> sp. “rata conejo”</p> <p>*cf. <i>Wilfredomys oenax</i> “rata de hocico ferrugíneo”</p> <p>*<i>Lundomys molitor</i> “rata grande de agua”</p> <p>Familia <u>Erethizontidae</u></p> <p>°<i>Coendou magnus</i> “coendú”</p> <p>Familia <u>Myocastoridae</u></p> <p>*<i>Myocastor coypus</i> “nutria”</p> <p>Familia <u>Caviidae</u></p> <p>*<i>Cavia</i> sp. “aperea”</p> <p>*<i>Galea</i> sp. “aperea”</p> <p>°<i>Microcavia criolloensis</i></p> <p>*<i>Dolichotis?</i> sp. “liebre patagónica”</p> <p>Familia <u>Hydrochoeridae</u> “carpinchos”</p> <p>*<i>Hydrochoerus hydrochaeris</i></p> <p><i>Nechoerus</i> cf. <i>N. aesopi</i></p> <p>Orden Litopterna</p> <p>Familia <u>Macraucheniiidae</u></p> <p><i>Macrauchenia patachonica</i></p> <p>Familia <u>Protheroheriidae</u></p> <p><i>Neolicaphrium recens</i></p> <p>Orden Notoungulata</p> <p>Familia <u>Toxodontidae</u></p> <p><i>Toxodon</i> cf. <i>T. platensis</i></p> <p>Orden Perissodactyla</p> <p>Familia <u>Tapiridae</u></p> <p>*<i>Tapirus terrestris</i> “tapir”</p> <p>Familia <u>Equidae</u> “caballos”</p> <p>°<i>Equus (Amerhippus) neogeus</i></p> <p><i>Hippidion principale</i></p> <p>Orden Artiodactyla</p> <p>Familia <u>Tayassuidae</u> “pecaríes”</p> <p>*<i>Tayassu</i> aff. <i>T. pecari</i></p> <p>*<i>Catagonus</i></p> <p>Familia <u>Camelidae</u> “guanacos y vicuñas”</p> <p><i>Hemiauchenia paradoxa</i></p> <p>*<i>Lama (Vicugna)</i> sp.</p> <p>Familia <u>Cervidae</u> “ciervos”</p> <p><i>Antifer ultra</i></p> <p>*<i>Ozotoceros</i> aff. <i>O. bezoarticus</i></p> <p><i>Morenelaphus brachyceros</i></p> <p><i>Morenelaphus lujanensis</i></p> <p><i>Paraceros fragilis</i></p>
--	---

Figura 9 – Principales grupos de vertebrados, con énfasis en mamíferos. Fueron hallados en depósitos cuaternarios del Norte de Uruguay (Formación Sopas, Pleistoceno tardío). * viviente a nivel genérico o específico; ° especie extinguida de género existente. Fuentes: ver referencias bibliográficas al final de este Capítulo.

En un sentido agrupador (incluyendo a la Formación Mataojo), la Formación Sopas se caracteriza por presentar conglomerados, areniscas conglomerádicas, limolitas y limolitas arenosas, coloración marrón, con carbonato de calcio multiforme, con potencias que oscilan los 5 a 8 metros (Lámina XVI C-D). Se verifica la presencia de niveles de cenizas volcánicas intercaladas y un registro fósil abundante (Fig. 9). En general se acepta una edad Pleistoceno Tardío y existen algunas diferencias de opinión sobre las condiciones climáticas imperantes en el momento de depositación (*vide infra*). Incluye contextos depositacionales aluvio-fluviales en sentido amplio y no depositacionales (paleosuelos). Para esta unidad se han generado varias dataciones radiocarbónicas, así como las primeras dataciones de termoluminiscencia y luminiscencia ópticamente estimulada (TL/OSL) (Fig. 8).

Dataciones en depósitos continentales

Los trabajos relacionados con el rescate arqueológico de la región de Salto Grande, llevados a cabo en la década de 1970, generaron los primeros datos radimétricos (^{14}C) (aportados por una misión francesa) para depósitos continentales de Uruguay, los que fueron publicados en la siguiente década.

En los años 1990 se constata un notorio incremento en el conocimiento de edades absolutas basadas en el método del ^{14}C teniendo en cuenta diferentes tipos de muestras provenientes de varias localidades. La orfandad en este aspecto y hasta ese momento, tiene por un lado explicaciones esencialmente económicas, y por otro la escasa importancia dada por los especialistas locales a la aplicación de estas metodologías complementarias a las de datación relativa.

La obtención de un conjunto de edades “absolutas”, actualmente en crecimiento, ha estado impulsada –en el caso particular de Uruguay– por la necesidad por parte de los paleontólogos de cronometrar con mayor precisión asociaciones paleofaunísticas y sus depósitos portadores, y por arqueólogos, abocados al estudio de evidencias de ocupación humana en nuestro territorio y la necesidad intrínseca de conocer los tiempos de ocupación.

En las Figs. 8 y 10 se incluye parte del conjunto de datos disponibles al momento en niveles pleistocénicos y holocénicos continentales de Uruguay, respectivamente. En relación con las dataciones en los “cerritos”, se han seleccionado algunas de ellas, dado el elevado número brindado por los especialistas.

Fuente	Localidad	N° Lab.	Muestra	Años ¹⁴ C	Unidad
Austral 1994	Río Cuareim (Pay Paso, Artigas)	Rt 1445	carbón	9890 ± 75	
Suárez 2000	"	URU-248	carbón	9280 ± 200	
"	"	Beta 156973	carbón	9120 ± 40	
"	"	URU-246	carbón	8570 ± 150	
Suárez & López 2003	Río Uruguay (Calpica, DO3)			9320 ± 150	
Guidon 1989	Río Arapey (Salto, sitio S5-42)	GIF-4413	vegetales	4580 ± 270	
Bracco <i>et al.</i> 2001	A° San Francisco (Salto)	URU-0071	carbón	3880 ± 80	
"	Río Uruguay (Salto)	URU-0079	vegetales	4020 ± 70	
Bracco <i>et al.</i> 2001	A° Sopas (Salto, Paso Cayetano)	URU-0054	CaCo3	4280 ± 50	
López 94/95	Cabo Polonio (Rocha)	URU-005	suelo	4360 ± 170	
Bracco <i>et al.</i> 2000	Los Ajos (Rocha)	URU-0089		3950 ± 80	"cerritos"
"	"	URU-0130		3120 ± 80	"
López & Iriarte 1995			eólico	4200 ± 50	
Bracco <i>et al.</i> 1999	La Esmeralda (Rocha)	URU-0220	carbón	3190 ± 80	"conchero"
"	Laguna de Castillos (Rocha)	URU-0136	carbón	3080 ± 70	
"	A° Vizcaíno (Rocha)	URU-0117	carbón	1020 ± 130	
Bracco & Ures 1998	Cañada Grande (Rocha)	URU-0120	madera	2580 ± 90	
Pintos & Gianotti 1995	Bañado San Miguel (Rocha, CH2DO1)	URU-24		1090 ± 70	"cerritos"
Bracco <i>et al.</i> 2000	"	URU-0022		2530 ± 60	"

Figura 10 – Edades absolutas del Holoceno de Uruguay.

Se basan en restos orgánicos e inorgánicos, para depósitos continentales.

Muy recientemente, comenzó a conocerse datos de edades mediante métodos diferentes y complementarios, termoluminiscencia (TL) y luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) en sedimentos. Algunos de ellos han sido tomados de localidades de las que ya se conocían previamente datos radiocarbónicos, lo que tiene un particular valor de control al considerarse fuentes independientes.

Se observa una acumulación de datos de cronología absoluta para depósitos cuaternarios del Norte (departamentos de Tacuarembó, Artigas y Salto) atribuidos a la Formación Sopas, en depósitos de la Formación Dolores relacionados con la cuenca del Río Santa Lucía (Canelones y Lavalleja), y un numeroso conjunto de dataciones disponibles para el Este (Rocha), ligadas a estudios de los “cerritos” y ocupaciones humanas costeras.

Con excepción de aquellas muestras cuyas edades se encuentran en el límite de resolución del método del ^{14}C y que se deben considerar edades mínimas (es decir, la muestra puede tener esa edad o ser más antigua), en particular las >45000 a.AP, la mayoría de las mismas tienen edades que corresponden claramente al Pleistoceno Tardío y al Holoceno, aunque algunas de las edades de TL/OSL están prácticamente en la parte tardía del Pleistoceno Medio.

Las edades pleistocénicas se asocian en general a depósitos ricos en fauna fósil continental, fundamentalmente vertebrados, entre los que predominan los mamíferos y subsidiariamente en algunas localidades los moluscos (Martínez & Rojas 2004).

Las edades correspondientes al Holoceno, se relacionan en general con sitios de ocupación, y para aquellas del Holoceno temprano aún no se ha reportado asociación con megafauna extinguida que ponga claramente de manifiesto su aprovechamiento por parte del hombre.

Registro fósil continental

Los depósitos cuaternarios continentales portan un rico y variado registro paleontológico en el que están representados predominantemente los vertebrados, moluscos, vegetales y también icnofósiles. De ellos se pueden extraer diversas conclusiones, pero particularmente inferir edades relativas de los sedimentos portadores, paleoambientes, condiciones paleoclimáticas y también el grado de diversidad biológica existente en el pasado más reciente de Uruguay.

Una de las áreas que mayor información ha brindado hasta el momento en relación con los vertebrados, y en particular con los mamíferos, son los depósitos cuaternarios del norte de Uruguay (usualmente denominados Formación Sopas o Formación Dolores-Sopas) (Lámina XVI C-D).

Desde el punto de vista bioestratigráfico, la asociación de mamíferos presente en estos niveles, los ubican en el Pleistoceno Tardío (Figs. 9 y 12). Buena parte de los mamíferos integra la fauna “lujanense”, la que es adscrita al Piso/Edad Lujanense según Cione & Tonni (1999), el cual tiene su área y sección tipo en la provincia de Buenos Aires.

El Piso Lujanense, tal como ha sido definido, se extiende en el Pleistoceno Superior y el Holoceno inferior. Como lo sugieren las edades ^{14}C y TL/OSL disponibles (Fig. 8), la mayor parte de la depositación de estos niveles en Uruguay se circunscribe al Pleistoceno tardío.

Algunas edades “absolutas” correspondientes al Holoceno temprano (Fig. 10) podrían corresponder a sedimentos atribuibles a esta unidad, pero no han sido mencionados los representantes de fauna extinguida para los mismos.

En los depósitos pleistocénicos se registran los típicos representantes de la megafauna sudamericana lujanense a los que se asocian otros mamíferos (Figs. 9 y 11; Lámina XVIII), que en su conjunto aportan datos de significación paleoambiental y paleoclimática.

Es de destacar entre éstos, la presencia de varios mamíferos que actualmente tienen en Sud-América una distribución tropical a templada y que sugieren una posible relación con algún momento climático favorable, el cual podría ser el último interstadial (Piso Isotópico 3) o inclusive el último ciclo interglacial (Subpiso isotópico 5e).

No obstante, se verifica también la presencia de algunas formas adaptadas a condiciones ambientales secas y áridas. Ello podría deberse a la muy especial forma de originarse estos depósitos continentales, donde el factor fluvial en un sentido amplio influye, implicando la acumulación de sedimentos a través de un lapso relativamente prolongado, lo que podría permitir la mezcla de fauna con diferente significación climática. Alternativa o complementariamente, se podría pensar en la presencia de comunidades que tuvieron una composición que actualmente no se encuentra representada en Sud-América (faunas “no análogas”).

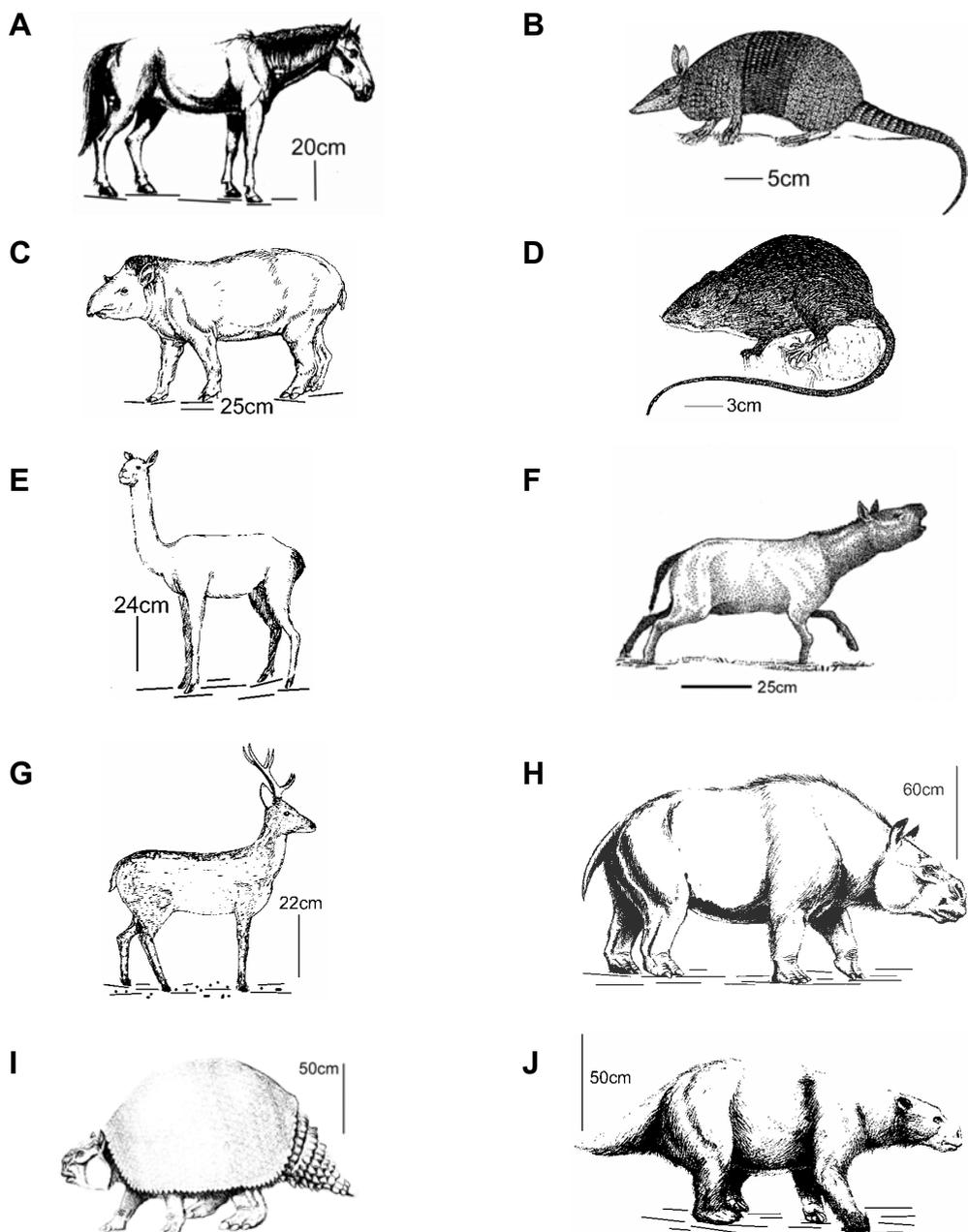


Figura 11 – *Algunos mamíferos de la Formación Sopas.*

A: *Equus (Amerhippus) neogeus*, B: *Dasypus novemcinctus*, C: *Tapirus terrestris*, D: *Lundomys molitor*, E: *Lama*, F: *Neolicaphrium recens*, G: *Ozotoceros bezoarticus*, H: *Toxodon platensis*, I: *Glyptodon*, y J: *Glossotherium robustum*. A, H, I, J modificados de Carlini & Tonni (2000); B, D y G modificados de González (2001); C y E modificados de Hershkovitz (1972); F gentileza C. Vildoso.

La Formación Sopas exhibe una desafiante característica con interesantes connotaciones temporales y biogeográficas. Algunos integrantes de la mastofauna (*Lestodon armatus*, *Neolicaphrium recens*, entre otros) (Fig. 12) tienen su representación en la provincia de Buenos Aires en el Ensenadense y Bonaerense (Plioceno Tardío-Pleistoceno Medio). Las edades TL en el entorno de los 200.000 a 300.000 a.AP podrían entonces ser congruentes con estas evidencias. Alternativamente, si no se tienen en cuenta estas edades, para explicar la presencia de mamíferos que en la provincia de Buenos Aires existieron durante el Pleistoceno Medio pero que en el norte de Uruguay se verifican en el Pleistoceno Tardío, se deben asumir procesos de extinción geográfica y sobrevivencia diferencial. A su vez, el caso de *Neolicaphrium recens*, el cual ha sido registrado en niveles datados por TL/OSL en 43.000 a.AP es un ejemplo de sobrevivencia en el Pleistoceno de un taxón considerado durante largo tiempo extinguido en el límite Plio-Pleistoceno, lo que llevaba a interpretaciones forzadas en donde se explicaba su extinción como posible respuesta al proceso de competencia que habría generado el ingreso de fauna ecológicamente similar proveniente de Norteamérica (Bond *et al.* 2001).

Adicionalmente, algunos géneros y especies registrados en estos depósitos, actualmente viven en áreas geográficas relativamente distantes, poniendo en evidencia significativos cambios de distribución geográfica, probablemente ligados a las características oscilaciones climáticas pleistocénicas.

En esta asociación faunística, se destacan mamíferos reveladores de ambientes acuáticos continentales (lobito de río, rata grande de agua, carpinchos, etc.), de monte galería (tapires, carpinchos) y zonas abiertas (zorro de campo, caballos, toxodontes, perezosos, etc.). En algunas de las localidades, estas formas se asocian a una diversa malacofauna dulceacuícola, entre las que hay algunas especies de moluscos actualmente vivientes en latitudes más bajas, con temperaturas promedio algo más elevadas que las que actualmente predominan en esta latitud (Martínez & Rojas 2004). También han sido identificados restos de madera con formas similares o afines al algarrobo (Inda & Del Puerto 2002).

La riqueza fosilífera de estos depósitos se evidencia en el registro de peculiares restos que requieren procesos de fosilización y preservación particulares, como es el caso de la presencia de coprolitos de carnívoros, posiblemente pertenecientes a alguno de los grandes predadores característicos del Pleistoceno de Sud-América (Lámina XVIII C); así como icnofósiles de difícil interpretación, pero que posiblemente pertenezcan a la actividad de lombrices (Verde *et al.* ms), e inclusive posibles cuevas de pequeños mamíferos.

EDAD	PLEISTOCENO			H
	Temprano	Medio	Tardío	T
Unidades cronoestratigráficas de SA	Ensenadense		Bonaerense	Lujanense
Biozonas	Tolypeutes pampaeus		Megatherium americanum	Equus (A.) neogeus
Taxa				
<i>Dasypus</i> aff. <i>D. novemcinctus</i>				→
<i>Pampatherium humboldti</i>				→
cf. <i>Wilfredomys oenax</i>				→
<i>Coendou magnus</i>				→
<i>Myocastor coypus</i>				→
<i>Microcavia criolloensis</i>				→
<i>Hydrochoerus hydrochaeris</i>				→
<i>Lama (Vicugna) sp.</i>				→
<i>Neuryurus rudis</i>	—————			
<i>Lundomys molitor</i>	—————			→
<i>Lestodon</i> cf. <i>L. armatus</i>	—————			
<i>Neolicaphrium recens</i>	—————			
<i>Antifer ultra</i>			—————	
<i>Morenelaphus brachyceros</i>			—————	
<i>Glyptodon clavipes</i>			—————	
<i>Panochthus tuberculatus</i>			—————	
<i>Megatherium americanum</i>			—————	
<i>Glossotherium robustum</i>			—————	
<i>Macrauchenia patachonica</i>			—————	
<i>Toxodon</i> cf. <i>T. platensis</i>			—————	
<i>Hippidion principale</i>			—————	
<i>Hemiauchenia paradoxa</i>			—————	
<i>Morenelaphus lujanensis</i>			—————	
<i>Paraceros fragilis</i>			—————	
<i>Tapirus terrestris</i>				→
<i>Equus (Amerhippus) neogeus</i>				→
<i>Neochoceros</i> cf. <i>N. aesopi</i>				→
<i>Tayassu</i> aff. <i>T. pecari</i>				→
<i>Ozotoceros</i> aff. <i>O. bezoarticus</i>				→
<i>Lontra longicaudis</i>	—————			→
<i>Propraopus</i> sp.	—————			→
<i>Neothoracophorus</i> sp.	—————			→
cf. <i>Scelidotherium</i>	←—————			→
<i>Felis concolor</i>	←—————			→
<i>Panthera</i> cf. <i>P. onca</i>	←—————			→
<i>Reithrodon</i> sp.	←—————			→
<i>Galea</i> sp.	←—————			→
<i>Catagonus</i> Group	←—————			→
<i>Cavia</i> sp.	←—————			→
<i>Smilodon populator</i>	←—————			→
<i>Dolichotis?</i> Sp.	←—————			→
<i>Lycalopex gymnocercus</i>	←—————			→

Figura 12 – Mamíferos de la Fm. Sopas y unidades cronoestratigráficas. Las unidades cronoestratigráficas corresponden al Pleistoceno-Holoceno de la región pampeana. Línea punteada: taxa encontrados en la Fm. Sopas pero ausentes en el Pleistoceno de la región Pampeana. Flechas a la izquierda: extensión mas allá del límite Plio-Pleistoceno. Flechas a la derecha: taxa vivientes en el Reciente. H: Holoceno, T: Holoceno temprano. Modificado de Ubilla (en prensa).

Teniendo en cuenta tanto las implicancias climático-ambientales que se desprende del estudio de la asociación faunística y de las edades “absolutas” disponibles hasta ahora, parece claro que al menos parte de las asociaciones de mamíferos de estos depósitos nada han tenido que ver con la típica fauna lujanense de la provincia de Buenos Aires, incluida en el Miembro Guerrero de la Formación Luján, asociada al último máximo glacial en el entorno de los 21.000 a los 10.000 a.AP ^{14}C según Tonni *et al.* (2003).

En asociación con muestras que se ubican próximas al límite Pleistoceno-Holoceno (entre 10000 y 11500 a.AP ^{14}C), provenientes de Río Negro y fundamentalmente de depósitos aflorantes en las márgenes del Río Santa Lucía (Lámina XVI E), se ha registrado una interesante fauna de mamíferos, cuya diversidad aún está por develarse, pero que incluye varios integrantes de la megafauna lujanense, atribuida a la Formación Dolores (Ubilla 1999; Ubilla & Perea 1999). Por sus características, ésta podría relacionarse con las asociaciones representadas en el Miembro Guerrero de la Formación Luján de la provincia de Buenos Aires, representativa de las condiciones que prevalecieron durante las fases finales del último ciclo glacial. De los niveles datados por ^{14}C se han identificado maderas atribuidas a algarrobos y ceibo (Inda & Del Puerto 2002). Se destaca que en los niveles aflorantes en las márgenes del Río Santa Lucía con edades ^{14}C de algo más de 10000 a.AP, asociados a fauna extinguida de mamíferos, pueden hallarse numerosos y frecuentes restos de vegetales, algunos arborescentes con alto grado de preservación (Lámina XVIII F).

En los sitios arqueológicos, se ha registrado una variada fauna, en general interpretada ya sea como fuente de alimentación o ajuares funerarios, vivientes hoy en día en el área, preferentemente representados por diversos tipos de peces, aves, mamíferos y moluscos.

Bibliografía

- Acosta Hospitaleche C, Tambussi CP, Ubilla M & Perea D (2002): *Fossil avifauna from the Sopas Formation (late Pleistocene), Uruguay: paleoenvironmental implications*. I Congreso “Osvaldo Reig” de Vertebradología Básica y Evolutiva e Historia y Filosofía de la Ciencia, Resúmenes: 21, Buenos Aires.
- Aguirre ML & Whatley RC (1995): *Late Quaternary marginal marine deposits and palaeoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: a review*. Quaternary Science Reviews 14: 223-254.
- Almagro L & Custodio L (2001): *Hipótesis sobre la disposición de la Formación Chuy en la franja costera en la región sur del Uruguay*. Actas XI Congreso Latinoamericano de Geología, III Congreso Uruguayo de Geología. 4 pp. Electronic Edition, CD-ROM.
- Alonso C (1978): *La fauna de moluscos del yacimiento de Playa Pascual con referencia a otros yacimientos estuáricos y marinos del Cuaternario del Uruguay*. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay 4: 365-386.
- Antón D (1975): *Evolución geomorfológica del norte del Uruguay*. Dirección de Suelos y Fertilizantes, Ministerio de Agricultura y Pesca. Montevideo, 1-22.
- Antón D & Goso H (1974): *Estado actual sobre el conocimiento del Cuaternario en el Uruguay*. Dirección de Suelos y Fertilizantes, Montevideo.
- Austral A (1994): *Los cazadores recolectores del sitio estratificado de Paypasso hace 10.000 años*, pp. 212-22 de Consens M, López J & Curbelo C (eds.): *VII Congreso Nacional de Arqueología*. Montevideo.
- Bedani EdeF, García MJ, Veroslavsky G & Martínez S (2000): *Resultados palinológicos preliminares da Formação Villa Soriano, Quaternário do Uruguai*. Revista Universidade de Guarulhos (Geociências), V (Nº Especial): 273.
- Bond M, Perea D, Ubilla M. & Tauber A (2001): *Neolicaphrium recens Frenguelli 1921, the only surviving Proterotheriidae (Litopterna, Mammalia) into the South American Pleistocene*. Palaeovertebrata 30(1-2): 37-50.
- Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República. Montevideo. 469p.
- Bossi J (1969): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones. Universidad de la República, Montevideo. 469p.
- Bossi J & Ferrando L (2001): *Carta geológica del Uruguay. Escala 1:500.000*. V. 2.0. Geoeditores.
- Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 2: 463-966.
- Bossi J, Ferrando LA, Fernández N, Elizalde G, Morales H, Ledesma JJ, Carballo E, Medina E, Ford I & Montaña JR (1975): *Carta geológica del Uruguay. Escala 1:1.000.000*. Dir. Suelos y Fertilizantes, Ma. AP, Montevideo.
- Bossi J, Ferrando LA, Montaña J, Campal N, Morales H, Gancio F, Schipilov A, Piñeyro D & Sprechmann P (1998): *Carta geológica del Uruguay, escala 1:500.000*. Geoeditores SRL, CD-ROM Versión 1.01, Montevideo.
- Bracco R, Cabrera L & López Mazz J (2000): *La prehistoria de las tierras bajas de la cuenca de la Laguna Merín*, pp. 13-38 de Durán & Bracco (eds.): *Arqueología de las tierras bajas*. Ministerio de Educación y Cultura, Montevideo.
- Bracco R, Montaña J, Bossi J, Ures M & Panarello H (2000): *Evolución del humedal y ocupaciones humanas en el sector sur de la cuenca de la Laguna Merín*, pp. 99-115 de Durán & Bracco (eds.): *Arqueología de las tierras bajas*. Ministerio de Educación y Cultura, Montevideo.

- Bracco R, Navarro R & Ures C (1994): *Primer intento cronológico de una ingresión holocénica en Carrasco (Montevideo, Uruguay)*. Resúmenes ampliados, I Jornadas de Paleontología del Uruguay, 33-35.
- Bracco R, Panario D & Ures C (1999): *Dataciones ^{14}C y efecto reservorio para el litoral del Uruguay*. Primeras Jornadas del Cenozoico en Uruguay, Facultad de Ciencias, 4-5.
- Bracco R & Ures C (1998): *Las variaciones del nivel del mar y el desarrollo de las culturas prehistóricas del Uruguay*, pp. 16-20 de *Actas II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este*.
- Bracco R, Ures C & Ubilla M (2001): *Contribución al análisis crítico de la relación espacial y temporal entre material cultural y paleofauna (Pleistoceno final y Holoceno) en la cuenca norte de Uruguay*. Actas IX Congr. Nac. Arqueol. Uruguay, Colonia, 327-340.
- Calcaterra A (1971): *Algunas observaciones sobre la fauna de moluscos de la Formación Querandina (I). Dptos de Colonia y Soriano, Uruguay*. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay 3: 79-82.
- Carlini A & Tonni EP (2000): *Mamíferos fósiles del Paraguay*. Artes Gráficas San Miguel, Argentina, 1-108.
- Cione A & Tonni EP (1999): *Biostratigraphy and chronological scale of Upper-most Cenozoic in Pampean area, Argentina*. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 12: 23-51.
- Clapperton C (1993): *Quaternary geology and geomorphology of South America*. Elsevier, New York.
- Cortelezzi CR & Lerman JC (1971): *Estudio de las formaciones marinas de la costa atlántica de la Provincia de Buenos Aires*. Publicación Lemit 1: 77-83.
- d'Orbigny A (1842a): *Voyage dans l'Amérique Méridionale (le Brésil, la République Orientale de l'Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République de Bolivie, la République du Pérou), exécuté pendant les années 1826-1833*. t. III(3) Géologie. P. Bertrand, Paris.
- d'Orbigny A (1842b): *Voyage dans l'Amérique Méridionale (le Brésil, la République Orientale de l'Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République de Bolivie, la République du Pérou), exécuté pendant les années 1826-1833*. t. III(4) Paléontologie. P. Bertrand, Paris.
- Darwin C (1846): *Geological observations on South America, being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of capt. Fitzroy RN during the years 1832-1836*. Smith, Elder & Co., London.
- De Mata O (1947): *La formación Holocena en el Departamento de Montevideo*. Edición del autor, Montevideo.
- Delaney PJC (1963): *Fisiografía e Geologia de superficie da Planicie Costeira do Rio Grande do Sul*. Tese, Facultad de Filosofía, Ciencias, Letras, Universidade de São Paulo, SP, Brasil.
- Duarte A, Verde M, Ubilla M, Araújo A, Martins P, Reinhard K & Ferreira L (1999): *Note on parasite eggs in mineralized carnivora coprolites from the Upper Pleistocene Sopas Formation, Uruguay*. Paleopathology Newsletter 107: 5-8.
- Ferrando LA (1988): *Algunos resultados de interés geológico en los departamentos de Rio Negro y Paysandú*. 6ª Reunión de Geología del Litoral y 1ª Reunión de Geología del Litoral, Salto, Uruguay, 31-34.
- Figueiras A (1961): *Contribución al conocimiento de la malacofauna holocena del Uruguay*. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay 1: 15-21.
- Figueiras A (1962): *Sobre nuevos hallazgos de moluscos subfósiles de la Transgresión Querandina*. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay 1: 53-68.

- Figueiras A (1967): *Contribución al conocimiento de los moluscos del Holoceno uruguayo*. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay 2: 61-76.
- Forti-Esteves IE (1974): *Bioestratigrafía e Paleocología (Mollusca) do Quaternário da planície costeira do Rio Grande do Sul (Brasil)*. Anais 28 Congresso Brasileiro de Geologia, 133-149.
- Frenguelli J (1930): *Apuntes de geología uruguayana*. Bol. Inst. Geol. Perf. 11: 1-47. Montevideo.
- García-Rodríguez F, Castiñeira C, Scharf B & Sprechmann P (2002): *The relationship between trophic state and sea level variation in the Rocha Lagoon, Uruguay*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Mh. 2002: 27-47.
- González E (2001): *Guía de campo de los mamíferos de Uruguay. Introducción al estudio de los mamíferos*. Vida Silvestre 1-340. Montevideo.
- Goñi JC & Hoffstetter R (1964): *Uruguay. Lexique stratigraphique international, 5 Amérique Latine*. 9a. CNRS, Paris.
- Goso H (1965): *El Cenozoico en el Uruguay*. Instituto Geológico del Uruguay. Informe interno. 36pp.
- Goso H (1972): *Cuaternario*. Prog. de Estudio y Levantamiento de Suelos, Montevideo, 12pp.
- Goso H & Antón D (1974): *Estado actual de los conocimientos sobre el Cuaternario en el Uruguay*. Anais XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1-7, Porto Alegre.
- Goso H & Bossi J (1966): *Cenozoico*, pp. 259-305 de Bossi JC (ed.): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 469 p.
- Goso H & Bossi J (1969): *Cenozoico*, en Bossi J: *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 469 p.
- Guidón N (1989): *Misión de rescate arqueológico Salto Grande, República Oriental del Uruguay*. Tomo II, 1ª parte, 610 pp, Montevideo.
- Hershkovitz P (1972): *The recent mammals of the Neotropical region: a zoogeographic and ecologic review*, pp. 311-431 de Keast A, Erk FC & Glass B (eds.): *Evolution, mammals and southern continents*. State University of New York, Albany.
- Hilbert K (1985): *Sitios arqueológicos de los ríos Uruguay, Tigre y Mandiyú*. Resumen. Beitrage zur Allgemeinen und Vergleichenden Archäologie, Band 7 Sonderdruck.
- Ihering H von (1907): *Les Mollusques fossiles du Tertiaire et du Cretace supérieur de l' Argentine*. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires (series 3) 7, 1-611.
- Inda H & Del Puerto L (2002): *Identificación taxonómica de muestras de material leñoso (UB1, UB2, UB3, UB5, UB6)*. Informe inédito. FC. 8 pp.
- Kraglievich L (1928): *Apuntes para la geología y paleontología de la República Oriental del Uruguay*. Rev. Soc. Amigos Arqueol., 2: 5-61. Montevideo.
- Larrañaga DA (c. 1819): *Memoria geológica sobre la formación del Río de la Plata, deducida de sus conchas fósiles*. Anales del Museo Nacional de Montevideo 1: 3-12, 1894..
- López J (1994-95): *Cabo Polonio, sitio arqueológico del litoral Atlántico uruguayo*. Revista de Arqueología São Paulo 8(2): 239-267.
- López J & Iriarte J (1995): *Archeological research in the Atlantic coast of Uruguay*. Ultramarine News Letter 2(3): 9-11.
- Marshall LG, Berta A, Hoffstetter R, Pascual R, Reig O, Bombín M & Mones Á (1984): *Mammals and stratigraphy: Geo-chronology of the continental Mammal-Bearing Quaternary of South America*. Palaeovertebrata, Mémoire Extraordinaire, Montpellier, 1-76.
- Martínez S (1988): *Moluscos fósiles holocenos de la margen occidental de la Laguna Merin (Formación Villa Soriano, Uruguay)*. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay 6: 409-418.

- Martínez S (1990): *Taphonomy and Paleoecology of Holocene mollusks from the western margin of the Merin Lagoon (Villa Soriano Fm., Uruguay)*. Quaternary of South America & Antarctic Peninsula 7: 121-135.
- Martínez S & Rojas A (2004): *Quaternary continental mollusks from northern Uruguay: distribution and paleoecology*. Quaternary International 114: 123-128.
- Martínez S, Rojas A, Ubilla M, Verde M, Perea D, Guéreqüiz R & Piñeiro G (inédito): *Shell-beds from the marine Holocene of Uruguay: Geochronology and Paleoecology*.
- Martínez S, Ubilla M, Verde M, Perea D, Rojas A, Guéreqüiz R & Piñeiro G (2001): *Paleoecology and Geochronology of Uruguayan coastal marine Pleistocene deposits*. Quaternary Research 55, 246-254.
- Navarro R (1990): *A brief review on the knowledge on the Quaternary of the southern and southeastern coast of Uruguay*. Quaternary of South America & Antarctic Peninsula 7: 107-117.
- Ortiz A (2002): *Estudio sobre el Miembro San Bautista de la Formación Raigón*. II Jornadas Uruguayas del Cenozoico, 69-74, Montevideo.
- Panario D & Gutiérrez O (1999): *The continental uruguayan Cenozoic: an overview*. Quaternary International 62: 75-84.
- Perea D, Lorenzo N, Marchesano M & Rovira M (2001): *Un nuevo yacimiento con mamíferos cuaternarios del Uruguay*. Revista Geológica Uruguaya I (1): 38-41.
- Pintos S & Gianotti C (1995): *Arqueofauna de los constructores de cerritos: "quebra" y requiebra*, pp. 79-91 de *Actas VIII Congreso Nac. Arqueología en el Uruguay: 120 años después*. Maldonado.
- Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000*. DINAMIGE, Montevideo.
- Rojas A (2002): *Tafonomía y cronología de nuevos depósitos fosilíferos del Holoceno marino de Uruguay*. II Jornadas uruguayas del Cenozoico, Actas, 80-82.
- Roselli FL (1938): *Apuntes de Geología y Paleontología uruguayas*. Bol. Soc. Amigos Cienc. Naturales "Kraglievich-Fontana", 1(2): 29-102, Nueva Palmira.
- Serra N (1943): *Memoria explicativa del mapa geológico del Departamento de Colonia*. Bol. Inst. Geol. Uruguay, 30: 1-50, Montevideo.
- Sprechmann P (1978): *The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary*. Zitteliana 4: 3-72.
- Suárez R & López JM (2003): *Archaeology of the Pleistocene-Holocene transition in Uruguay: an overview*. Quaternary International 109-110: 65-76.
- Suárez R (2000): *Evidence of human occupation during the transition Pleistocene-Holocene in the north of Uruguay: Paleoindian sites, "fishtail" projectile points and new radiocarbon dates for the archaeological region of Uruguay-Cuareim rivers*. Abstracts: 35. International Workshop INQUA, The colonization of South America during the Pleistocene/Holocene transition. La Plata.
- Teisseire A (1928): *Contribución al estudio de la geología y paleontología de la República Oriental del Uruguay. Región de Colonia*. Anales de la Universidad (series 37) 122: 319-469.
- Tonni E, Huarte R, Carbonari J & Figini A (2003): *New radiocarbon chronology for the Guerrero Member of the Luján Formation (Buenos Aires, Argentina): palaeoclimatic significance*. Quaternary International 109/110: 45-48.
- Ubilla M (1999): *Dataciones radiocarbónicas (^{14}C) para la Fm. Dolores (Río Santa Lucía, Dpto. de Canelones y A° Gutiérrez Chico, Dpto. de Río Negro) y comentarios sobre la fauna de vertebrados asociada*. Revista Soc. Geol. Uruguay 6: 48-53.

- Ubilla M (2001): *Comment on “The continental Uruguayan cenozoic: an overview” by D. Panario & O. Gutiérrez (Quaternary International 62, 75-84).* Quaternary International 76-77: 259-260.
- Ubilla M (2002): *Edades TL/OSL y ¹⁴C de sedimentos fosilíferos del norte del Uruguay (Pleistoceno tardío, Formación Sopas): su congruencia e implicancias en la reconstrucción climática y ambiental.* Actas II Jornadas Uruguayas del Cenozoico, 83-86. Montevideo.
- Ubilla M (en prensa): *Mammalian biostratigraphy of Pleistocene fluvial deposits in northern Uruguay, South America.* Proceeding of Geol. Assoc. London.
- Ubilla M & Alberdi MT (1990): *Hippidion sp. (Mammalia, Perissodactyla, Equidae) en sedimentos del Pleistoceno superior del Uruguay (Edad mamífero Lujanense).* Estudios Geol., 46: 453-464.
- Ubilla M, Bracco R, Ures C & Tonni EP (1995): *Temporal calibration of Sopas Fm. (Upper Pleist.) from Uruguay by means of ¹⁴C dating and fossil mammals.* 11 Jornadas argentinas de Paleontología de vertebrados, Resúmenes, 26, Tucumán.
- Ubilla M & Lorenzo N (2001): *Tafonomía de mamíferos en depósitos fluviales d la Formación Sopas, Pleistoceno tardío (A° Malo, Dpto. Tacuarembó), Uruguay.* Edición electrónica Actas XI Congreso Latinoamericano de Geología, III Congreso Uruguayo de Geología: 202.
- Ubilla M & Martínez S (1988): *El cuaternario continental del norte de Uruguay: una aproximación a su geocronología y reconstrucción paleoambiental.* Proc.IGCP-201 meeting Mérida, Venezuela: 101-110.
- Ubilla M & Perea D (1999): *Quaternary vertebrates of Uruguay: biostratigraphic, biogeographic and climatic overview.* Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 12: 75-90. Balkema.
- Ubilla M, Perea D, Goso C & Lorenzo N (2004): *Late Pleistocene vertebrates from northern Uruguay: tools for biostratigraphic, climatic and environmental reconstruction.* Quaternary International 114: 129-142.
- Ubilla M, Perea D & Martínez S (1994): *Paleofauna del Cuaternario tardío continental del Uruguay (Fm. Sopas y Fm. Dolores).* Acta Geológica Leopoldense, 17(39/1): 441-458.
- Ubilla M, Piñeiro G & Quintana C (1999): *A new extinct species of the genus Microcavia (Rodentia, Caviidae) from the Upper Pleistocene of the northern basin of Uruguay (South America) with paleobiogeographic and paleoenvironmental comments.* Studies on Neotropical Fauna and Environment 34: 141-149.
- Ubilla M & Rinderknecht A (2001): *El género Galea Meyen, 1831 (Rodentia, Caviidae) en el Pleistoceno de Uruguay, primeros registros y descripción de una nueva especie extinguida.* Boletín Real Soc.Esp.Hist.Nat. Serie Geológica 96(3-4): 111-122.
- Urien CM (1972): *Rio de la Plata estuary environments.* Geological Society of America, Memoir 133, 213-234.
- Verde M & Ubilla M (2002): *Carnivore mammal coprolites from the Sopas Formation (Upper Pleistocene, Lujanian Stage) of Uruguay.* Ichnos 9: 77-80.
- Vizcaíno S, Perea D, Ubilla M (1995): *Presence of Dasypus (Mammalia, Edentata, Dasypodidae) in the Sopas Formation (Late Pleistocene) of Uruguay.* Chronological distribution of the genus. Revista Chilena Historia Natural 68, 95-99.

LOS RECURSOS MINERALES DEL CENOZOICO EN URUGUAY

Héctor Goso y César Goso Aguilar

CONSIDERANDO LOS DEPÓSITOS RESIDUALES, ADEMÁS DE LOS depósitos transportados, el Cenozoico surge como la Era que brinda en Uruguay la mayor utilización de sus recursos minerales: éstos representan un 62% de las medias de producción de la industria extractiva del país entre 1997 y 2002.¹

En este Capítulo se tratan tanto los materiales formados por procesos sedimentogénicos (transporte y sedimentación), como los producidos por la acción hipergénica (alteración intempérica) durante el Cenozoico. Así se expone tanto el conjunto de materiales sedimentarios transportados utilizados que integran las diferentes unidades estratigráficas terciarias y cuaternarias, como también los formados por mecanismos no-depositacionales (residuales) de materiales precenozoicos. De esta manera se hace referencia a los distintos bienes minerales utilizados –o pasibles de ser utilizados– metálicos, energéticos y materiales de construcción.

A efectos de describir estos recursos, serán referidos sucesivamente:

- minerales *metálicos*, donde se incluye a las arenas negras tomando su valor de la ilmenita, magnetita y rutilo presentes, independientemente del valor de otros minerales presentes como la monacita;
- minerales *energéticos*, incluyendo a la turba, independientemente de otros usos que ella tiene; y

1. Datos de la página de estadísticas de la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE) en su sitio web www.dinamige.gub.uy (N. de los A.)

- minerales que se utilizan como *materiales de construcción*, entre los que se distinguen *a)* los que se utilizan luego de un tratamiento que modifica su composición –materia prima de industrias– como: las calizas (fabricación de cemento y cal); el yeso o gipsita, sulfato de calcio dihidratado (fabricación de yeso, sulfato de calcio hemihidratado o anhidro); y arenas blancas (producción de vidrio); y *b)* aquellos de uso más o menos inmediato, sin o con algún proceso que no modifica la composición, entre los que se distinguen dos tipos: los que son trasladados para su uso, como los triturables, gravas, arenas, granulados naturales y materiales finos; y los que son utilizados *in situ*, en cimentaciones, recintos impermeables, etc.

RECURSOS METÁLICOS

Arenas negras

Las *arenas negras* son depósitos arenosos ricos en minerales pesados, de los que es posible obtener concentrados: ilmenita FeTiO_3 , rutilo TiO_2 , monacita (Se, La, Y, Th) PO_4 , circón ZrSiO_4 , etc.; minerales a ser utilizados como tal (circón), a través de los elementos que los constituyen (caso del hierro de la ilmenita y magnetita, Fe_3O_4) o como compuestos de los elementos que los componen (caso del blanco de titanio TiO_2 a partir de la ilmenita, y el rutilo).

Depósitos de esas características integran parte de las formaciones Chuy, Villa Soriano (Goso 1965, 1972, 1985a; Goso & Antón 1974) y del Reciente y Actual tanto en sus expresiones fluviales como principalmente en las litorales. Los minerales pesados, originalmente provenientes de rocas ígneas, fueron concentrados en distintos momentos –en ciclos de erosión, transporte y sedimentación– que se sucedieron particularmente durante el Cuaternario.

Las perspectivas de existencia de arenas ricas en minerales pesados están vinculadas, por un lado, a la resistencia a la hipergénesis por las características mineralógicas de los clastos que les permite una buena preservación; y por otro, a su alta densidad en relación con los minerales ampliamente dominantes como cuarzo y feldespatos. Por otra parte, están vinculadas a las características sedimentogénicas (transporte y sedimentación) imperantes en los ambientes fluviales y litorales que generaron a los depósitos de las formaciones Chuy, Villa Soriano y el Reciente y Actual.

El interés económico sobre estos depósitos determinó que entre 1950 y 1970 ANCAP (Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland) realizara distintas campañas de estudio, las que implicaron trabajos de prospección–evaluación e incluso de industrialización.

La presencia de minerales pesados es visible en los depósitos arenosos asociados a las cuencas de los ríos Uruguay, Negro, Santa Lucía, Cebollatí, así como en la costas de las lagunas Merín y Negra, y en el litoral platense (caso de Villa Argentina, en el departamento de Canelones, Lámina XIX A) y atlántico (caso de Aguas Dulces, La Coronilla, La Paloma, Chuy, en el departamento de Rocha). En la Fig. 1 se ve la ubicación de estas localidades. En particular, es en el departamento de Rocha donde ANCAP efectuó los mayores esfuerzos. A continuación, se resume la información obtenida al efecto.

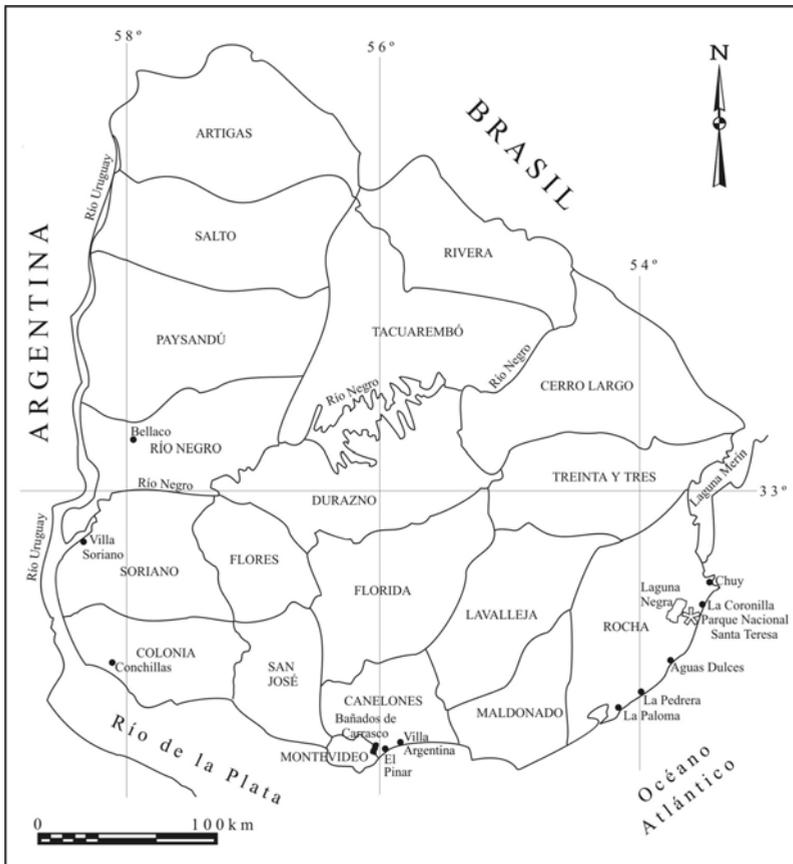


Figura 1 – Mapa de ubicación de las localidades referidas en el texto.

En el informe de Meyer & Alexandroff (1963) se presentan los trabajos de prospección realizados en cuatro zonas: a) La Coronilla–Chuy; b) Punta de los Loberos–Angostura; c) Laguna Negra–Angostura; y d) La Paloma.

La zona *La Coronilla–Chuy* se sitúa en el área limitada al Oeste por el Canal Andreoni, al Norte por la Ruta Nacional N° 9, al Este por el Arroyo Chuy y al Sur por el Océano Atlántico. Luego de la realización de 15 sondeos entre 1,60 y 10,8 m, con una media de 4,7 m, y el estudio de 45 muestras extraídas, se estableció un promedio de minerales pesados de 2,46% en los 100 km² del área sedimentaria estudiada. Dentro de esta zona se intensificó el estudio hacia La Coronilla, donde se efectuaron 26 sondeos, la mayoría de ellos entre 3,2 y 4,9 m, aunque algunos llegaron a 11 m, con una profundidad media de 5 m. Allí, se obtuvieron 82 muestras, estableciéndose un promedio de minerales pesados de 4,94%, dentro de los 5 km² estudiados.

La zona *Punta de los Loberos* está localizada inmediatamente al Oeste del Parque Nacional de Santa Teresa. Allí, se efectuaron 121 sondeos entre 1,4 y 4,8 m, con una profundidad media de 4,35 m. Se estudiaron 310 muestras arenosas y arcillosas de las que resultó un valor promedio de 1,42% en minerales pesados, en los 18 km² estudiados.

En la zona *Angostura–Laguna Negra* se efectuaron 29 sondeos entre 0,7 y 2,2 m, con un valor medio de 2,77 m. Se estudiaron 51 muestras de las que resultó en promedio un 1,28% en minerales pesados.

En la zona de *La Paloma* se distinguieron las áreas que se detallan en la Fig. 2.

LUGAR	Número de sondeos	Profundidad (m)	Profundidad media (m)	Número de muestras	Minerales pesados (%)	Material
Bahía	10	0.80 – 3.20	2.15	16	3.72	
Playa Solari	27	0.80 – 4.80	2.28	31	4.79	arena fina
Intermedia	13	0.90 – 4.80	3.07	28	6.28	arena gruesa
La Lengua	11	3.20 – 6.00	4.68	34	0.24	arena gruesa
Campo Aviación	25	1.60 – 5.40	3.43	51	1.26	arcilloso
La Pedrera	5	4.00 – 4.50	4.50	15	2.57	arcilloso
San Antonio	3	4.00 – 7.20	5.70	12	1.88	

Figura 2 – Trabajos efectuados en la zona de La Paloma.
(Meyer & Alexandroff 1963)

El estudio concluye que fue posible ubicar en la región Este del departamento de Rocha, áreas en las que la presencia de arenas negras es bien manifiesta.

El informe agrega que: la zona Chuy–La Coronilla parece tener un interés económico inmediato; la zona Angostura–Laguna Negra no presenta mayor interés por su escaso volumen; no concluye para Punta de los Loberos; y respecto de La Paloma, se refiere a La Pedrera–San Antonio señalando que no se pueden dar cifras válidas por su irregularidad y porque no se pudo cubrir todas las áreas que se consideraron de interés.

A la luz de algunas referencias dadas en ese informe respecto de litologías y elementos morfológicos (barrancas, dunas, playas) es posible inferir que han sido muestreados los depósitos del Reciente y Actual, y las formaciones Villa Soriano, Chuy y Dolores.

Por su parte, en el informe de Benedetti (1967) se aborda la evaluación del yacimiento de arenas negras de Aguas Dulces.

En los antecedentes que interesan al trabajo realizado se señala que “de acuerdo a los estudios realizados hasta la fecha en el departamento de Rocha, desde el Arroyo Valizas hasta la frontera con Brasil, se ha encontrado la mayor acumulación de estos minerales”, y que “se han evaluado en esa zona, con un frente de 4.600 m y habiéndose podido alcanzar solamente una profundidad de 1,88 m, más de un millón de toneladas de pesados”.

El estudio se desarrolló al Noreste del Arroyo Valizas mediante la realización de sondeos en una malla de 200 × 100 m. La profundidad de los sondeos fue condicionada por la presencia o no de minerales pesados y por la imposibilidad de continuar los sondeos ante la presencia de un material arcillo-arenoso con una importante resistencia a la perforación.

El trabajo se efectuó en predios del Estado, habiéndose tomado las precauciones necesarias para definir el verdadero límite del yacimiento. La información obtenida se resume en la Fig. 3.

Los estudios mineralógicos de esas arenas negras permitieron establecer que el 60% corresponde a ilmenita, el 5% a circón, el 1% a rutilo y el 0,6% a monacita.

Superficie estudiada (hás)	1069
Número de pozos	481
Profundidades (m)	2.00 – 12.00
Profundidad Media (m)	6.54
Muestras estudiadas	2146
Metros perforados de interés	3219
Volumen total estudiado (m ³)	69:885.000
Material seco estudiado (toneladas)	118:804.500
Concentración media min. pesados (%)	2.54
Minerales pesados (toneladas)	3:019.325

Figura 3 – *Síntesis del estudio de la zona de Aguas Dulces.*
(Benedetti 1967)

A su vez, de las conclusiones es posible extraer que:

- el yacimiento tiene un carácter continuo y es posible que se extienda por unos 6 km más al Noreste;
- las reservas halladas se consideran suficientes para la instalación de una industria en gran escala, destacándose además la existencia de otro yacimiento en la zona de La Coronilla–Chuy, cuya evaluación primaria indica un volumen elevado y de características similares al de Aguas Dulces;
- el encarar una explotación con una planta pequeña, de una producción anual de 41.000 ton de ilmenita, 3.400 ton de circón, 680 ton de rutilo y 400 ton de monacita de grado industrial, demandaba en ese momento (1967) una inversión de U\$S 3.000.000. Se consideraron también situaciones intermedias, como la comercialización del circón, rutilo, monacita y la industrialización de la ilmenita; así como de mayor industrialización, para obtener hierro; blanco de titanio; sales de tierras raras, torio y uranio; y fosfato de sodio.

Cualquiera de las líneas por las que se optase, los productos obtenidos tenían mercado en aquel entonces.

En 1992 la compañía canadiense RGC realizó en el departamento de Rocha trabajos de exploración, en los que se ejecutaron perforaciones (más de 1000 m) y muestreos en los niveles de interés.

Recientemente la DINAMIGE retomó el estudio de este recurso en el marco de una reserva minera de fecha 23/05/02, del área caracterizada como zona Valizas – Playa de los Moros, en dos niveles: Sector a) donde se reali-

zaron estudios de detalle; y Sector *b*) donde los estudios fueron de semidetalle. El informe resumido está publicado en el sitio *web* www.dinamige.gub.uy/pdfs/Arenas_negras_es.pdf

El Sector *a*) tiene como centro geográfico el Balneario Aguas Dulces. En él se efectuaron perforaciones cada 200 metros con muestreo total de la arena, la que fue analizada en su tenor en minerales pesados. El depósito se desarrolla paralelo a la costa con una longitud de 12 km, un ancho de 1-2 km y una potencia que se inicia entre 2-3 m de profundidad y llega hasta los 20 m (media 6 m).

La unidad ha sido interpretada como generada durante una transgresión marina del Holoceno inferior. El piso del depósito es una arcilla verde considerada como correspondiente a la Formación Villa Soriano. Hacia el continente está limitada por sedimentos limosos, con resalte topográfico en el sector Suroeste interpretado como frente de abrasión marina antiguo.

No se descarta la existencia de depósitos eólicos con minerales densos sobre las unidades anteriores hacia el Noroeste. Se considera que es una acumulación originada por procesos costeros y concentrada principalmente en ambientes de playa y eólicos.

El Sector *b*) es interpretado con las mismas características, dado que es la continuación geográfica. Limita al Norte con la zona Angostura – Laguna Negra, donde se señala que prácticamente no existen depósitos de arenas negras.

Al referirse a las reservas se indica que son las comprendidas en la zona de la reserva minera, y que para la estimación se tuvo en cuenta la determinación de los volúmenes totales; se consideró la altimetría y la cota de cada una de las perforaciones; y que se trabajó con la *suma* de ilmenita + rutilo – monacita + titanita – circón, en lugar del *porcentaje* de densos totales, utilizándose éstos a efectos comparativos con trabajos previos. Las reservas evaluadas son las que siguen:

Reservas probadas:

Superficie del Sector <i>a</i>) estudiado por DINAMIGE:	800 hás
Reservas de mineral (totales):	1:026.632 ton
Reservas en densos totales:	1:547.106 ton

Reservas posibles como recurso indicado:

Superficie del Sector b):	6.000 hás
Reservas de mineral:	7:699.740 ton
Reservas en densos totales:	11:805.801 ton

Reservas por mineral:

Ilmenita	7:572.746 ton
Rutilo	176.272 ton
Circón	751.341 ton
Monacita	151.839 ton
Titanita	74.174 ton

En las conclusiones del informe se señala que:

- Se efectuaron 37 sondeos con equipo manual, totalizando 305 m. Estos datos fueron vinculados con los obtenidos en estudios anteriores, procedentes de 481 perforaciones y 2.146 muestras procesadas.
- Puede caracterizarse al depósito como un placer costero de edad holocénica, acumulado en ambientes de playa y mayoritariamente de dunas, con tenores promedio de 2 a 3 % de minerales pesados y núcleos más ricos. Los estudios geofísicos permitieron determinar que en el área no hay anomalías radimétricas ni magnéticas.
- Las reservas probadas totales en el área estudiada de 800 hás, se estiman en 1:026.632 ton de mineral (ilmenita, circón, rutilo, monacita y titanita) y 1:547.106 ton de densos totales.
- Las reservas posibles en carácter de recurso indicado estimadas sobre el Sector b), con una superficie de 6.000 hás, alcanzan a 7:699.740 ton de reservas de mineral y 11:805.801 ton de densos totales.

No se tiene noticia de que los depósitos de arenas negras hayan sido explotados en algún momento. La explotabilidad del recurso debe considerar, por un lado, la factibilidad económica de la industrialización: importa señalar que si bien las reservas evidenciadas (considerándolas probadas, probables y posibles) muestran tonelajes considerables, los tenores y la recuperación de los minerales pesados pueden ser una limitante importante; y por otro lado, los impactos ambientales que una explotación de esas características (remoción de volúmenes muy importantes de arena para recuperar un porcentaje mínimo) causarán en relación a elevación de nivel freático, e ingreso de cuña salida, entre otros, en una de las principales zonas turísticas

del país –con un valor potencial creciente– y cada vez más urbanizada. En la Lámina XIX A se muestra la acumulación de arenas negras en la Playa de Villa Argentina (departamento de Canelones).

RECURSOS ENERGÉTICOS

Turba

La *turba* es un depósito organógeno vegetal –y por lo tanto, combustible– que se presenta como una masa esponjosa, porosa, de escasa densidad y de color amarronado a negro. Este depósito de origen continental se asocia a zonas deprimidas, bajas, protegidas, de anegamiento permanente, en las que ante condiciones climáticas adecuadas se desarrolla una vegetación hidrófila; los restos de sus raíces depositados en condiciones anaeróbicas, se acumulan y se preservan dando lugar a la formación de turba.

El proceso se inicia en los bordes de un bañado (espejo de agua permanente) con una vegetación flotante que lo invade hacia el centro. Debajo del tapiz vegetal hay una zona de agua estancada, negra y ácida, que se acuña desde el centro hacia los bordes ante la acumulación de las raíces que mueren. Cuando éstas terminan rellenando el espacio entre las raíces vivas y el fondo del bañado, desaparece la zona estancada, con ella el bañado, y el proceso de formación de turba se termina, o sea que la turbera muere. La finalización de este proceso se acelera por emersión, por el descenso del nivel de agua, o por el relleno de sedimentos, y a ella puede sobrevivir la desaparición de la acumulación de turba por oxidación y/o erosión. Por el contrario, condiciones de subsidencia y/o aumento del nivel de agua determina que el proceso de formación de turba se extienda en el tiempo, pudiéndose alcanzar potencias de varias decenas de metros e incluso evolucionar a lignito y carbón.

En el Cenozoico, las únicas acumulaciones de turba citadas se encuentran asociadas al Pleistoceno Superior – Holoceno, esto es en el Cuaternario post-Dolores, si bien condiciones para la generación de turba deben haber existido en otros momentos, al menos del Cuaternario. Entre aquellas acumulaciones se destacan las de los Bañados de la Laguna Negra en el departamento de Rocha y de los Bañados de Carrasco, que han sido estudiadas con cierto detalle, al ser consideradas como las de mayores reservas (Goso 1967, 1985b).

Bañados de la Laguna Negra

Las turberas de estos Bañados (Goso 1968) –entre las que se destacan fundamentalmente las asociadas a los Bañados Este de Santa Teresa, Oeste de Santa Teresa y Angostura– se encuentran en una zona baja, deprimida y protegida, de dirección ENE, dentro de la cual el espejo de agua remanente más importante, ausente de vegetación, lo constituye precisamente la Laguna Negra (Fig. 1).

La zona presenta: al NNW al Granito de Santa Teresa, aflorante a suflorante debajo fundamentalmente de las formaciones Libertad, Dolores (Goso 1972, 1985b) y los depósitos del Reciente y Actual; y en el SSE un desarrollo arenoso producto de un cordón litoral elaborado al menos durante el momento Chuy III, prácticamente cubierto por la Formación Dolores y las dunas del Reciente y Actual.

Esta zona baja y deprimida, elaborada en el intervalo Dolores – Villa Soriano, fue invadida por el mar durante la transgresión de Villa Soriano a través de una apertura del cordón, como lo atestiguan los restos de moluscos presentes debajo de la turba.

Posteriormente se produce el cierre, generándose una zona inundada, que actualmente drena hacia el Océano Atlántico y hacia la Laguna Merín a través del Bañado de San Miguel. En estas circunstancias, se establecieron las condiciones para la generación de turba ante condiciones climáticas que permiten la existencia de un anegamiento permanente, el crecimiento y la reproducción vegetal, cuyos restos de raíces se pueden preservar.

Los estudios de estas acumulaciones de turba asociadas a los Bañados de la Laguna Negra –en trabajos ejecutados en 1968 y 1969, con un muestreo numeroso y los ensayos correspondientes– permiten concluir que las reservas se encuentran fundamentalmente en el Bañado Este de Santa Teresa; en el Bañado Oeste y el de Angostura, los resultados visualizados como reservas de algún interés fueron negativos: los sondeos, luego de atravesar las raíces, mostraron que existen arcillas negras, o bien una turba de mala a regular calidad de escaso espesor, que además en un solo sondeo alcanzó 1,5 m.

El *Bañado Este de Santa Teresa* (Goso 1968) ocupa unos 30 km² y se ubica al Oeste de la Ruta N° 9 y al Sur de Ruta N° 14. Allí, fueron realizados 33 sondeos que mostraron estos resultados:

- Dentro del área que genéricamente ocupa el bañado hay algunos *espejos de agua* (Laguna Blanca, Azul y del Bicho) y algunas zonas elevadas de cotas superiores a las del agua (Isla Bastián, islote s/n).
- La *vegetación*, constituida predominantemente por *Cortadeira sellowana* y *Scirpus giganteus*, se apoya sobre un suelo negro que sólo adquiere significación hacia los bordes del bañado, Isla Bastián e islote s/n, dentro de agua oscura y ácida ($pH = 5,4$, en el momento del estudio).
- La *turba* se sitúa entre la terminación de las raíces y una arcilla negra prácticamente en todos los sondeos, pudiendo ser continua o estar separada en dos estratos por agua negra (con turba en suspensión). De los 33 sondeos efectuados se obtuvo la información que sigue:
 - * 1 sondeo negativo, con la arcilla negra debajo de las raíces;
 - * 18 sondeos positivos, con un estrato de turba que alcanzó 2,75 m de espesor;
 - * 13 sondeos positivos, con dos estratos de turba: uno superior, adherido a las raíces, luego agua y otro inferior apoyado sobre la arcilla negra. El superior no superó 1 m. El espesor del agua varió entre 0,25 y 2,75 m, tendiendo a 0 m (turba continua) y 3,25 m (sin turba); y el estrato inferior alcanzó 2,25 m.;
 - * 1 sondeo negativo, con una columna de agua de 3,25 m.

Los espesores más importantes se sitúan en el centro, disminuyendo significativamente en el borde mismo del bañado (pocos metros de éste), evidenciando una escarpa de abrasión oculta. Los sondeos que mostraron la presencia de un estrato se ubican en el borde, mientras que aquellos que mostraron dos estratos lo hacen hacia el centro del bañado. Esto está evidenciando una turbera no colmatada, y en consecuencia viva, como lo expresa además la presencia de espejos de agua sin vegetación.

El color de la turba varía de negro (en la zona con restos de raíces) a rojo-amarronado y de gris oscuro a negro (junto a la arcilla). La textura también es variable: en el estrato superior se preserva la trama de raíces, mientras que en el inferior prácticamente no se individualizan las raíces.

En relación a la calidad:

- Humedad Accidental. Varía entre 80,6 y 95%, presentando para menos de 10% de cenizas más del 90% de humedad y para más del 10% de cenizas, menos del 90% de humedad.
- Cenizas, Volátiles, Carbono fijo y Poder Calorífico, considerados sobre base de Humedad Higroscópica igual a 13,5%, se expresan en la Fig. 4.

% Cenizas	% Volátiles	% Carbono fijo	Poder calorífico (cal/kg)
10	50	25	4.000
20	45	19	3.500
30	40	12	3.000

Figura 4 – Valores sobre base de 13,5% de Humedad Higroscópica.

En relación a las reservas:

- Considerando el área con sondeos positivos (25 km²), un espesor medio de 1,8 m y una densidad de 1 ton/m³ (que no adiciona ningún error significativo) se tienen $4,5 \times 10^7$ ton de turba en sitio.
- En cuanto a la calidad, considerando los valores analíticos de las muestras obtenidas en los sondeos, resultó en un 12,5% de cenizas; sobre esa base, la Humedad Accidental se situó en 89%, Volátiles en 49%, Carbono fijo en 24%, Poder calorífico de 3.850 cal/kg y Humedad higroscópica en 13,5%.
- En consecuencia se estimaron 5×10^6 ton de turba seca al aire (Humedad higroscópica 13,5%) con 2×10^{13} cal, a nivel de reservas probables.

Bañado de Carrasco

Este Bañado (Goso 1985b) ocupa una superficie de 11 km² aproximadamente. Se desarrolla en una zona deprimida, baja y protegida, groseramente alargada en sentido NS, situada algo al Norte de Camino Carrasco y al sur de Camino Maldonado, en los departamentos de Montevideo y Canelones. Esa área se encuentra prácticamente cubierta por vegetación hidrófila, además de algunos árboles hacia las desembocaduras de sus afluentes, y no presenta espejos significativos de agua libre.

Por debajo de los sedimentos del Reciente y Actual que constituyen las turberas, se presentan –al menos en parte– los correspondientes a la Formación Villa Soriano con restos de moluscos. Al Norte, esta última unidad se apoya sobre rocas pertenecientes a la Formación Montevideo (Oyhantçabal *et al.* 2002) y al Sur, sobre depósitos de la Formación Fray Bentos (Goso 1965). En el entorno del Bañado se encuentran también las formaciones Rairgón (Goso 1965), Fray Bentos y Montevideo, aunque muy cubiertas por las formaciones Dolores y Libertad (Goso 1972, 1985a; Goso & Antón 1974). Las dos últimas en el extremo Sur están cubiertas por la Formación Villa Soriano y por el Reciente y Actual (arenas marino-litorales y eólicas).

La elaboración de esa zona deprimida y de cotas muy bajas, fue finalmente conformada en el intervalo Dolores – Villa Soriano, e inundada por la transgresión Villa Soriano, resultando una bahía. Durante la fase regresiva, un cordón litoral determinó el cierre de esa bahía provocando la acumulación de aguas continentales aportadas por los afluentes del Bañado (arroyos Toledo, Manga, de las Canteras). De esta forma, se estabilizó un cuerpo de agua permanente a pesar de su evacuación superficial a través del arroyo Carrasco y subterránea por las arenas de Villa Soriano y del Reciente y Actual. Es así que se instauran las condiciones propicias para la generación de turba, ante un clima que permite un anegamiento permanente, el crecimiento y reproducción vegetal y la preservación de las raíces muertas.

En 1975 y luego de muchos reconocimientos anteriores, se efectuó un estudio similar al realizado en el Bañado de Santa Teresa. De ese trabajo resultó:

- la existencia de unos $1,1 \times 10^7$ ton de turba en sitio, considerados 6.1 km^2 con un espesor de turba de 1.80 m y una densidad de 1 ton/m^3 .
- a su vez, los análisis dentro del área referida mostraron en media un 35% de cenizas, y sobre esta base se estimó una Humedad Accidental del 80%, una Humedad Higroscópica del 12% y un Poder Calorífico de 2.600 cal/kg.

En consecuencia, con carácter probable se estimaron 2.6×10^6 ton de turba seca al aire y $0,6 \times 10^6$ cal.

Entre algunas pequeñas extracciones –totalmente artesanales– son de señalar las que han sido efectuadas en el Bañado Este de Santa Teresa para la elaboración de whisky por parte de ANCAP y en las proximidades de la ciudad de Maldonado para usar como combustible (Walther 1919, Lámina XIX B-C).

En relación con la explotabilidad de la turba como recurso energético es a señalar que la turbera que aparece con mayores posibilidades es la del Bañado Este de Santa Teresa. La viabilidad de explotación pasa por: la economicidad de un proyecto de explotación que debería considerar la evaluación de la turba a nivel de reservas probadas; y por el impacto ambiental que ello provocaría en la zona de humedales y de área protegida dentro de la que se encuentra la turbera. Respecto de otras acumulaciones de turba señaladas en el país, debería desarrollarse un plan global de estudios que avanzara orgánicamente a través de etapas que permitan ir exigiendo el conocimiento de reservas posibles, probables y probadas.

MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN

Con modificación de la composición

Pelitas

Se incluyen aquí, a materiales finos –fundamentalmente pelíticos– más o menos ricos en fracción arcilla ($< 5 \mu$, según ASTM)² que los convierten en posible materia prima para la fabricación de algunos de los productos elaborados por la industria de la cerámica roja, así como la del cemento portland.

Depósitos de esas características componen, en forma prácticamente total, las formaciones Libertad y Dolores; son bastante significativos en la Formación Fray Bentos; están escasamente presentes en las formaciones Salto (Goso 1965), Raigón, Paso del Puerto y Las Arenas, Chuy, Villa Soriano y sedimentos del Reciente y Actual. Además, cabe mencionar en este sentido algunos depósitos residuales de la Formación Arapey que en particular se desarrollan sobre y a expensas de ella.

En el caso de las formaciones Libertad y Dolores, los depósitos con importante retrabajo, de materiales esencialmente alóctonos (arcillas y limos) y parcialmente autóctonos (arcillas, limos, arenas, gravas) en condiciones continentales, determina que estén compuestas por litologías finas relativamente homogéneas. Así, litológicamente se presentan en su mayoría como limos arcillosos, con arena (fina, media y gruesa) y grava; y secundariamente como limos algo arcillosos, y como arcillas algo limosas.

En la Formación Fray Bentos se presentan litologías limosas, más o menos arenosas, así como arcillo-limosas de origen fluvial hacia el tope de la formación.

Respecto de las formaciones Salto, Raigón, Camacho (Goso 1965) y Paso del Puerto, sólo los depósitos finos arcillosos generados en las etapas finales de los escurrimientos fluviales torrenciales, tienden a cumplir con las características apuntadas. En el caso de las formaciones Chuy, Villa Soriano y los sedimentos del Reciente y Actual, las perspectivas de acumulaciones de sedimentos fundamentalmente pelíticos, se encuentran limitadas a algunas facies correspondientes a planicies de inundación y lagunas.

2. *American Society for Testing and Materials.*

Con respecto a depósitos residuales de unidades pre-cenozoicas hay que considerar, entre las rocas sedimentarias, fundamentalmente a las pelíticas; y entre las rocas ígneas, particularmente a algunas litologías basálticas. En todos los casos deben presentarse en una situación geomorfológica en la que el equilibrio alteración - erosión sea muy favorable a la alteración. En esa circunstancia, la acumulación de material descompuesto y descompuesto-desagregado (B y C de la pedogénesis) puede dar lugar a depósitos que abren perspectivas de utilización.

Pelitas para cerámica roja

De una manera general cabe considerar que los materiales esencialmente pelíticos, a efectos de la utilización en la industria de la cerámica roja, deben tener:

- una cierta plasticidad, distinguiéndose las pelitas de alta plasticidad de las de media y baja plasticidad, característica que importa a los efectos del proceso industrial a desarrollar (por ejemplo: barbotinas de colado, $IP = 5 - 20\%$ y $wL = 20 - 30\%$;³ y para pasta de extrusión, $IP = 20 - 40\%$ y $wL = 20 - 30\%$);
- una determinada granulometría, entre 10 – 70% de fracción gruesa ($> 20 \mu$), entre 10 – 60% fracción media ($20 - 1,25 \mu$) y entre 10 – 50% de fracción fina ($< 1,25 \mu$). Entre esos entornos se establecen los diferentes usos para los distintos tipos de productos elaborados de la industria;
- un bajo contenido en carbonatos, distinguiéndose entre pelitas con más o menos de 4%;
- satisfacer otros caracteres, como contenido de materia orgánica y sulfuros.

La industria, además de seleccionar pelitas en cada caso, las condiciona según las exigencias del proceso de cada producto a elaborar. De todas maneras, es muy corriente en la producción artesanal decidir sobre los depósitos a explotar de un modo empírico, especialmente en la fabricación de ladrillos, los que por otro lado constituyen la mayor parte de la producción de la industria de la cerámica roja en el país.

Una de las unidades geológicas más explotadas en Uruguay –principalmente en el Suroeste, Sur y Sureste– ha sido la Formación Dolores. En relación a esto importa señalar las importantes explotaciones presentes en el

3. IP: Índice de Plasticidad; wL: Límite Líquido.

departamento de San José, en particular la ubicada en el km 35 de la Ruta Nacional N° 1; y las del departamento de Maldonado. En todas las circunstancias, las explotaciones han sido dedicadas fundamentalmente a la fabricación de ladrillos y tejas de diferentes tipos. Ensayos correspondientes a 20 muestras de la Formación Dolores, de distintas zonas del país se presentan en la Fig. 5.

Valores	% Pasa Tamiz N°				
	10	40	200	wL(%)	IP(%)
Extremos	91–100	73–98	39–95	26–51	11–25
Medios	98	90	77	36	17

Figura 5 – Ensayos granulométricos y límites de la Formación Dolores (Goso 2000).

A su vez, la Formación Dolores presenta corrientemente un bajo a nulo contenido de carbonatos, escasa a nula presencia de materia orgánica y no ha sido señalada en ella la presencia de sulfuros. A su vez, la mineralogía de la fracción arcilla en algunas muestras estudiadas es esmectítica-illítica.

La otra unidad litoestratigráfica más explotada para la producción de ladrillos es la Formación Libertad, de gran desarrollo también en el Suroeste, Sur y Este del país. Ensayos correspondientes a 55 muestras de esta unidad en diferentes puntos del país se presentan en la Fig. 6.

Valores	% Pasa Tamiz N°				
	10	40	200	wL(%)	IP(%)
Extremos	72–100	59–100	51–99	37–65	9–32
Medios	97	96	91	53	21

Figura 6 – Ensayos granulométricos y límites de la Formación Libertad (Goso 2000)

A su vez, esta unidad presenta un contenido de carbonatos bajo a medio, y en determinadas circunstancias alto; escasa a nula presencia de materia orgánica; y no ha sido señalada en ella la existencia de sulfuros. A su vez, la mineralogía de la fracción arcilla en varias muestras estudiadas es predominantemente esmectítica.

Las formaciones Dolores y Libertad constituyen las unidades que brindan la mayor parte de materia prima para cerámica roja, y a manera de tendencia, la primera tiende a ser algo más rica en arena, menos plástica y más pobre en carbonato. Esto podría contribuir a explicar la utilización preferencial de la Formación Dolores.

De todos modos, el que entre ambas unidades suministren la enorme mayoría de la materia prima, emana fundamentalmente de que la aptitud de las características litológicas como materia prima para cerámica roja se exponen prácticamente en toda la unidad, y además del gran desarrollo que presentan estas unidades en el país.

En las demás unidades cenozoicas las explotaciones son muy reducidas. Se deben señalar algunas que utilizan ciertas litologías del Reciente y Actual, y de la Formación Fray Bentos, y a niveles descompuestos, caso de la Formación Arapey, que se dan de manera artesanal y muchas veces discontinuas en el tiempo.

Pelitas para cemento portland

En la fabricación del cemento portland, la participación de las *pelitas* da lugar particularmente al aporte de silicio, aluminio e hierro a la materia prima fundamental, como lo son las calizas, no importando –sino por el contrario– la presencia de carbonato de calcio, a diferencia de lo que sucede en la industria de la cerámica roja. De esa manera, son explotadas con esta finalidad las pelitas presentes en la Formación Libertad (en el sur del país) y la Formación Fray Bentos (en el oeste).

A efecto de los usos reseñados (cerámica roja y cemento portland en gran parte del país donde se encuentran presentes las formaciones Dolores, Libertad y Fray Bentos) las pelitas exponen reservas prácticamente ilimitadas; cuando se debe apelar con esta finalidad al Reciente y Actual, como sucede en el centro y norte del país, las reservas son mucho más limitadas.

La historia de las explotaciones en el período 1997-2002 muestra una media de 59.372 ton y unos U\$S 234.320 anuales, significando esto último un 1% de lo generado por la industria extractiva.

Los valores anuales de la producción de pelitas en el período señalado se presentan en las Figs. 7a, b, c, según DINAMIGE:

AÑO	Toneladas	US\$
1997	33.554	276.454
1998	11.830	96.437
1999	15.462	124.078
2000	13.516	107.146
2001	22.128	159.481
2002	22.090	99.748
Media	19.762	143.890

Figura 7a – *Producción anual de arcillas para consumo de fábrica.
Pelitas para cemento portland.*

AÑO	Toneladas	US\$
1997	20.819	46.754
1998	23.264	51.651
1999	17.848	38.560
2000	4.187	8.990
2001	550	1.074
2002	230	281
Media	11.150	24.553

Figura 7b – *Producción anual de arcillas para ladrillo.
Pelitas para cerámica roja.*

AÑO	Toneladas	US\$
1997	44.775	106.483
1998	68.810	162.003
1999	33.387	78.021
2000	12.154	28.102
2001	6.780	14.252
2002	4.861	6.402
Media	28.461	65.877

Figura 7c – *Producción anual de arcillas de marga.
Pelitas para cemento portland.*

Las arcillas para consumo de fábrica se corresponden con las utilizadas en la industria del cemento portland y el mayor consumo se da en el departamento de Lavalleja. En la Lámina XX A se muestra la antigua explota-

ción de arcillas con estos fines realizada por la Compañía Uruguaya de Cemento Portland en Sayago (departamento de Montevideo). Las arcillas para ladrillo son las consideradas por la industria de la cerámica roja, y su mayor consumo se verifica especialmente en el departamento de Maldonado. Las margas son consumidas en la industria del cemento portland y principalmente en el departamento de Paysandú.

Yeso

Se trata aquí de las acumulaciones de gipsita (sulfato de calcio dihidratado), corrientemente denominado yeso, que se utiliza –previa concentración y/o molienda– principalmente en la industria del cemento portland, a efectos de retardar el fraguado. También, después de deshidratada (a hemihidrato o anhidro) conocidos comercialmente como yeso, es utilizada por su capacidad de fraguado por rehidratación con distintos fines (moldes, enduidos, etc).

La precisa posición estratigráfica de las acumulaciones de yeso en el Cenozoico no está bien definida. El contexto geológico en que se presenta la existente en la zona de Bellaco (departamento de Río Negro, Fig. 1), su altimetría y sus características –agregados radiales de individuos distribuidos en un sedimento pelítico– llevan a asociarla a la Formación Salto, o algún otro ambiente fluvial posterior correspondiente a uno de los eventos de Chuy, y vinculada a facies de planicie de inundación o similares, en donde el azufre orgánico acumulado se habría oxidado a sulfato fijándose como gipsita.

La acumulación en Bellaco es la única de cierta importancia señalada en Uruguay. La gipsita se presenta con una concentración de 18-20% dentro de pelitas de una potencia de 2 a 3 metros (Elizalde & Ledesma 1975 in Coronel 1987).

La zona fue explotada entre 1978 y 1994, aproximadamente (según DINAMIGE) a efectos de satisfacer las demandas del país, en particular de la industria del cemento portland. No se ha dispuesto de información de las reservas remanentes en la zona, ni se conocen intentos posteriores de explotación.

Hay en el país otras ocurrencias de gipsita cenozoica, en particular en el departamento de San José.

Arenas blancas

Se incluyen aquí aquellos depósitos arenosos muy ricos en cuarzo, y en consecuencia muy pobres o prácticamente exentos de feldespatos y minerales pesados, que los hacen pasibles de ser utilizados como materia prima en la industria del vidrio.

Estos depósitos corresponden a arenas eólicas del Reciente y Actual cuyo transporte –quizás en más de un ciclo sedimentario– determinó el enriquecimiento en cuarzo que presentan. Estos depósitos, aunque no individualizados, son susceptibles de estar presentes a lo largo de la costa oceánico-platense del Sur del país.

En su momento fueron objeto de explotación en la zona de El Pinar (departamento de Canelones, Fig. 1). A su vez, es muy posible que hayan sido exportados desde el departamento de Colonia hacia Argentina.

No se dispone de estudios acerca de las reservas de estas arenas; pero dada la enorme extensión de las dunas, es posible considerar que arenas con las características técnicas de las explotadas en El Pinar, deban existir en volúmenes importantes, al menos como reservas geológicas. En el período 1977-2002, en la página de estadísticas de DINAMIGE, las arenas explotadas con esta finalidad no aparecen consignadas en forma independiente.

Calizas

Las calizas se encuentran presentes en varios momentos del Cenozoico: Paleoceno (Formación Queguay: Goso 1965); Oligoceno (Formación Fray Bentos); y Mio-Plioceno (Formación Camacho).

Considerando aquí las calizas como materia prima para la fabricación fundamentalmente de cemento portland y cal, se tiene:

- las calizas de la Formación Queguay, explotadas desde vieja data para la elaboración de cal y posteriormente también para la fabricación de cemento portland en el litoral Oeste del país, en el período 1997-2002 aportó (según DINAMIGE) una media anual de U\$S 6:638.514. Esto significa el 21% de los recursos mineros, ubicándose inmediatamente después de los granulados naturales (23%). La consideración de este recurso será hecha en el Capítulo XI.

- de las calizas asociadas a la Formación Fray Bentos, que presentan un muy fino intercrecimiento de carbonatos, no se tiene noticias que hayan sido explotadas con esta finalidad. Por otra parte, parecería que no tienen ninguna capacidad de competencia en este aspecto con las calizas de la Formación Queguay, en el litoral Oeste, ni con las calizas metamórficas en el resto del país.
- las calizas presentes en la Formación Camacho, producto de la recristalización de carbonato de valvas de moluscos (cuyos moldes son visibles) fueron objeto de pequeñas explotaciones para la fabricación de cal, al Oeste del departamento de Colonia, desde Camacho hasta la Cañada de las Víboras al Sur de Nueva Palmira. Si bien no se dispone de mucha información al respecto, se sabe que la explotación se extendió hasta mediados del siglo pasado.

A pesar del muy bajo valor de estos yacimientos –comparados con los de las calizas de la Formación Queguay y las calizas metamórficas– tanto por su escasa potencia (algún metro) como por su regular calidad (presencia de arena y grava), el transporte hacía que la cal de esta zona fuese competitiva en el Suroeste del país. La producción de cal normalmente se efectuaba junto a las canteras, en forma artesanal en hornos verticales de leña; sobre la calidad de esta cal tampoco se dispone de información.

En el lapso 1997-2002 que se viene considerando en este trabajo, según las estadísticas de DINAMIGE no se registra producción de estas calizas.

Sin modificación de la composición

Trasladados para su utilización

Triturables

Si bien el mayor porcentaje de las litologías cenozoicas son sedimentos, se encuentran también presentes rocas sedimentarias, algunas de las cuales muestran una tenacidad tal que les permite ser utilizadas para la elaboración de triturados.

Aunque hay expresiones rocosas en las diferentes unidades formacionales cenozoicas (Queguay, Fray Bentos, Salto, Camacho, Raigón e incluso Chuy), sólo algunas litologías de las dos primeras han sido explotadas

con alguna intensidad para la producción de triturados. Estas explotaciones han sido llevadas a cabo en circunstancias en las que particularmente los triturados graníticos –que son de preferencia– se encontraban a distancias tales del centro de consumo que no era económica su utilización.

La Formación Queguay ha sido utilizada para la elaboración de triturados en sus litologías calcáreas silicificadas, dado que a medida que aumenta el porcentaje de cemento silíceo, los calcáneos adquieren una tenacidad creciente. En estas circunstancias, los calcáneos adquieren por ejemplo, las características técnicas que en obras viales sus triturados satisfacen las especificaciones presentes en el país como agregados gruesos para la preparación de bases estabilizadas y de mezclas asfálticas. Así, estas litologías han sido ampliamente utilizadas en la Ruta Nacional N° 3 a lo largo del trazado que transcurre particularmente en el departamento de Paysandú, a partir de explotaciones situadas en el valle del Río Queguay.

La Formación Fray Bentos ha sido utilizada para la preparación de triturados en algunas de sus litologías calcáreas, cuya textura de intercrecimiento de granos muy finos de carbonato, le proporciona una importante tenacidad. En esa circunstancia, los triturados adquieren también propiedades técnicas que satisfacen las exigencias de las especificaciones para la preparación de bases estabilizadas y mezclas asfálticas. Así, estos calcáneos han sido explotados para la producción de triturados para la Ruta Nacional N° 3, en el departamento de Paysandú, en el límite con el departamento de Río Negro, en un banco muy cercano a esa ruta.

Las reservas geológicas (no se dispone de una evaluación precisa a nivel del país) tanto en relación con las litologías calcáreas silicificadas presentes en la Formación Queguay, como en algunas litologías calcáreas asociadas a la Formación Fray Bentos consideradas como triturables, pueden ser estimadas como importantes.

Según lo consignado por DINAMIGE como piedra partida, la producción de triturados en el país en el período 1997-2002 muestra en promedio unas 6.000 a 7.000 ton anuales. Si bien no se discrimina en función del material triturado, la mayoría de la producción, y quizás toda –en alguno de los años considerados–, no se corresponde a estos materiales calcáneos, cuyos triturados se han utilizado prácticamente sólo en determinadas obras viales del litoral Oeste del país. Las perspectivas de utilización de estos calcáneos como materiales de trituración sigue pasando por circunstancias en las

que particularmente los triturados graníticos se encuentran a distancias tales del lugar de consumo que no los haga competitivos.

Gravas

Se consideran aquí los depósitos clásticos silíceo-líticos, con un tamaño de grano comprendido fundamentalmente entre 2 mm (límite superior de la fracción arena según ASTM) y 50 mm (límite superior de partículas para hormigones hidráulicos según ASTM); esto no significa que en muchas ocasiones se comercialicen y/o utilicen como gravas, clastometrías que se aparten de esos límites. Las gravas quedan así limitadas entre determinados tamaños de grano, pero con independencia de otros caracteres texturales, como redondeamiento, esfericidad, textura superficial, que –juntos o individualmente– pueden aparecer como limitantes para determinado uso.

Las gravas sin tratamiento previo –aunque corrientemente luego de ser lavadas para eliminar los finos y zarandeadas para separarlas por tamaño, y circunstancialmente después de una trituración– son usadas con distintas finalidades, particularmente como agregados gruesos de hormigones hidráulicos, además de tratamientos bituminosos incluido el sellado, filtros, drenes, etc.

Las gravas se encuentran presentes en distintas formaciones cenozoicas: Salto, Camacho, Malvín (Goso 1985b), Raigón, Chuy, Villa Soriano y Reciente y Actual, correspondiendo a depósitos fluviales, litorales y de abanicos aluviales. Por un lado, la proveniencia de ellas determina las características composicionales, y por el otro, el ambiente sedimentario sus características texturales.

Entre los depósitos fluviales son de destacar las acumulaciones presentes en el Río Uruguay –especialmente en el departamento de Salto– asociados a la Formación Salto y/o depósitos fluviales cuaternarios espacialmente vinculados a ella, utilizados desde hace mucho tiempo como agregados gruesos de hormigones hidráulicos. A pesar de las características texturales de estas gravas, en particular de la textura superficial que las hace no muy aptas al efecto, al competir ventajosamente con los triturados “graníticos”, la producción ha continuado en el tiempo. Estas gravas han sido utilizadas además en tratamientos bituminosos y sellado. Estos depósitos están fundamentalmente constituidos por calcedonia (águas o restos de águas), así como secundariamente por basalto de grano fino a muy fino, presentándose los clastos subangulosos a subredondeados.

Gravas fluviales se encuentran también presentes en el resto del país, asociadas a la Formación Raigón y a expresiones fluviales de las formaciones Chuy, Villa Soriano y del Reciente y Actual. No obstante, no han habido explotaciones de la envergadura de las de Salto, quizás porque son más raras las acumulaciones de gravas de similares características a las de esa unidad, y además, porque ya no compiten tan ventajosamente al menos con los triturados graníticos. Estas gravas son generalmente polimícticas, aunque normalmente existe una predominancia de clastos de cuarzo, con esfericidad, redondeamiento y textura superficial variables en función del tiempo de transporte y de si han participado o no de más de un ciclo de sedimentogénesis.

Consideraciones similares pueden ser efectuadas a propósito de las gravas presentes en los depósitos litorales de la Formación Camacho y en las expresiones litorales de las formaciones Chuy, Villa Soriano y Reciente y Actual, con las variaciones composicionales y texturales del caso.

A su vez, tanto en depósitos fluviales como en litorales de explotaciones de arena, cuando se efectúa un lavado para la eliminación de las fracciones finas, corrientemente se separan las fracciones granulométricas más gruesas, apareciendo así gravas como subproducto de la explotación de arenas, aunque en volúmenes reducidos.

Las gravas de depósitos de abanicos aluviales –asociables a la Formación Malvín– han sido muy poco consideradas, a pesar que fueron esporádicamente explotadas en algunas obras viales, conociéndose los depósitos más proximales como “gravas de cuchilla”. Son a ubicar en momentos semi-áridos del Cenozoico, constituyendo los pavimentos detríticos de pediplanos generados en la elaboración del paisaje en aquellas condiciones climáticas.

En esas circunstancias, son a situar en el Mio-Plioceno, como depósitos de abanicos, que alimentan los depósitos fluviales de la Formación Raigón, los que a su vez alimentan a los litorales de la Formación Camacho. En la Lámina XX B se muestra una explotación de gravas correspondientes a la Formación Malvín.

Estas gravas se ubican particularmente en zonas con litologías de grano fino y/o cuarcíticas con una importante energía de relieve, en depósitos de escasa potencia, polimícticos a monomícticos (cuarzosos), angulosos a subangulosos y con muy baja esfericidad.

No se dispone a nivel del país de una información precisa, pero puede considerarse que las reservas geológicas son importantes –a pesar de la intensa explotación efectuada particularmente en Salto– si se tiene en cuenta además, las reservas presentes en los depósitos arenosos, recuperadas cuando en la explotación se trata a la arena.

La producción total de gravas –consignadas como canto rodado según DINAMIGE– resultó entre 1997 y 2002 en un valor medio de 40.560 ton y unos U\$S 179.000 anuales. Esto significa un 1% de lo generado por la industria extractiva. La mayor producción se verificó en los departamentos de Salto y Maldonado.

Los valores anuales en el período señalado son los que se presentan en la Fig. 8 (según DINAMIGE).

AÑO	Toneladas	U\$S
1997	40.109	192.791
1998	40.192	191.075
1999	49.727	232.410
2000	49.776	228.124
2001	40.373	168.221
2002	23.198	61.375
Media	40.562	178.997

Figura 8 – *Valores de producción anuales de gravas.*

Arenas

Con esta caracterización se engloba a depósitos clásticos silíceos (esencialmente cuarzosos) con un tamaño de grano comprendido fundamentalmente entre 0,05 mm (límite superior de los limos según ASTM) y 2 mm (límite inferior de las gravas según ASTM), bien calibrados (mal clasificados) dentro de esos extremos granulométricos, subredondeados a subangulosos y sin materia orgánica.

Las arenas se comercializan en muchas circunstancias sin tratamiento previo, otras después de un lavado para la eliminación de fracciones más finas (limos y arcillas), circunstancia en la que muchas veces mediante el zarandeo se eliminan también las fracciones más gruesas, comercialmente gravas.

Las arenas son utilizadas como agregado fino en la elaboración de morteros, particularmente hormigones hidráulicos, así como también en caminería, en mezclas asfálticas y sellado de tratamientos bituminosos, parte inferior de terraplenes asociados a freáticos, filtros, drenes, etc.

Estos depósitos se encuentran presentes en distintas formaciones cenozoicas (Theune & Vaz 1979; Coronel *et al.* 1980, 1981; Departamento de Geotécnica 1997) como Salto, Raigón, Chuy, Villa Soriano y en el Reciente y Actual, tanto en depósitos fluviales como litorales, en condiciones que tanto en volumen como en calidad satisfacen las demandas del país, además de una exportación en momentos importante a la República Argentina.

Las acumulaciones de arena son variables en su composición mineral y textura. Los depósitos fluviales tienden a ser cuarzo-feldespáticos y con clases granulométricas que van desde arena fina a muy gruesa y corrientemente con gravas. Los depósitos litorales, a su vez, tienden a ser esencialmente cuarzosos y con una menor dispersión de la granulometría: los correspondientes a la acción del agua (olas, corrientes) son medios a gruesos, y los generados por el viento son finos.

Entre las explotaciones son a destacar –tanto por volumen como importancia de la producción– las presentes especialmente en las costas platense y atlántica, correspondientes a las expresiones litorales de las formaciones Chuy, Villa Soriano y Reciente y Actual. Entre ellas son a señalar las ubicadas inmediatamente al Este del arroyo Carrasco y hacia el curso inferior del río Santa Lucía, que han abastecido y abastecen la región metropolitana de Montevideo (ver Lámina XX C); y las situadas en el departamento de Colonia, que además de satisfacer las necesidades locales, exportan la arena hacia la República Argentina.

Las reservas ubicadas en el arroyo Carrasco y río Santa Lucía, fueron estudiadas por DINAMIGE a fines de la década de 1970 y comienzos de la del '80, habiéndose dispuesto de tres informes al respecto.

- En Theune & Vaz (1979), al referirse a las conclusiones, se señala que las reservas, en aquella época, de las arenas estudiadas en la zona de Carrasco que abastecían al departamento de Montevideo, se agotarían en un plazo de 5 a 8 años, considerando el ritmo de producción de aquel momento. Al referirse a las recomendaciones señalan:

- * considerar la zona de Carrasco como prácticamente agotada y no permitir nuevas areneras, debido a que se trata de una zona urbanizada y con importantes reservas forestales;
 - * que no habría inconveniente para permitir la extracción de arena en la Barra de la Isla del Tigre;
 - * que habría que desarrollar un proyecto de prospección para arenas, a gran escala en las riberas del río Santa Lucía hasta una distancia económicamente prudente de Montevideo.
-
- En Coronel *et al.* (1980) se considera para el estudio al curso inferior del río Santa Lucía y costa inmediata del departamento de San José, así como la costa del departamento de Canelones al Este de la zona productora de arena de Carrasco. En las conclusiones de dicho trabajo se indica que:
 - * las arenas recientes de los pocos bancos cartografiados contienen volúmenes reducidos de material utilizable;
 - * el régimen fluvial existente muestra que las arenas estarían en el curso medio a alto y escasamente en el curso inferior;
 - * las potencias interesantes de arena parecen haberse acumulado en las terrazas marinas durante la ingresión Villa Soriano;
 - * los sedimentos de la Formación Raigón (y Formación Chuy) son considerados aptos como materiales para la construcción.
-
- Por su parte, en Coronel *et al.* (1981) se consideran tres áreas:
 - * *Área 1* sobre la costa Oeste inmediata a la desembocadura del río Santa Lucía, con arenas correspondientes a depósitos litorales de la Formación Villa Soriano y dunas del Reciente y Actual que la recubren. En las conclusiones acerca de esta área se tienen en cuenta tres ubicaciones: *Yacimiento D* a 31 km de Montevideo (30 km sobre Ruta N° 1 y 1 km al sur) sobre unas 40 hás, donde con escasa cobertura, se estimaron $1,7 \times 10^6$ m³ de arena, de tipo 0/2 mm; *Zona de médanos* al Este de Playa Pascual, con unas 440 hás cubiertas por médanos debajo de los que se presenta la Formación Villa Soriano, donde se estimaron 8×10^6 m³ de arena fina (la Formación Villa Soriano es de escasa potencia); *Arenera Calcagno* en Punta del Tigre, donde sobre 10 hás se estimaron 600.000 m³ de arena 0/2 mm.
 - * *Área 2* aladaña al río Santa Lucía, al Sur del río San José y Oeste de la Isla del Francés, con arena correspondiente a la Formación Villa Soriano (fluvial) y aluviones del Reciente y Actual. En ella se estudiaron dos zonas: *Yacimiento A*, cubriendo unas 175 hás dentro de

las que, para una relación de arena/cobertura > 2 , se calcularon $5,4 \times 10^6 \text{ m}^3$ de arena 0/4 mm; y *Yacimiento B*, con unas 95 há en las que también para una relación arena/cobertura > 2 se evaluaron $1,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ de arena 0/4 mm.

- * *Área 3* sobre la parte cubierta por las formaciones Dolores y Libertad, con arena correspondiente a las formaciones Chuy-Raigón.

En ella se estudió al que denominan *Yacimiento C* –sobre la Formación Dolores– situado a 1,8 km al Norte del km 29 de Ruta N° 1 con unas 200 há, en las que para una relación arena/cobertura de 4.6 se estimaron $17 \times 10^6 \text{ m}^3$ de arena 0/2 mm, considerándose además como muy grandes las reservas potenciales.

Menos trascendentes en cuanto a volúmenes de explotación, aunque no menos importantes en cuanto abastecen al resto del país, son las disponibilidades fluviales asociadas a la Formación Raigón y las expresiones fluviales de las formaciones Chuy, Villa Soriano y Reciente y Actual, particularmente asociadas a los ríos Uruguay, Negro y Santa Lucía (en el curso medio y superior).

Si bien no se dispone a nivel nacional de una evaluación precisa, las reservas geológicas pueden ser consideradas muy importantes. Existen no obstante, los estudios señalados localizados hacia el curso inferior del río Santa Lucía y el arroyo Carrasco, que efectúan una evaluación de las reservas de esos centros de producción.

De los anteriores, el primero ha venido adquiriendo cada vez más relevancia, particularmente en el abastecimiento de la ciudad de Montevideo. Esto debido a que el impacto ambiental, asociado a la urbanización creciente, ha determinado la minimización–desaparición de la producción de la zona del arroyo Carrasco, que históricamente había abastecido la gran parte del mercado montevideano.

La producción total de arena, según estadísticas de DINAMIGE, resultó en un valor medio de 2:275.455 ton y unos US\$ 5:309.341 anuales, entre 1997 y 2002, lo que significa un 17% de lo generado por la industria extractiva.

A efectos de presentar la producción de arena, DINAMIGE la divide en los cuatro rubros que se expresan en la Fig. 9 (a-d).

AÑO	Toneladas	US\$
1997	444.140	967.953
1998	572.550	1:219.149
1999	522.900	1:125.655
2000	294.750	629.962
2001	431.570	838.594
2002	58.251	70.916
Media	387.360	810.205

Figura 9a – *Valores de producción anuales de arena de exportación.*

AÑO	Toneladas	US\$
1997	693.924	2:278.777
1998	899.881	2:664.404
1999	1:094.235	3:178.607
2000	903.433	2:663.018
2001	697.401	1:847.908
2002	459.860	763.422
Media	791.456	2:227.689

Figura 9b – *Valores de producción anuales de arena limpia.*

AÑO	Toneladas	US\$
1997	730.331	1:647.430
1998	944.222	2:095.442
1999	1:026.021	2:341.788
2000	893.316	2:039.438
2001	942.944	2:024.365
2002	394.119	512.524
Media	821.825	1:776.831

Figura 9c – *Valores de producción anuales de arena sucia.*

AÑO	Toneladas	US\$
1997	266.544	453.430
1998	357.504	642.740
1999	376.828	742.787
2000	281.582	560.784
2001	225.188	407.732
2002	141.245	160.230
Media	274.815	494.617

Figura 9d – *Valores de producción anuales de arena de relleno.*

La arena de exportación es obviamente la que se envía al exterior (Argentina). De las consumidas en Uruguay, la arena limpia es la de mejor calidad relativa respecto de la arena sucia y la arena de relleno de calidad similar.

Granulados naturales

Se incluyen aquí los depósitos clásticos, con tendencia a presentar un tamaño de grano inferior a 50 mm, ser granulométricamente bien calibrados, tener una relación pasa tamiz N° 200/ pasa tamiz N° 40 menor a 2/3 y una baja a nula plasticidad. Esto no significa que corrientemente se comercialicen y/o utilicen granulados naturales que se aparten bastante de esas condiciones, apartamiento que determina una pérdida de calidad del granulado, si por ejemplo se mide ésta por la Capacidad Soporte en el ensayo CBR.⁴

A veces estos materiales son tratados mediante un lavado en zaranda, de modo de utilizarlos como agregados gruesos de hormigones hidráulicos. Es el caso de las importantes explotaciones que se localizan en la zona de Melilla – Las Piedras.

Los granulados naturales (por oposición a los granulados que se obtienen por trituración) pueden provenir de depósitos transportados (entre los que son a señalar particularmente los asociados a la Formación Fray Bentos) o de depósitos residuales producto de la hipergénesis cenozoica (entre los que se destacan los desarrollados en la alteración de litologías graníticas).

Los granulados naturales conocidos como “toscas” tienen un uso fundamentalmente vial, en la construcción de caminos sin recubrimiento o como sub-bases y a veces bases naturales de caminos con recubrimientos (asfálticos, hormigón), o de una manera general como materiales para la conformación de las últimas capas de terraplenes.

Entre los materiales granulares correspondientes a depósitos transportados cenozoicos, se destacan nítidamente los pertenecientes a la Formación Fray Bentos. Su calidad se asocia a las litologías limolítico-areniscosas muy finas a finas, de baja a nula plasticidad, comunes en la unidad, y se ve

4. El ensayo de CBR mide la resistencia al corte de un suelo bajo condiciones de humedad y densidad controladas. La ASTM denomina a este ensayo como “Capacidad Soporte” y está normalizado con el número ASTM D 1883-73. Se aplica para evaluación de la calidad relativa de suelos de subrasante, materiales de sub-bases y bases granulares. (*N. de los A.*)

incrementada con el aumento del contenido en carbonatos, que es el cemento más común en esta unidad, circunstancia en que la Capacidad Soporte – medida en el ensayo CBR– supera el 80%. Así, han sido usados intensamente en la caminería del Oeste del país, principalmente en los departamentos de Soriano, Río Negro y Paysandú (Rutas N° 2, 3, 21, 24, 50, etc.). También se utilizaron en otras partes del país, como en los departamentos de Florida (Ruta N° 5) y San José (Ruta N° 11).

Como granulares correspondientes a depósitos transportados, también se usan materiales correspondientes a la Formación Raigón. La calidad regular –debida especialmente a la plasticidad– ha determinado un uso muy limitado en relación a los materiales provenientes de la Formación Fray Bentos, reducido prácticamente a caminos sin recubrimientos, en especial en los departamentos de San José y Canelones.

Las condiciones climáticas imperantes en el Cenozoico, variables desde húmedas a secas y de calientes a frías, determinaron la existencia de ciclos con lapsos de predominancia de hipergénesis física y otros de predominancia de hipergénesis química. Ambos tipos de meteorización dieron lugar a buena parte de los depósitos cenozoicos transportados, pero además fueron generadores de los depósitos residuales presentes en las distintas unidades geológicas pre-cenozoicas, así como de alguna forma en las unidades geológicas cenozoicas, a excepción de las más modernas.

Seguramente los depósitos residuales más trascendentes, en relación con los materiales de construcción cenozoicos, se encuentran referidos a aquellos desarrollados sobre rocas ígneas, así como metamórficas (principalmente migmatitas y gneisses) dada la enorme explotación que se efectúa de ellas, al abastecer la caminería de los departamentos de Canelones, San José, Flores, Florida, Montevideo, Treinta y Tres, Rocha, Maldonado, Lavalleja, Rivera, Cerro Largo, Tacuarembó, Rivera. Esto no excluye a algunos depósitos residuales desarrollados sobre rocas sedimentarias pre-cenozoicas, en particular las ferrificaciones correspondientes al Geosuelo del Palacio de la Formación Mercedes (Goso 1999).

Las litologías pertenecientes a rocas ígneas y metamórficas dan lugar a depósitos residuales cuyos perfiles completos presentan, desde la superficie del terreno hacia abajo, materiales técnicamente caracterizados como orgánicos (ricos en materia orgánica), descompuestos (ricos en finos más o menos plásticos), desagregados (pobres en finos plásticos) y fracturados (al-

go a no alterados) sobre las rocas frescas y sanas; en este perfil las condiciones de génesis-erosión pueden determinar la ausencia de uno o más de esos materiales o reducirlos a expresiones mínimas.

Entre las rocas ígneas y metamórficas se distinguen las litologías típicamente ácidas de las básicas. Entre las ácidas, son a destacar aquellas de grano medio a grueso y grueso, circunstancias en las que los materiales descompuestos a desagregados, desagregados y desagregados a fracturados son intensamente explotados para uso vial en el centro-sur y este del país como en los departamentos de Canelones, Colonia, Soriano, Flores, Durazno, Florida, Rocha, Treinta y Tres, Cerro Largo, Colonia (Goso 1982; Departamento de Geotécnica 1997), asociados al basamento cristalino proterozoico. La calidad vial de esos materiales crece desde los descompuestos-desagregados a los desagregados-fracturados y está muy condicionada por el tamaño de grano, el calibrado granulométrico, la relación pasa tamiz N° 200 / pasa tamiz N° 40, pudiendo alcanzar valores de Capacidad Soporte en el ensayo CBR que corrientemente superan el 80%. Así, en la construcción vial éstos están en condiciones de satisfacer las capas de caminos sin recubrimiento, como capas de sub-base y a veces base de caminos con recubrimiento, sean bituminosos o de hormigón hidráulico. También son usados para conformar las capas superiores en general de terraplenes, suelo (o balasto) cemento e incluso algunos hormigones hidráulicos sin mayores exigencias de calidad.

Entre las rocas ígneas básicas, son de destacar las basálticas de la Formación Arapey, de grano medio a fino, circunstancia en la que los materiales desagregados, desagregados a fracturados, y fracturados, son muy explotados para uso vial, especialmente en el noroeste y centro-norte del país (departamentos de Paysandú, Salto, Rivera, Tacuarembó, Durazno y Artigas). Estos materiales se usan como bases y/o sub-bases naturales en función de las características del camino, si bien con problemas latentes de degradabilidad, con una Capacidad Soporte en los niveles fracturados que normalmente supera el 80% en el ensayo CBR. También se han usado en caminería, en el este del país, materiales basálticos correspondientes a la Formación Puerto Gómez pero con mucha menor intensidad, dada su menor calidad relativa respecto de los granulados generados por rocas ígneas ácidas y metamórficas que compiten con ellos en aquella región.

De los depósitos residuales desarrollados sobre rocas sedimentarias, se destacan los correspondientes a los niveles ferrificados de la Formación Mercedes (Geosuelo del Palacio, Goso 1999), comúnmente conocidos como

“granza”, dada la importante utilización que se ha hecho de ellos con fines viales, particularmente en los departamentos de Soriano, Colonia y Canelones, como bases y sub-bases naturales, con una Capacidad Soporte que puede superar el 80% en el ensayo CBR.

Las reservas geológicas de granulados naturales son muy importantes disponiéndose de ellos en todo el país a distancias no muy grandes de los lugares de consumo, salvo zonas como la adyacente a la Laguna Merín.

La producción total de estos materiales según DINAMIGE fue de una media de 3:659.840 ton y U\$S 7:346.470 anuales, en el período 1997–2002, significando esto último un 23% de lo producido en el sector.

A efecto de presentar la producción, DINAMIGE la divide en dos rubros, balasto y tosca, cuyos valores se expresan en las Figs.10 a,b.

AÑO	TONELADAS	U\$S
1997	2:225.977	5:600.313
1998	2:874.433	6:794.863
1999	3:363.893	7:638.471
2000	2:820.549	6:285.135
2001	2:522.779	5:113.741
2002	1:580.327	2:007.000
Media	2:564.650	5:589.921

Figura 10a – *Valores de producción anual de balasto.*

AÑO	TONELADAS	U\$S
1997	691.151	1:239.665
1998	1:656.975	2:949.381
1999	1:669.231	2:887.482
2000	1:043.886	1:567.277
2001	1:185.281	1:617.910
2002	324.556	277.564
Media	1:095.180	1:756.546

Figura 10b – *Valores de producción anual de tosca.*

El balasto corresponde de una manera general a los granulados naturales de mayor calidad relativa, con y sin lavado –zarandeado– localizándose en Montevideo y Canelones los mayores registros de explotación. La tosca se corresponde a su vez con los granulados naturales de menor calidad relativa estando presentes sus mayores explotaciones en los departamentos de Paysandú y San José. En las Láminas XX D y XXI A se presentan explotaciones de material granular de rocas ígneas y sedimentarias, respectivamente.

Materiales finos

Se incluyen aquí fundamentalmente las pelitas arcillosas y/o limosas, con tendencia a presentar un porcentaje no inferior al 90% de pasa tamiz N° 200 (0.074 mm) y ser muy poco permeables con un coeficiente de permeabilidad (k) del orden de 10^{-7} a 10^{-8} , a prácticamente impermeables (con un k inferior a 10^{-8} a 10^{-9}). Esto no significa que muchas veces se incluyan también a sedimentos con porcentajes de pasa tamiz N° 200 inferiores y/o coeficiente de permeabilidad algo superiores.

Estos materiales –normalmente sin tratamiento previo– se utilizan en la construcción de presas, pisos y paredes de estanques, canales, rellenos sanitarios, lagunas de oxidación. Esto es, en circunstancias que se busca minimizar las pérdidas por filtración. Importa señalar que alcanzar los valores de k señalados, con un material determinado remoldeado, implica desarrollar una compactación adecuada.

Materiales finos se encuentran presentes como depósitos transportados en la mayoría de las formaciones cenozoicas, así como en los materiales descompuestos de depósitos residuales principalmente en la Formación Libertad y la Formación Dolores (Departamento de Geotécnica 1995, 1997); más secundariamente se han explotado a estos efectos la Formación Fray Bentos, y subordinadamente sedimentos del Reciente y Actual.

En algunas circunstancias, como por ejemplo en rellenos sanitarios, en zonas donde ocurre la Formación Libertad, los materiales finos son utilizados in situ (lo que se expone más adelante) siendo excavados a efecto de la obra.

En lo que aquí respecta, las pelitas en gran parte del país, particularmente donde se presentan las formaciones Libertad y Dolores, así como Fray Bentos, muestran reservas prácticamente ilimitadas. En otras circunstancias,

en especial hacia el centro y Norte del país, cuando por ejemplo debe apelarse a materiales del Reciente y Actual, las reservas son más limitadas.

Las estadísticas de DINAMIGE no separan este uso de los materiales finos. No obstante, se considera que no es significativo dentro de las explotaciones del subsuelo.

Conchillas

Se incluyen con la denominación de *conchillas* a los depósitos de restos de valvas de moluscos que se presentan en depósitos areno-gravillosos, litorales correspondientes fundamentalmente a la Formación Villa Soriano y al Reciente y Actual y excepcionalmente a la Formación Chuy. Estos depósitos se encuentran prácticamente a lo largo de toda la costa atlántica y platense, incluso de ríos como el Uruguay (cauce inferior) y el Negro (en la desembocadura), con una altura función del momento de la génesis; algun(os) metro(s) respecto del nivel del mar actual, Chuy III (entre +10 y +12), Villa Soriano (entre +5 y +7), Reciente y Actual (+2) y corrientemente expuestos a través de una escarpa de abrasión.

Particularmente, la forma de los restos de valvas –contrastante con la de los clastos– ha permitido que determinadas condiciones de transporte y sedimentación litoral, dieran lugar a depósitos ricos en estos restos fósiles. En estas circunstancias, los depósitos han sido objeto de pequeñas explotaciones, que luego de un proceso más o menos artesanal, han dado lugar a un producto final rico en restos de valvas de moluscos comercializado, por ejemplo, para la preparación de alimento para aves, además de otros usos menores.

Entre las varias explotaciones, son a citar las ubicadas en las localidades de Conchillas (departamento de Colonia) y de Villa Soriano (departamento de Soriano, Lámina XXI B), que permitieron caracterizar a los depósitos correspondientes a un máximo del nivel del mar ubicados entre (+) 5 y (+) 7 metros.

No se dispuso de información acerca de reservas. La historia de las explotaciones en el período 1997–2002, de acuerdo a la información de DINAMIGE, muestra una media de 168 ton y unos U\$S 1.128 anuales, significando esto último bastante menos del 1% de lo generado por la industria extractiva. La mayor producción se localiza en los departamentos de Maldona-

do y Soriano. En la Fig. 11 se presentan los valores anuales de las explotaciones de este recurso, a partir de los datos de DINAMIGE.

AÑO	TONELADAS	US\$
1997	47	422
1998	82	728
1999	61	537
2000	163	1.415
2001	146	1.154
2002	509	2.513
Media	168	1.128

Figura 11 – *Valores de producción anual de conchillas.*

De utilización en sitio

Dada la ocupación poblacional uruguaya y la distribución que presenta el Cenozoico, la utilización en sitio de los materiales que corresponden a las unidades de esta Era es sumamente importante, y seguramente la más trascendente en relación con los terrenos de otras edades en en país.

Cimentación

A efectos de caracterizar las distintas unidades cenozoicas como cimiento, se hará especial referencia a la resistencia expresada a través de tensiones admisibles. No obstante, se considerará también la deformabilidad y expansibilidad, cuando las circunstancias así lo ameriten.

- La Formación Queguay, en sus litologías corrientes y frescas, presenta tensiones admisibles de unos 8 a 10 kg/cm² (800 – 1000 kPa), comportándose genéricamente como portadora de materiales de alta resistencia (Departamento de Geotécnica 1997). Los depósitos residuales de esta unidad, presentan una disminución de aquellos valores a resistencias medias; por el contrario, los fenómenos de silicificación provocan su aumento a valores de resistencias muy altos.
- La Formación Fray Bentos, fundamentalmente en las litologías frescas más corrientes, presenta tensiones admisibles del orden de 4 a 5 kg/cm² (400-500 kPa) siendo portadora de materiales de resistencia media. Los depósitos residuales de esta unidad (desagregados, descompuestos y or-

gánicos) presentan resistencias menores, llegando a valores bajos e incluso muy bajos de resistencia ante valores de humedad altos. Por otra parte, los procesos de cementación presentes –carbonatación y excepcionalmente silicificación– determinan un incremento de la resistencia, alcanzando valores altos y muy altos.

- Las formaciones Dolores, Chuy, Libertad, Raigón, Salto y Camacho, en condiciones corrientes de humedad, presentan tensiones admisibles de 1 a 2 k/cm^2 (100-200 kPa), comportándose como materiales de resistencia baja. En condiciones de muy alta humedad –saturación– pueden alcanzar valores bastante más bajos que los señalados, correspondientes a muy bajos. Mientras que en condiciones de extrema sequedad o de normal humedad y ante la presencia de cementos, como en el caso de las formaciones Camacho, Salto, Raigón y Chuy y/o existencia de arena gruesa y gravas caso de las formaciones Libertad y Dolores, pueden incrementar su resistencia a valores medios y altos. La deformabilidad puede ser baja a media, pudiendo ser diferida en el tiempo, caso de Libertad, Dolores y litologías arcillosas de Chuy, Raigón, Salto o Camacho. La expansibilidad en Libertad y Dolores es corrientemente media a alta, así como en las expresiones arcillosas de Raigón, Chuy, Salto y Camacho (esmetitas). En la Lámina XXI C se ilustra el uso in situ de la Formación Libertad como cimiento de viviendas en Montevideo.
- La Formación Villa Soriano y el Reciente y Actual generalmente presentan tensiones admisibles inferiores a 1 kg/cm^2 (< 100 kPa), resultando en resistencias muy bajas. El carácter inconsolidado de las granulometrías limo-arcillosas en las condiciones corrientes de saturación y en presencia de materia orgánica, le otorga valores de resistencia extremadamente bajos, que pueden alcanzar 0,25 kg/cm^2 y ser aún menores. Por el contrario, cuando las litologías son esencialmente arenosas, la resistencia puede aumentar a valores superiores a 1 kg/cm^2 . Estas unidades presentan una deformabilidad media a alta, y además, en el caso de las litologías arcillosas y/o orgánicas, diferida en el tiempo. En la Lámina XXI D se muestra problemas de asentamiento diferencial del Reciente y Actual.

Permeabilidad

Un segundo parámetro que interesa considerar, respecto de los materiales de construcción cenozoicos de uso in situ, es la permeabilidad. A efecto de la caracterización, se tomará como referencia el Coeficiente de Permeabilidad (k , Darcy), aplicado a las litologías más relevantes de cada

una de las unidades cenozoicas. De esa manera es posible establecer dos agrupamientos (Departamento de Geotécnica *op.cit*).

- En un primer grupo, de unidades prácticamente impermeables a poco permeables ($k < 10^{-5}$) se ubican la gran mayoría de las litologías presentes en las formaciones Queguay, Fray Bentos, Libertad y Dolores; dentro de ellas son a destacar como situaciones límites a la Formación Libertad, que corrientemente presenta litologías prácticamente impermeables. Estos materiales se usan corrientemente para la construcción en ellos de relleños sanitarios, lagunas de oxidación, estanques y en general en obras en las que importa minimizar las pérdidas por filtración.
- En un segundo grupo de unidades muy permeables a medianamente permeables ($k > 10^{-5}$) se localizan la gran mayoría de las litologías presentes en las formaciones Salto, Camacho, Raigón, Chuy, Villa Soriano y Reciente y Actual. Dada esta particularidad, todas esas unidades se constituyen en acuíferos más o menos importantes según la región del país.

Excavabilidad

La excavabilidad constituye un tercer elemento que interesa considerar, entre los materiales de construcción de uso en sitio, por su trascendencia en obras civiles. A efectos de la caracterización se tomará como referencia el tipo de elemento necesario para la excavación. De esa manera, es posible establecer también dos agrupamientos de las unidades cenozoicas (Departamento de Geotécnica 1997).

- En un primer grupo, de unidades fácilmente excavables con medios mecánicos (materiales friables a medianamente friables, penetrables con pala americana, excavables a pico y pala y fácilmente removibles con medios mecánicos), se ubican la mayoría de las litologías presentes en las formaciones Salto, Camacho, Raigón, Libertad, Chuy, Dolores, Villa Soriano y el Reciente y Actual (Punta de los Loberos). Constituyen la excepción, algunas litologías como las areniscas silicificadas presentes en la Formación Salto y las areniscas calcáreas asociadas a las lumaquelas de la Formación Camacho, fundamentalmente, por ser materiales difícilmente a no excavables con medios mecánicos.
- En un segundo grupo, de unidades de excavabilidad media (materiales medianamente friables a medianamente tenaces, no penetrables con pala americana, excavables a pico y pala con dificultad, y removibles con medios mecánicos con cierta dificultad) se ubican buena parte de las litolo-

gías correspondientes a la Formación Queguay y a la Formación Fray Bentos. Una excepción a este comportamiento es el conjunto de litologías silicificadas de la Formación Queguay y algunos calcáreos de la Formación Fray Bentos, que se comportan como difícilmente a no excavables con medios mecánicos.

Agradecimientos

A la Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (AN-CAP) por el otorgamiento de datos de sus estudios sobre arenas negras, en el departamento de Rocha.

Bibliografía

- Benedetti M (1967): *Evaluación de yacimientos de arenas negras de Aguas Dulces (Rocha)*. Informe interno ANCAP, 14 pp.
- Coronel N, Spoturno J & Theune C (1980): *Áreas prospectivas de arenas en el valle del Río Santa Lucía*. En: *Estudio geoeconómico de los áridos para la construcción en Montevideo (producción, reservas, nuevos yacimientos)*. Informe interno DINAMIGE, 24 pp (1981). Montevideo.
- Coronel N, Mari C, Spoturno J & Theune C (1981): *Reservas de arenas para la construcción en el valle del Río Santa Lucía*. En: *Estudio geoeconómico de los áridos para la construcción en Montevideo (producción, reservas, nuevos yacimientos)*. Informe interno DINAMIGE, 33 pp. Montevideo
- Coronel N (1987): *Memoria explicativa de la carta de materias primas minerales no metálicas*. DINAMIGE, 119 pp. Montevideo.
- Departamento de Geotécnica (1995): *Carta Geotécnica de la Región Suburbana de Montevideo a escala 1:20.000*. Hoja 1. 16 pp.
- Departamento de Geotécnica (1997): *Carta Geotécnica de la región Metropolitana de Montevideo, escala 1:100.000*. Oficina de Publicaciones del Centro de Estudiantes de Ingeniería, 32 pp. Montevideo
- Goso Aguilar C (1999): *Análisis estratigráfico do Grupo Paysandú (Cretáceo) na Bacia de Litoral, Uruguai*. Tesis de Doctorado, UNESP-Rio Claro. 185 pp.
- Goso E & Ledesma J (2002): *Formación Libertad: aportes para la caracterización como materia prima en la fabricación de cerámica roja*. En: II Jornadas Uruguayas del Cenozoico, 26-30. Montevideo.
- Goso H (1965): *El Cenozoico en el Uruguay*. Instituto Geológico del Uruguay. M.I.E. 36 pp. Ed. Mimeogr. Montevideo.
- Goso H (1967): *Los combustibles minerales del Uruguay*. Instituto Geológico del Uruguay, 26 pp. Edición Mimeográfica. M.I.E. Montevideo.
- Goso H (1968): *La turbera del Bañado Este de Santa Teresa (departamento de Rocha)*. I.G.U. Informe Interno, 39 pp.

- Goso H (1972): *El Cuaternario uruguayo*. Edición Mimeográfica PELS-MGA, 12 pp. Montevideo
- Goso H (1982): *Plan Cuatrienal para mejoramiento de rutas y puentes*. Segundo Informe. Anexo II. Caracterización Geológica, Geotécnica y Estructural. M.T.O.P.-B.I.R.F., 103 pp.
- Goso H (1985a): *El Cuaternario en el Uruguay. Estratigrafía y geología histórica*. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, Año 1. Nº 2 y 3. 19 pp. Montevideo
- Goso H (1985b): *Algunas consideraciones sobre la turba en el Uruguay*. En: Jornada Geológica de Recursos Minerales Energéticos del Uruguay, 11pp. Sociedad Uruguaya de Geología. Montevideo.
- Goso H (2000): *Las características técnicas de los materiales naturales del Uruguay y su relación con las Unidades Geológicas Formacionales y las Unidades Geotécnicas*. Ciclo de Conferencias de la Asociación Uruguaya de Caminos y la Dirección Nacional de Vialidad. 32 pp. Montevideo.
- Goso H & Antón D (1974): *Estado actual de los conocimientos sobre el Cuaternario en el Uruguay*. An. XXVIII Cong. Bras. Geol. 7 pp. Porto Alegre. RGS. Brasil.
- Meyer L & Alexandroff A (1963): *Trabajos de relevamiento general de distintas zonas del Dpto. de Rocha con la finalidad de ubicar yacimientos de arenas negras*. Informe interno ANCAP, 20 pp.
- Oyhantçabal P, Spoturno J, Aubet N, Cazaux S & Huelmo S (2002): *La Formación Montevideo y los granito-neises asociados*, pp. 11-17 de Pecoits E & Masquelin H (eds): *II Taller del Precámbrico del Uruguay*, Montevideo.
- Oyhantçabal P, Spoturno J & Heimann A (2000): *Rocas y minerales industriales de Uruguay*, pp. 411-430 de *Rocas y minerales industriales de Iberoamérica*. Instituto Tecnológico Geominero. Madrid.
- Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. DINAMIGE-M.I.E.M. 90 pp. Montevideo.
- Serra N (1943): *Memoria explicativa del mapa geológico del Departamento de Colonia*. Instituto Geológico del Uruguay, Bol. Nº 30, 47 pp. Montevideo.
- Theune C & Vaz N (1979) : *Estudio geoeconómico del pedregullo, balasto y arena que abastecen Montevideo*. En: *Estudio geoeconómico de los áridos para la construcción en Montevideo (producción, reservas, nuevos yacimientos)*. Informe interno DINAMIGE, 14 pp (1981). Montevideo.
- Walther K (1919): *Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República O. del Uruguay*. Revista del Instituto Nacional de Agronomía, 2ª Serie, Nº 3. 186 pp. Montevideo.

CALIZAS DEL QUEGUAY: GÉNESIS Y POTENCIAL ECONÓMICO

Gerardo Veroslavsky y Héctor de Santa Ana

LAS ROCAS CALCÁREAS Y SILÍCEAS QUE GENÉRICAMENTE SE denominan *Calizas del Queguay* poseen interés desde varios puntos de vista:

- *arqueológico*: las propiedades físicas de algunas de sus litologías permitieron su uso como raspadores, puntas de flechas o elementos de corte a los nativos que habitaban estas tierras antes de la llegada de los españoles;
- *geológico*: su estudio ha motivado numerosas especulaciones desde larga data, a cargo –entre otros– del oriental Dámaso A. Larrañaga,¹ del inglés Charles Darwin,² y del pionero de nuestra geología, Karl Walther;
- *paleontológico*: contienen fósiles de poco más de 60 millones de años entre los que se encuentran gasterópodos, nidos de insectos, semillas y raíces;

1. El tomo III de la serie *Escritos de Don Dámaso Antonio Larrañaga* incluye el *Diario del viaje desde Montevideo al pueblo de Paysandú*; en la página 53 del tomo se lee uno de sus apuntes geológicos: “Día 6 de junio [...] pasé a observar con más cuidado la posesión que está situada sobre una pequeña colina de piedra de cal, o más bien de un mármol color carne, muy compacto con fractura conconquide, bordes muy cortantes y algo transparentes. Creo admita un buen pulido y que más abajo haya piezas mayores, pues las de arriba están todas horadadas y cuarteadas en bancon pequeños como se dejan ver sobre la barranca del arroyuelo que está cerca de la casa [...]”.
2. Darwin visitó en 1833 el Cerro de los Claveles, una pequeña elevación que se destaca en el paisaje, muy próximo a la desembocadura del Arroyo Perico Flaco en el Río Negro. En ese cerro se levanta un monumento que le rinde homenaje al naturalista, sitio elegido por Karl Walther al quedar impresionado por las notas del joven inglés sobre las rocas de esa región. En un pasaje de *Geological observations on South America* (1846; capítulo IV, pág. 101) y refiriéndose a las rocas que vio en su viaje entre Mercedes y el Arroyo Perico Flaco, Darwin señaló: “In western Banda Oriental [...] tertiary strata there were volcanic eruptions, much siliceous and lime were precipitated from solution, coarse conglomerates were formed...”. Hoy sabemos que no existe una relación temporo-espacial entre las erupciones volcánicas y el origen de estas rocas sedimentarias, pero Darwin sugiere que tanto la sílice como los niveles calcáreos serían el resultado de precipitación de soluciones. (Martínez & Veroslavsky 2000). (*N. de los A.*)

- *geográfico*: la resistencia que ofrecen las rocas calcáreas al paso del río Queguay condiciona el desarrollo de meandros y saltos de agua que, surcados por el monte de galería, brinda uno de los más bellos paisajes del país;
- *económico*: desde la época colonial las calizas fueron quemadas en primitivos hornos para la fabricación de cal a ambos márgenes del río Uruguay.³

A partir de 1970, ante la necesidad de emprender las grandes obras de infraestructura física binacional en el río Uruguay (*e.g.* los puentes de Fray Bentos–Puerto Unzué y Paysandú–Colón o la represa de Salto Grande), las calizas constituyeron la fuente de materia prima principal para la elaboración de cemento en la región.

Por último, los niveles silíceos multicolores (*e.g.* “rojos carne”⁴) que se intercalan y recortan a las rocas calcáreas, resultan en una roca de una belleza excepcional, susceptible al corte, torneado y pulido, que tal vez no ha merecido la atención necesaria por parte de los artesanos de la piedra.

3. “*Algunas leguas al norte de Paysandú hay dos hornos de cal de calidad muy mediocre...*” “*Alcanzamos muy pronto la antigua aldea de San José, arruinada por los portugueses durante la ocupación de la Banda Oriental [1817-1825], y después la Calera de Barquín, sobre la orilla de Entre Ríos, casi en frente de San José*”. Las dos frases citadas pertenecen al libro de Arsène Isabelle *Voyage à Buenos-Ayres et à Porto-Alègre, par la Banda-Oriental, Les Missions d'Uruguay et la Province de Rio Grande do Sul de 1830 à 1834* (1835). El francés Isabelle (1807-1888), viajero, naturalista, diplomático, comerciante y periodista, llegó a Uruguay en 1830 y casi de inmediato inició su viaje por Argentina, Brasil y Uruguay; aquí participó en 1837 en la primera excursión científica del recién creado Museo de Historia Natural, junto con Bernardo P. Berro (1803-1868, sobrino de Dámaso Larrañaga y futuro presidente de Uruguay en 1860-1864) y Teodoro Vilardebó (1803-1857); en el Herbario del Museo se conservan plantas colectadas por él en 1838-1839. En cuanto a la Calera de Barquín, toma su nombre de Manuel Antonio Barquín, enviado por Pedro de Cevallos (primer virrey español en el Río de la Plata) para controlar e impedir los movimientos de avance de portugueses por la margen derecha del río Uruguay; Barquín fundó en la década de 1780 una fábrica de cal (uno de los primeros centros industriales de Entre Ríos) para abastecer la construcción de casas y edificios en Montevideo y Buenos Aires; y unos kilómetros más al interior, una hacienda autosuficiente que producía todo lo necesario para el mantenimiento de la fábrica y la manutención de sus trabajadores; las ruinas de lo que fue la calera se encuentran sobre la costa entrerriana –unos 55 kilómetros al norte de Colón– y allí pueden verse restos de dos hornos para la elaboración de cal viva, un embarcadero, y restos de viviendas cuyo sótano se comunica mediante túneles con el río Uruguay.

4. Los términos silíceos (*chert*) adquieren variados colores en función de pequeñas impurezas en su interior. En el caso de las Calizas del Queguay, los colores van desde blancos, incoloros, grises a rojos intensos. En 1930, Karl Walther en *Sedimentos gelíticos y clastogelíticos del Cretácico superior y Terciario uruguayos* denominó *carneolitas* a aquellas variedades rojas muy intensas. Proviene de *carneola*, variedad traslúcida de calcedonia de color naranja rojizo a rojo intenso, también conocida como *corneliana*, y a la que antiguamente se le atribuían propiedades medicinales, como por ejemplo detener hemorragias) (*N. de los A.*)

El objetivo de este capítulo es discutir las principales características de las *Calizas del Queguay*, su génesis y sus facies, así como presentar su potencial económico como fuente de materia prima para la elaboración de cemento en la región del litoral Oeste de Uruguay. A este respecto, los depósitos calcáreos ofrecen ventajas económicas y ambientales para su explotación frente a otros de la región sureste del país. Asimismo, su situación geográfica con relación a los principales centros de consumo y en crecimiento (provincias argentinas de Misiones, Corrientes, Entre Ríos y Buenos Aires; Rio Grande do Sul) hacen de Paysandú un potencial polo cementero a nivel regional.

ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Las *Calizas del Queguay* se distribuyen en puntos muy diversos de Uruguay, pero sus mejores exposiciones se hallan en el norte del departamento de Paysandú, en el valle inferior y medio del río Queguay. Éstas poseen una marcada identidad litológica que permite su fácil reconocimiento en el campo. Se trata de calizas blancas a blanquecinas, macizas, arenosas y brechosas,⁵ a las que se asocian niveles silíceos incoloros o de variados colores: blancos, rojos, hasta grises muy oscuros. Todo ese conjunto se dispone en bancos y lentes de potencias muy variables, alcanzando espesores próximos a los 20 metros. Otro de los caracteres distintivos de la unidad es la íntima relación carbonato de calcio–sílice en todas las exposiciones.

Desde sus primeros trabajos, Lambert (1939, 1940) advirtió sobre las diversas relaciones estratigráficas de estas rocas con otras unidades geológicas. Esto lo llevó a postular la existencia de varias generaciones de calizas lacustres, de similar aspecto, pero con edades que irían desde el Cretácico al Terciario Temprano. Posteriormente, el conocimiento sobre la distribución en superficie y relaciones estratigráficas se amplió sustancialmente con los aportes de Serra (1945), Jones (1956) y Bossi *et al.* (1975).

En la mayoría de los casos, las *Calizas del Queguay* están asociadas a las sedimentitas neocretácicas que se reúnen en la Formación Mercedes. Las relaciones espaciales de las rocas calcáreas con otras unidades geológicas de Uruguay han sido actualizadas por Goso (1999) y Goso & Perea (2003).

5. E. Kilt acuñó en 1934 el término “calcáreos brechosos” para las rocas calcáreas que se desarrollan en la provincia de Entre Ríos, en su extremo oriental y entre las localidades de Concepción del Uruguay hasta Colón. Cordini (1946) las reúne dentro de los calcáreos de origen químico-clástico de la provincia de Entre Ríos, y comunica que estos calcáreos se presentan en la perforación Yerúa entre los 83 a 109,7 metros. (*N. de los A.*)

La prospección de calizas: importancia del modelo genético

El establecimiento de un modelo genético-interpretativo para caracterizar la evolución y estructura geológica de una determinada región es un requisito previo e indispensable para cualquier emprendimiento exploratorio con base científica. Por esa razón, la dilucidación del modelo genético de las *Calizas del Queguay* es el elemento primario y básico para determinar su potencial mineral como materia prima para el cemento.

Tradicionalmente, como se señaló, las calizas fueron consideradas de origen lacustre por Lambert (1939, 1940), criterio seguido luego en la literatura geológica hasta que Veroslavsky *et al.* (1996) propusieron para las de la región del río Queguay una génesis asociada a la actuación de enérgicos procesos epigenéticos de carbonatación y silicificación. Los mismos fueron controlados por fuertes lineamientos (regionales y locales) y por las características petrofísicas de la roca huésped (textura, porosidad y permeabilidad). Sucesivas contribuciones (Veroslavsky *et al.* 1997a; Goso 1999; Tófalo *et al.* 2001; Tófalo & Pazos 2002; y Goso & Perea 2003) permitieron ajustar el modelo.

Por otra parte, Martínez *et al.* (1997) propusieron que los procesos epigenéticos que originaron las calcretas y silcretas ocurrieron durante el Paleoceno, basándose en la edad de los fósiles hallados en los paleosuelos calcosilíceos que también forman parte de las *Calizas del Queguay* (*vide* Capítulo III). A esta evidencia debe sumársele el reconocimiento de la sucesión temporal de los eventos epigenéticos del Terciario Temprano, es decir, que los procesos de carbonatación-silicificación afectaron, y por lo tanto resultan posteriores, a los procesos de ferruginización y formación de paleosuelos ferralíticos fosilíferos (“Geosuelo del Palacio” de Goso 1999).

Fundamentos para el modelo genético

Es oportuno reseñar la línea de razonamiento que llevó a descartar un origen lacustre para estos depósitos calcáreos. Los antecedentes sobre las *Calizas del Queguay* indicaban la existencia de un fuerte control estructural regional E-O en el desarrollo de los depósitos calcáreos (Lambert 1940), así como su carácter sincrónico con la depositación de la Formación Mercedes debido a sus relaciones de interdigitación (Bossi *et al.* 1975). Un detalle no menor debía ser considerado al momento de presentar un modelo genético para las calizas: la evidencia paleontológica que indicaba una edad Terciaria.

En los relevamientos de campo se constató que las relaciones espaciales de las facies carbonáticas con las facies siliciclásticas adyacentes eran diversas y complejas. Los pasajes laterales y verticales eran desde abruptos hasta graduales y se constató que las relaciones de “interdigitación” se daban desde la base hasta el tope de la Formación Mercedes.

Esas relaciones entre los términos carbonáticos y siliciclásticos, fundamentalmente cuando ocurría entre las facies carbonáticas micríticas y las facies conglomerádicas a areno-conglomerádicas siliciclásticas, no resultaban coherentes con los arreglos de facies que consagraban los modelos estratigráficos “tradicionales” para la sedimentación carbonática continental (*vide* Kelts & Hsü 1978; Collinson 1986; Scholle *et al.* 1983). De una forma general, la depositación de carbonatos en lagos ocurre en dos contextos ambientales contrastantes: a) sedimentación carbonática y evaporítica en lagos salinos y playas de regiones áridas, y b) sedimentación carbonática en lagos de agua dulce o salobre de zonas húmedas. En el primer caso, las rocas calcáreas aparecen asociadas a depósitos evaporíticos (yeso, halita, carnalita, etc.), situación que no se constata en Queguay. En el segundo caso, la precipitación de carbonatos ocurre en un medio alcalino, con calcio y magnesio como cationes principales y saturados respecto al carbonato de calcio, y donde no tiene lugar precipitación de evaporitas (Anadón 1989). Las *Calizas del Queguay* casi no tienen magnesio.

Los aspectos texturales eran también controversiales. La micrita calcárea mostraba clastos de cuarzo y feldespato de tamaño variable “flotando” en la masa carbonática. Inclusive se analizó la posibilidad de explicar este fenómeno por la actuación de flujos suspensivos detríticos que ingresaran a los cuerpos lacustres (algo así como un flujo turbidítico en aguas someras). Varias fueron las observaciones a diferentes escalas que permitieron abandonar la idea de asociar la génesis de las *Calizas del Queguay* a las zonas distales de los sistemas de tipo *playa-lake* o meramente lacustres.⁶ Sin embargo, las relaciones de “interdigitación” no permitían dejar de lado aun el sincronismo entre la depositación de las rocas calcáreas y de las distintas facies siliciclásticas que componen la Formación Mercedes.

Se pensó en otro modelo de sedimentación que contemplara esas relaciones de facies: áreas proximales de un sistema aluvial. Se analizó la po-

6. *Playa-lake* designa a la parte más distal de una cuenca intermontana o bolsón, la que con frecuencia está inundada originando cuerpos de agua (de geometrías y tamaños variables) por la llegada de agua de las zonas elevadas próximas. Los sedimentos que se originan en esa región son, en general, arcillas, evaporitas, margas, coloides, etc. (*N. de los A.*)

sibilidad de que, bajo situaciones paleogeográficas particulares, ocurrieran condiciones de represamiento de agua en los escenarios de coalescencia de lóbulos de un sistema aluvial (interlóbulos proximales).

Bajo esta última hipótesis, el represamiento de agua en zonas de interlóbulos configuraría un escenario de pequeños cuerpos de agua relativamente calmos, necesario para permitir la depositación de las rocas calcáreas micríticas. Esto suponía un aporte, por infiltración, de aguas ricas en carbonatos y bajo condiciones climáticas áridas/semiáridas. Esta situación paleogeográfica hipotética serviría además para explicar, por un lado, los fuertes controles estructurales que se constatan en la región del río Queguay para el desarrollo de los depósitos calcáreos. Por otra parte, explicaría algunas de las características texturales observadas en las calizas macizas, como la existencia de abundante cantidad de clastos de cuarzo y feldespatos dispersos y flotando en esa matriz calcárea (¿aporte eólico?).

Otra interrogante presente en el análisis era cómo explicar, dada la presencia de bancos de calizas desde la base al tope de la Formación Mercedes, la inexistencia de clastos calcáreos en un sistema fluvio-aluvial que supone alta energía y la canibalización constante de sus propios depósitos. Varios elementos descartaban también este modelo de sedimentación. En particular, las características texturales de las calizas, el fuerte desarreglo de facies entre un sistema fluvial y otro supuestamente lacustre, así como la imposibilidad de establecer una correlación lógica de los calcáreos que aparecen en subsuelo a pesar de contar con una importante cantidad de perforaciones rasas en el área del Yacimiento Queguay.

Observaciones de campo y subsuelo, acompañadas con mapas de detalle, petrografía microscópica, análisis de “estructuras sedimentarias relictuales” y afectación de varios tipos de protolitos sedimentarios, permitieron descartar el origen depositacional de la mayoría de los cuerpos calcáreos. Alternativamente, se postuló que se trata de calcretas de aguas subterráneas y calcretas pedogénicas asociadas a silcretas pedogénicas y de aguas subsuperficiales.

Evidencias del proceso de calcretización son, entre otras: el reemplazo y/o la transformación de elementos clásticos silíceos pre-existentes por carbonato, el relleno de espacios intergranulares por carbonato, la presencia de figuras de corrosión y disolución de la fracción clástica original, la reprecipitación de sílice, la interdigitación carbonato-sílice, la gradación entre los términos siliciclásticos y calcáreos por aumento creciente de carbonato, la preservación parcial o total del protolito siliciclástico englobado por el carbonato de calcio

(Lámina XXII), así como la preservación parcial de geometrías depositacionales asociadas a los sistemas fluviales (facies de barras y canales y facies de planicies de inundación).

En ese esquema, el Alto del Queguay, de dirección general E–O, jugó un rol preponderante y primario en el control de todo el proceso de calcretización regional. Al igual que con las calcretas asociadas al desarrollo del Alto de Santa Rosa en la Cuenca Santa Lucía (calcretas de Sauce Solo, departamento de Canelones), en esta región el Alto del Queguay controló el paleodrenaje de las aguas ricas en carbonato, particularmente haciendo elevar el nivel del freático local y por lo tanto, favoreciendo los procesos de desgasificación de dióxido de carbono, evapotranspiración y evaporación (Goudie 1983).

En realidad, el Alto del Queguay forma parte del flanco Norte de una importante estructura regional, el denominado Alto Paysandú–Colón,⁷ el que configura una anomalía gravimétrica positiva regional. A este control E–O regional se le suma la actuación de los lineamientos y fallas NE, y en menor medida NO, que afectando al Alto del Queguay favorecieron también la acumulación de los carbonatos.

Todo este proceso se generó bajo un clima árido y cálido durante el Terciario Temprano, mientras que la fuente química para el enriquecimiento de las aguas freáticas circulantes puede estar relacionada a la proximidad de los basaltos cretácicos y/o el propio basamento cristalino.

Resultó explicable bajo ese modelo el contenido fosilífero de edad Terciaria así como su invariable posición estratigráfica en las *Calizas del Queguay* (los niveles silíceo-carbonáticos fosilíferos coronan las sedimentitas cretácicas o unidades más antiguas, constituyendo niveles de paleosuelos). Las relaciones de interdigitación deben ser consideradas de intercalación y describen de mejor forma no sólo las relaciones existentes entre las *Calizas del Queguay* y la Formación Mercedes sino también, en forma coherente, otras unidades como Asencio, Guichón y Cerrezuelo (*vide* Goso & Perea 2003). Son particularmente interesantes también las relaciones observadas entre los términos calcosilíceos y los basaltos de Arapey o el propio basamento cristalino (*e.g.* las pequeñas caleras situadas al norte de Trinidad o al sur de Solís de Mataojo, respectivamente).

7. La perforación Colón en la provincia de Entre Ríos no atravesó sedimentitas paleozoicas. Los basaltos mesozoicos se apoyan directamente sobre el basamento cristalino (Jorge Montaña, comunicación personal). (*N. de los A.*)

Existen varias secciones aflorantes que resultan muy buenos ejemplos de la actuación de estos enérgicos procesos de calcetización-silcretización. Entre otros, es de destacar el afloramiento del Cerro de los Claveles, en cuya base se observan “verdaderos mármoles” de tipo “sacaroi-de” alojados en el interior de los depósitos de canal (areno-conglomerádicos siliciclásticos) de la Formación Mercedes.⁸ Otro ejemplo es el del Parque Nacional El Palmar (provincia de Entre Ríos), donde las calcetas asociadas a la Formación Puerto Yeruá (Tófalo & Pazos 2002) muestran nidos de insectos rojizos en posición de vida y englobados por la masa calcárea (Goso & Perea 2003).⁹ Por último, los “retazos finos” y “parches” de areniscas siliciclásticas preservadas en el interior de los bancos calcáreos en muchas de las canteras que se explotan a lo largo de la ruta 26 (cerca del cruce con la ruta 3 en el departamento de Paysandú) son otras “estructuras preservadas” que pueden ser explicadas bajo la actuación de enérgicos procesos de calcetización (*vide* Goso & Perea 2003).

No se descarta que algunos niveles calcáreos, en forma más o menos restringida, puedan estar asociados a situaciones de encharcamientos vinculados, por ejemplo, a la irrupción en superficie del freático con aporte de carbonatos en zonas topográficamente deprimidas (*vide* Martínez *et al.* 2001).

EL CEMENTO

El cemento portland es un aglutinante que se obtiene por la pulverización del *clinker*. Este último es el resultado de la calcinación, hasta la fusión incipiente, de una mezcla determinada de materiales calcáreos y arcillosos, al que luego se le adicionan otros componentes como yeso o agua.

El tratamiento primitivo de las rocas calcáreas para la elaboración de cal se resume a la calcinación de la misma y posterior hidratación con agua de lluvia. Las pirámides egipcias, que se construyeron con bloques calcáreos unidos con pastas de yeso y cal, representan uno de los registros más antiguos respecto al uso de dichas rocas.

8. En la base del Cerro de los Claveles, en el departamento de Soriano, se observa un notable ejemplo de lentes marmóreos “incluidos” en los canales fluviales conglomerádicos (siliciclásticos) de la Formación Mercedes. Muchos de los clastos mayores muestran figuras y formas corroídas por disolución de la sílice. Asimismo, en este lugar se observa la intercalación de delgados niveles de calizas en la sucesión arenosa siliciclástica, coronando el cerro un nivel carbonático-silíceo. (*N. de los A.*)

9. Se trata de nidos de himenópteros y coleópteros construidos sobre una arenisca ferrificada y que han sido estudiado en detalle en el territorio uruguayo asociados al “Geosuelo del Palacio” (*vide* Capítulo VIII). (*N. de los A.*)

El legado de los egipcios pasó a los helenos y luego a los romanos.¹⁰ Fueron estos últimos los que elaboraron un “cemento” similar al que se conoce actualmente, pero su “fórmula” se habría perdido durante buena parte de la Edad Media. Durante el Renacimiento se “redescubrió” el uso del cemento aunque, a pesar de las grandes obras de ingeniería y arquitectura de esa época, nos ha llegado muy poca información sobre cómo se elaboraba antes del siglo XVIII.¹¹

Uno de los primeros en estudiar las propiedades hidráulicas de diferentes tipos de cementos fue John Smeaton: en 1756 se le encomendó una solución a los continuos desmoronamientos del faro de Eddystone (frente a Plymouth en Inglaterra). Smeaton elaboró un tipo de cemento especial que logró soportar una importante columna de agua y sus embates, y así reconstruyó el faro.¹² En 1824, el rey George IV otorgó una patente al inglés Joseph Aspdin, quien presentó una fórmula de cemento –muy parecida a la actual– a partir de la calcinación de un calcáreo arcilloso.¹³

-
10. Las grandes pirámides de Egipto son de la 4ª Dinastía (2575-2465 a.C.). Mucho más tarde las civilizaciones helenas, y desde el siglo III a.C. la romana, fueron pioneras en el empleo de cemento en la construcción como aditivo químico. Filósofos como el ateniense Xenofon (430-355 a.C.) y el latino Marcus Porcius Cato (234-149 a.C.) mencionan hornos donde se quemaba la piedra caliza. El uso medicinal de soluciones saturadas en calcio es citado por el botánico y farmacólogo grecorromano Pedanio Dioskorides (40-90 d.C.). Además de su uso por los romanos en la construcción de grandes edificios y templos de mármol, es reconocido en tiempos de Cristo el empleo de las rocas calcáreas en la agricultura. Durante la Edad Media se construyeron grandes palacios en roca caliza por toda Europa, sobre todo en Francia y España. Las rocas calcáreas también se usaron con otros fines: por ejemplo, los ingleses en guerra con Francia arrojaban cal para cegar a su oponente. Asimismo, varios literatos como los ingleses Layamon (principios del siglo XIII) y William Shakespeare (1564-1623) las mencionan frecuentemente en prosas y ensayos. Alquimistas europeos de la Edad Media elaboraban jabones en base a carbonato de potasio y cal.
 11. En la historia de la cultura europea occidental, el término *Renacimiento* designa un período en los siglos XV y XVI en que, tras el redescubrimiento de antiguos libros grecolatinos, un fuerte racionalismo empezó a dominar el pensamiento filosófico y artístico, iniciando un alejamiento de la exclusiva visión religiosa cristiana que las clases dirigentes habían impulsado y defendido entre los siglos VIII y XIV. Ese cambio fue estimulado por las burguesías más ricas de entonces (sobre todo en la península itálica, en los países flamencos, en algunos estados germánicos) que protegieron y financiaron a numerosos escritores, filósofos y artistas. Allí nace lo que históricamente se llama Edad Moderna y surge, por cierto, la ciencia moderna: en 1543 Mikołaj Kopernik se anima a publicar su visión heliocéntrica del universo, opuesta a la “verdad” oficial y religiosa del geocentrismo vigente e indiscutido durante los catorce siglos precedentes.
 12. Smeaton (1724-1792) se interesó en instrumentos matemáticos, y sus aportes al respecto le merecieron en 1753 la membresía de la Royal Society. Al año siguiente, un viaje a los Países Bajos lo decidió por la ingeniería. Fue, al parecer, el primer ingeniero que se autodefinió como “civil”, para diferenciarse de los ingenieros militares. En 1771 fundó la Society of Civil Engineers.
 13. Aspdin era albañil; patentó una mezcla de calizas, sílice, hierro, alúmina, yeso y óxido de magnesio, que, al ser hidratada, se convertía en una masa pétreo: el “cemento portland”, nombre que le adjudicó por su parecido con el color de la piedra de la isla de Portland (en el Canal de la Mancha al sur de Weymouth, en Dorset).

Algunos datos sobre la elaboración del cemento

En la fabricación de una tonelada de cemento portland son necesarios: a) 1330 kilogramos de roca calcárea, b) 330 kilogramos de arcilla o peleta arcillosa, y c) 40 kilogramos de yeso. Composicionalmente, el *clinker* encierra cuatro constituyentes principales: el silicato tricálcico $(\text{CaO})_3\text{SiO}_2$, el silicato bicálcico $(\text{CaO})_2\text{SiO}_2$, el aluminato tricálcico $(\text{CaO})_3\text{Al}_2\text{O}_3$ y el hierro-aluminio-tetracálcico $(\text{CaO})_4(\text{Al}_2\text{O}_3)(\text{Fe}_2\text{O}_3)$. Asimismo, se encuentran pequeñas cantidades de cal libre (CaO) y de magnesio, éste bajo la forma cristalina de la periclasa (MgO) o sustituyendo parcialmente al Ca en los aluminatos y silicatos. De una forma general, el material calcáreo suministra todo el óxido de calcio mientras que la arcilla aporta la sílice, el óxido de aluminio y el óxido de hierro para la formación de los constituyentes mencionados. La calcinación de esos materiales se realiza en horno rotativo y a temperaturas no inferiores a los 1300 °C. El yeso (CaSO_4) es un componente que se agrega al *clinker* en la molienda final y tiene la finalidad de retardar el tiempo de fraguado del cemento.

La clasificación del cemento portland, en líneas generales, se puede dividir en dos grandes grupos: i) los cementos portland blancos y grises, y ii) los cementos portland con adiciones.

Las calizas como materia prima

La roca calcárea constituye la materia prima fundamental en el proceso de elaboración del cemento. El término “roca calcárea” hacía referencia, originalmente, a cualquier roca que tuviese calcio en su composición. En la actualidad, se define a una roca calcárea en función de su porcentaje de carbonatos, el cual debe ser superior al 50% del peso total.

La clasificación de las rocas calcáreas difiere según el criterio adoptado y es lo que justifica que existan diferentes formas de designar a la misma roca. Existe una variedad de propiedades o elementos a tener en cuenta para su clasificación: color, tamaño de grano o de cristal, composición, textura-fábrica, fósiles y proporción de carbonatos son las más difundidas. Conforme a ello se ha establecido, en la literatura geológica, un conjunto de nomenclaturas genéricas, descriptivas y genéticas.

Desde el punto de vista exploratorio, una de las clasificaciones de rocas carbonáticas más adecuada es la que utiliza los porcentajes mínimos y

máximos de carbonatos totales, de carbonatos de calcio y de magnesio. Esa clasificación se expone en la Fig. 1 y tiene particular utilidad en la definición de las rocas calcáreas para la elaboración de cemento.

10%		50%		90%	
Caliza	Caliza dolomítica	Dolomía calcítica	Dolomía		
0		Mg		100%	

Figura 1 – Clasificación de rocas carbonáticas.

Según el contenido creciente de carbonato de magnesio. Tomado de Tucker & Wright (1990).

Los requerimientos generales de las rocas calcáreas para su empleo como materia prima en la fabricación de cemento hacen que se eleve el porcentaje citado en la definición sedimentológica a un *mínimo* de 75% de CaCO_3 y un *máximo* de 5% de MgCO_3 . Sin embargo, el límite máximo de Mg puede ser más elástico en función de las características del conjunto de materias primas disponibles en torno a una planta industrial.¹⁴ Entra en esta consideración la posibilidad de mezcla de materias primas para alcanzar los módulos químicos exigidos en el proceso industrial. Por esta razón, el máximo de carbonato de magnesio en una roca con fines cementeros puede tener cierta flexibilidad y ser levemente superior. Los términos utilizados más comúnmente son:

- *Roca calcárea calcítica*. Contiene un mínimo de 95% de carbonato de calcio y hasta 5% de carbonato de magnesio y/o 5% de componentes no carbonáticos. Una roca de este tipo está en condiciones de satisfacer las industrias de: cales puras, fundentes, azúcar, raciones de animales, jabón, papel, productos agrícolas y puede convertirse en piedra correctiva en la industria del cemento para adicionar a otras de mayor contenido de carbonato de magnesio.¹⁵

14. Cuando la cantidad de MgO es superior al 5% en el *clinker*, el cemento puede resultar expansivo. Se debe este fenómeno a que el MgO en pequeña proporción en el sistema $\text{SiO}_2\text{-CaO-Al}_2\text{O}_3$ no reacciona durante la “clinkerización” permaneciendo como MgO. Este óxido reacciona con el agua con un importante retraso, incluso de meses, con respecto al fraguado y endurecimiento. Esta reacción es semejante a la hidrólisis del CaO (exotérmica) y da lugar a un importante aumento del volumen produciendo la expansión y rotura del aglomerante fraguado. (N. de los A.)

15. Para detalles sobre tecnología y diferentes usos de rocas carbonáticas se recomienda el texto *Chemistry and technology of lime and limestone* de Robert S. Boynton (1980). (N. de los A.)

- *Roca calcárea tipo "cementero"*. Contiene como mínimo 90% de carbonatos, un máximo de 8-6% de carbonato de magnesio y hasta un 10% de componentes no carbonáticos. Este tipo de roca es la que suele denominarse calcáreo de tipo portland en la nomenclatura utilizada en la industria de cemento brasileña. Rocas con estas características pueden utilizarse para fundente de escoria, fundente y estabilizante en la industria del vidrio, como componente básico en la fabricación de cemento y en la fabricación de cerámica blanca, entre otros usos.
- *Roca calcárea magnesiana* es una roca que contiene como mínimo 75% de carbonatos, con un máximo de carbonato de magnesio de 35%, y hasta 25% de elementos no carbonáticos, mientras que una *dolomía* es una roca calcárea con más de 35% de carbonato de magnesio y es utilizada en la industria de la cerámica, vidrio y en composiciones especiales en la industria de la siderurgia. De una forma general, tanto el calcáreo magnesiano como la dolomía son utilizados en industrias menos exigentes.

LOS RECURSOS CALCÁREOS DE LA REGIÓN DEL RÍO QUEGUAY

Los niveles calcáreos y silíceos que se desarrollan en la región del Queguay se distribuyen más o menos alineados al curso del río homónimo, el cual muestra un control regional E-O (Figs. 2 y 3). Los lentes y bancos calcáreos presentan excelentes exposiciones en frentes de canteras y barrancas que se extienden sobre varios de los cursos de agua de la región. Las principales canteras son las de ANCAP en Vichadero y Queguay, y las de White, Fiorelli y Cascada del Queguay. Los cuerpos calcáreos presentan geometrías variables, pero es en esta región donde se presentan en bancos de espesores métricos (hasta 20 metros) e importante continuidad lateral.

Los bancos calcáreos, como fue señalado, están asociados a las sedimentitas siliciclásticas de la Formación Mercedes (para mayores detalles *vide* Goso & Perea 2003). Esta última consiste en una sucesión de estratos arenoconglomerádicos, conglomerádicos, arenosos y pelíticos,¹⁶ de tonalida-

16. Con relación a los bancos de pelitas arcillosas que se asocian lateralmente a las margas y calizas en la cantera de Vichadero y que al SO afloran sobre el margen izquierdo del río Queguay, se destaca la presencia de palygorskita (Medina *et al.* 1978). Es una arcilla donde el Mg ocupa posiciones dominantes de la estructura octaédrica. En los últimos años creció el interés en su exploración, debido a sus múltiples usos en la industria química, petrolera, médica, agrícola, etc. (para mayores detalles *vide* Singer & Galan 1984). (*N. de los A.*)

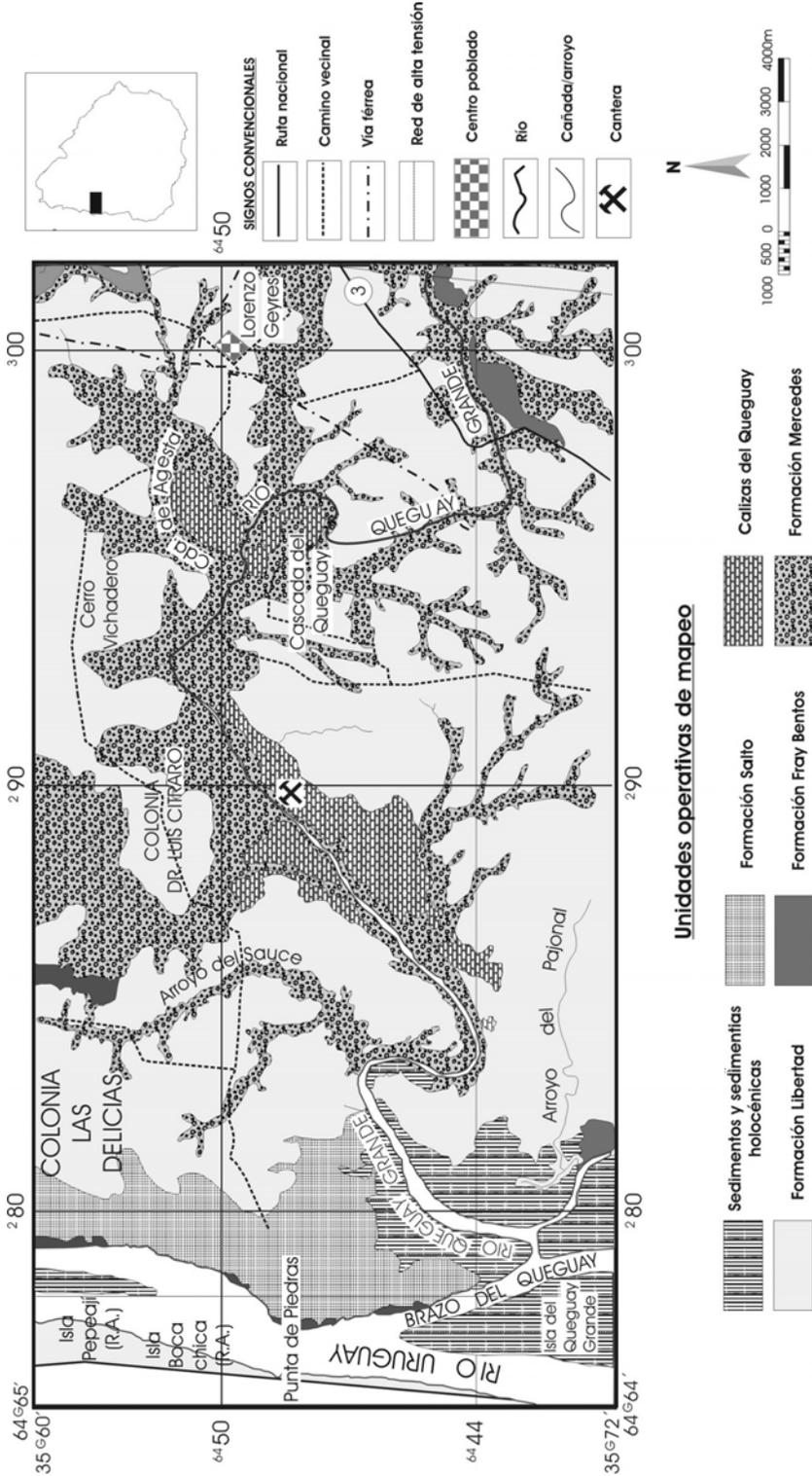


Figura 2 – Rocas carboníferas al Oeste de Lorenzo Geyres. Región de Queguay. Corresponde a los prospectos mineros del denominado Sector Oeste.

des blanquecinas a rojizas, con estratificación cruzada planar y acanalada, geometrías canalizadas y estratos tabulares constituidos por la amalgama de barras que se acuñan rápidamente en la lateral. El origen continental y fluvial de la Formación Mercedes, así como su edad Cretácico Tardío, no ha merecido mayores discusiones. Algunas secciones en la región del Queguay pueden ser interpretadas como ríos implantados en un sistema aluvial (*e.g.* los afloramientos del cruce de la ruta 26 y el Arroyo Soto, lateralmente asociados a depósitos calcáreos).

Calizas del Queguay: facies, génesis y materia prima

A partir de las secciones estratigráficas y cortes geológicos realizados fue posible definir un conjunto de facies para la región del Queguay. Las facies siliciclásticas asociadas con poco o abundante cemento carbonático o inclusive silicificadas, no son consideradas aquí.

La Fig. 4 muestra dos cortes geológicos levantados en dos frentes de explotación de las canteras Vichadero (ANCAP) con apoyo de sondeos rasos. Ambas permiten observar las relaciones espaciales entre las facies calcáreas así como también la arquitectura y geometría de los distintos cuerpos rocosos.

Facies de calizas macizas

Son calizas de color blanco a crema, a veces grisáceo, esencialmente micríticas y que conforman cuerpos estratiformes a lentiformes, en general de aproximadamente 15 metros de potencia. Presentan más de 80% de CaCO_3 llegando a valores muy próximos a 95% (Fig. 5) con proporciones variables de material siliciclástico primario y/o secundario silíceo (venas y venillas). Es muy común la presencia de pátinas y dendritas negruzcas de hierro y manganeso y cavidades rellenas de sílice o carbonato. Se preservan delgadas láminas de areniscas finas a medias, blancas y rojizas como “parches” englobados en la caliza y a veces láminas de arcillas rojizas en contacto brusco con la caliza.

Microscópicamente, el material calcáreo es predominantemente micrítico y, subordinadamente, esparítico. En la mayoría de los casos, el material micrítico se encuentra reemplazando, parcial o totalmente, los granos arenosos siliciclásticos, finos a muy finos. En las láminas delgadas se observan granos de arena fina a muy fina, cuarzosos y feldespáticos, flotando en la matriz micrítica. Los granos de arena presentan mayoritariamente sus bor-

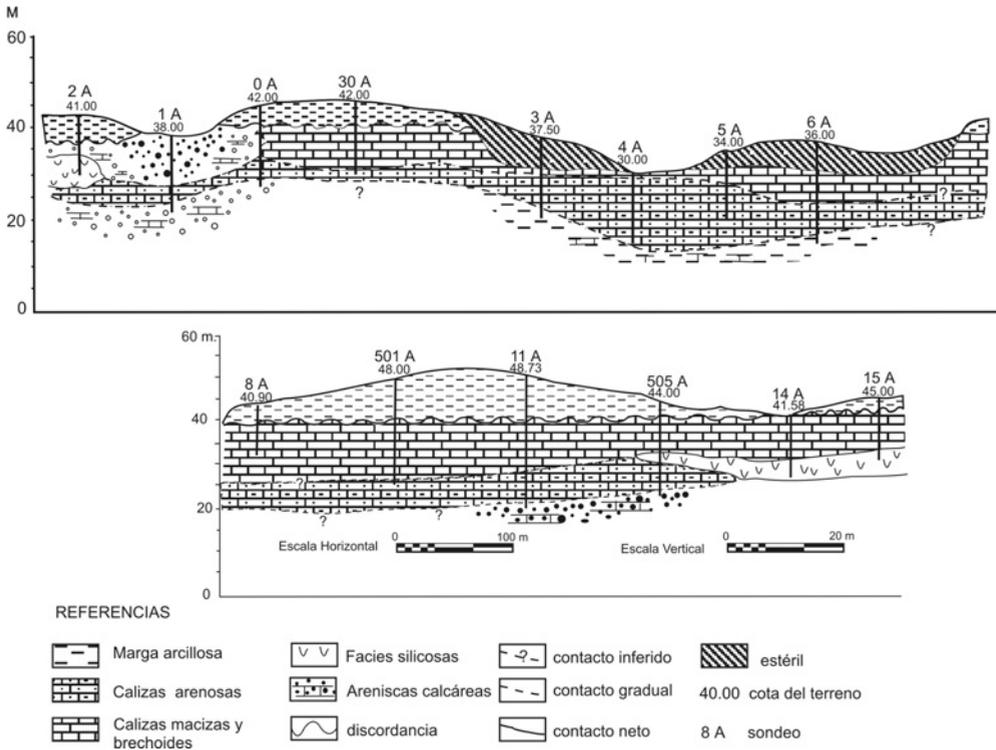


Figura 4 – Principales facies sedimentarias de las Calizas del Queguay. Cortes geológicos mostrando su distribución espacial.

Muestra	Titulación %CO ₃	CaO (%)	SiO ₂ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	SO ₃ (%)	K ₂ O (%)
1	88.7	48.49	7.45	0.67	0.68	1.18	0.08	0.03
2	93.9	51.17	4.45	0.44	0.38	0.96	0.08	0.00
3	94.6	51.74	3.90	0.35	0.26	0.95	0.08	0.00
4	88.9	48.55	8.12	0.39	0.52	1.17	0.08	0.03
5	90.7	49.78	6.56	0.37	0.42	1.13	0.08	0.02
6	91.8	50.20	5.86	0.33	0.36	1.09	0.08	0.02
7	92.0	50.25	5.98	0.30	0.34	1.11	0.08	0.01
8	93.6	50.96	4.73	0.27	0.24	1.03	0.08	0.01

Figura 5 – Análisis químico de “piedra caliza”.

Muestras obtenidas en el sector Oeste (Prospecto Arroyo Soto, vide Fig. 3); todas corresponden a la facies de calizas micríticas. Laboratorio de la División Portland de ANCAP-Paysandú. Determinación de carbonatos totales por valoración de ácido-base; composición química por espectroscopía de rayos X mediante espectrómetro Oxford X3000. No se incluyen datos de pérdida por calcinación ni el cálculo de módulos que lucen en el informe original.

des corroídos y reemplazados por carbonato de calcio. Es típico de esta facies la presencia de figuras de disolución afectando los contornos de los clastos mayores, mientras que el material esparítico, en la mayoría de los casos, ocupa los espacios intergranulares relictuales o corresponde a procesos de recristalización. La presencia de clastos de cuarzo en continuidad óptica recortados por venillas o parches de carbonato micrítico corrobora el carácter sustitutivo de su génesis.

Estos términos calcáreos son los más requeridos como materia prima para la fabricación de cemento (“caliza crema”) por su alto contenido de carbonato de calcio. Especialmente, esta facies se relaciona lateralmente con la de calizas arenosas (y areniscas calcáreas), hacia el tope en la vertical con la de calizas brechosas “laminadas”, y hacia la base, generalmente, con los niveles silíceos más potentes (e.g. cantera Vichadero).

Facies de calizas arenosas

Son calizas blancas a blanquecinas que presentan cantidades variables de granos de arena cuarzosa a cuarzo-feldespática, subordinadamente gravillosos, a veces conformando rocas muy silicificadas.

La facies de calizas arenosas muestra pasajes laterales claros con las de calizas macizas y calizas brechosas, bruscos y graduales. Asimismo, pasa lateralmente a areniscas con abundante cemento carbonático, a margas y a pelitas calcáreas de la Formación Mercedes. En general, los afloramientos permiten observar la preservación de figuras y geometrías de canal y barras que son consideradas relictuales del evento depositacional tractivo que originó el protolito.

Presentan más de un 50% de carbonato de calcio, el que ocupa totalmente los espacios intergranulares, observándose también una importante sustitución de elementos siliciclásticos por carbonato de calcio, que pasan local y gradualmente a calizas macizas y parches de carbonato casi puro.

Las figuras de disolución y corrosión que afectan parcialmente los clastos siliciclásticos son comunes de observar a nivel microscópico. A veces son fácilmente disgregables con material arenoso suelto, lo que ha permitido su denominación de “caliza terrosa” en la jerga de explotación.

Los que se explotan son los términos rocosos con más de 75% de carbonato de calcio que se encuentran asociados a las calizas macizas.

Facies de calizas brechosas “laminadas o estratificadas”

Son calizas brechosas (brechas intraformacionales), blanquecinas a grises, algo silíceas, a veces arenosas a arcillosas, y constituyen niveles o bancos de 2 a 3 metros de potencia, de buena continuidad lateral, que muestran una “pseudo-estratificación o laminación” irregular. Esta facies se asocia al tope a la facies de calizas macizas.

Microscópicamente, Tófaló *et al.* (2001) señalan que en esta facies el carbonato de calcio se introduce en el material hospedador, lo brecha y desplaza en sus partes, generando una serie de cristalarias de subesparita a esparita, acompañada por escasa proporción de micrita íntimamente asociada a material arcilloso, y donde además las cristalarias suelen estar recortadas por otras.

Coincidiendo con esos autores, las calcretas brechosas constituyen verdaderas brechas intraformacionales cuya génesis se liga a un ambiente diagenético vadoso, donde existe una alternancia entre condiciones de cementación y fracturación no tectónica que origina varios episodios de fragmentación, brechamiento y cementación.

Facies silíceas y calcosilíceas

Son niveles de sílex o *chert* de tipo estratificado, siendo el *chert* nodular subordinado. Conforman estratos delgados generalmente tabulares, si bien existen niveles lentiformes, destacándose dentro de las sucesiones calcáreas por sus coloraciones contrastantes y su resistencia a la erosión.

La potencia media de estos niveles es inferior al metro, aunque existen algunos cuerpos lentiformes que llegan a desarrollar espesores métricos y son explotados, por ejemplo, en las canteras próximas a la Cascada del Queguay.

Megascópicamente se presentan macizos, a veces con un leve bandeo, con tonalidades rojizas intensas, negras, blancas y blanquecinas. Al microscopio, la sílice presente es cuarzo y microcuarzo bien cristalizado, siendo subordinada la presencia de calcedonia (de hábito fibroso) y ópalo. La ocurrencia de lentes y/o bancos de *chert* se asocia directamente, como fuera señalado, a las calizas macizas y calizas arenosas. Se disponen intercalados, pudiéndose observar una ubicación preferencial hacia la base de estos términos, apareciendo también como brechas intraformacionales.

Principales prospectos de rocas calcáreas

Los trabajos realizados han permitido verificar que el desarrollo de los principales cuerpos calcáreos se vincula, en primer lugar, al control estructural que ejerce el Alto del Queguay (Fig. 6). En segundo lugar, se suman al menos otras dos situaciones geológicas, de carácter más localizado, que controlaron la eficiencia del proceso de calcetización y la acumulación de carbonato de calcio con interés económico.

Estas situaciones son: a) el control del proceso de calcetización por las características petrofísicas del protolito o “roca huésped” y b) la actuación de lineamientos y fallas de dirección NE y, subordinadamente, NO. Cuando estas situaciones se superponen, se desarrollan los principales prospectos de rocas calcáreas de la región de Queguay.

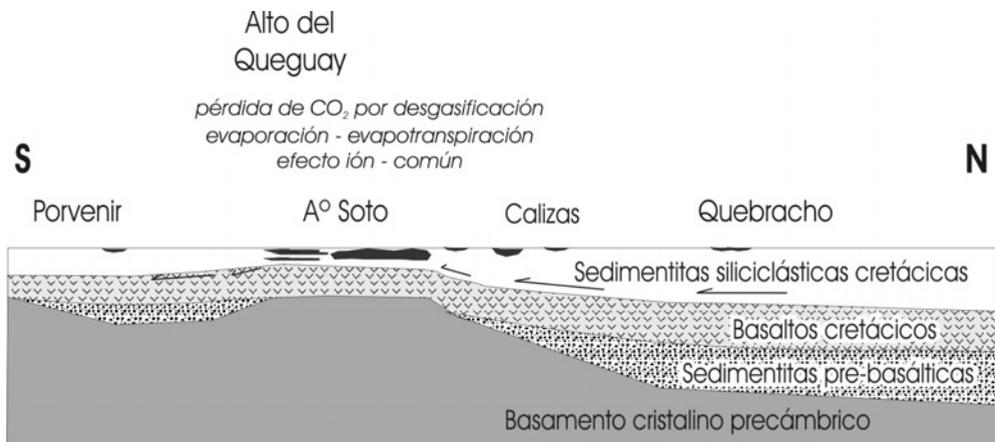


Figura 6 – Génesis de las calcretas de la región del Queguay.

Interpretación esquemática (sin escala) mostrando el mecanismo que controló la acumulación de carbonatos de calcio a lo largo de la dirección E-O. Basado en los ejemplos de Wright & Tucker (1991) y Da Silva et al. (1994).

Los controles estructurales con direcciones NE se hacen muy visibles hacia el curso inferior del río Queguay, así como en la geometría en planta de los depósitos de calizas. Es en esa región donde el patrón de drenaje del río Queguay es mixto, rectilíneo-meandrante (*straight-meandering*). Esa morfología de canal (Fig. 7) resulta de la influencia de factores alocíclicos y de fuerte componente geológico (litologías y fracturas). Hacia el curso inferior del río Queguay se observan tramos del canal muy rectilíneos en la di-

rección NE de 4, 9 y 10 kilómetros, y en la dirección NO entre 4 y 5 kilómetros. Con la ayuda de material fotográfico aéreo se definen lineamientos con longitudes de hasta 24 kilómetros, algunos de éstos, directamente vinculados a los principales prospectos calcáreos (Veroslavsky & de Santa Ana 2002).

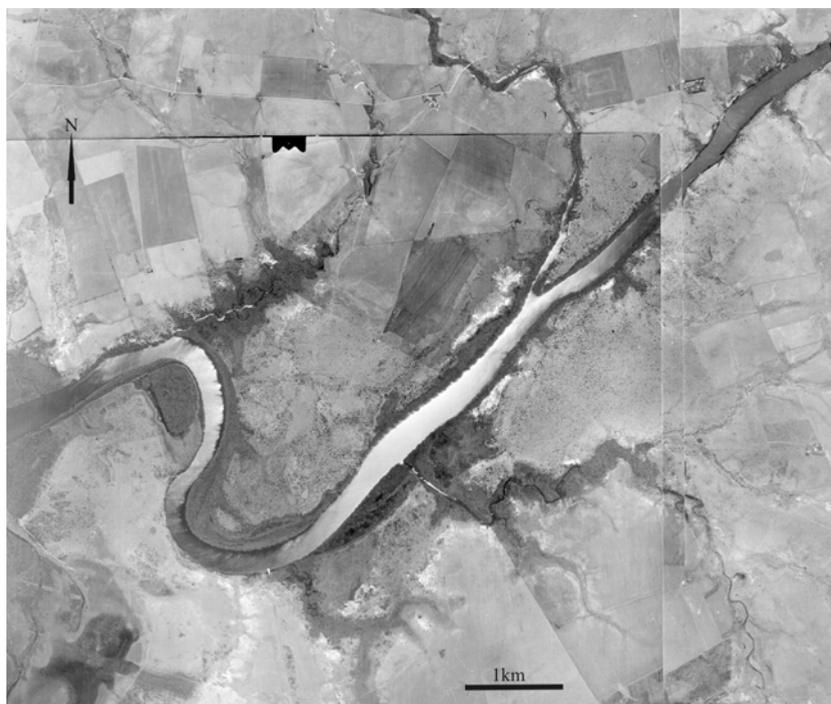


Figura 7 – Patrón del curso del río Queguay, de tipo rectilíneo–meandrante. Fotografía aérea. Esta morfología del canal resulta del control que ejercen las fallas, direcciones que a su vez jugaron anteriormente un papel fundamental en el control de la calcetización. Las fracturas afectando a los depósitos carbonáticos (vide mapa de la Fig. 3) pueden considerarse como una evidencia de la actuación de una tectónica resurgente durante el Cenozoico Tardío.

Se ha podido dividir las principales ocurrencias de rocas calcáreas en dos grandes áreas para el Queguay: el Sector Este (al E de la ruta 3) y el Sector Oeste (al O de la ruta 3) (vide Figs. 2 y 3).

El sector Este (Fig. 2) incluye el Yacimiento Queguay y los prospectos Arroyo Araújo y Arroyo Soto. El sector Oeste (Fig. 3) incluye dos prospectos mineros: Cascada del Queguay y Barra del Queguay. La Fig. 8 muestra las reservas de “piedra caliza” para cada uno de estos prospectos.

Sector	Áreas	toneladas
Este	Yacimiento Queguay	40 millones *
	Prospecto Arroyo Araújo	50 millones
	Prospecto Arroyo Soto	340 millones
Oeste	Prospecto Cascada del Queguay	30 millones
	Prospecto Barra del Queguay	150 millones

Figura 8 – *Estimación de reservas probables para la región del Queguay.*

** Para este yacimiento se trata de reservas probadas.*

Desde el punto de vista del potencial mineral, se debe considerar el cálculo de estimación de reservas probables para toda la región del Queguay, que oscila entre las 120.000 a 130.000 toneladas por hectárea (valor establecido a partir de los estudios de evaluación de reservas probadas en el Yacimiento Queguay de ANCAP); si se incluyen todos los prospectos definidos en la actualidad, se llega a un valor de algo más de 600 millones de toneladas. Las Figs. 9, 10 y 11 muestran la distribución de los cuerpos calcáreos, sus relaciones con otras unidades y los controles estructurales que operan sobre éstos.

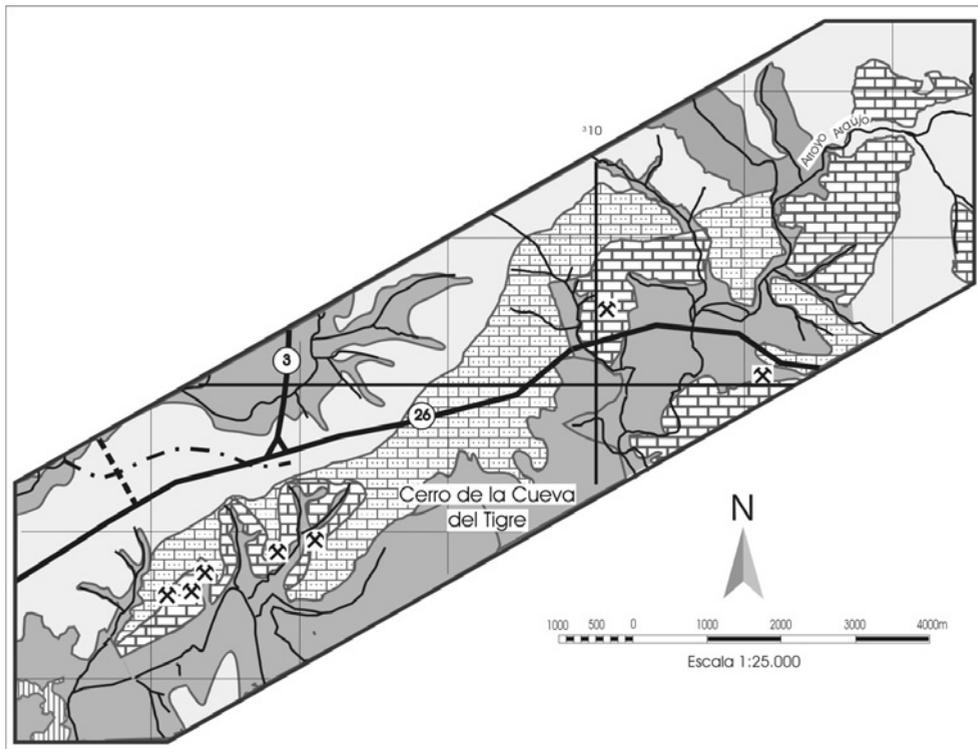


Figura 9 – *Mapa geológico parcial del prospecto Arroyo Soto.*

Referencias: idem Fig. 10. Nótese el control NE en el desarrollo de los cuerpos calcáreos.

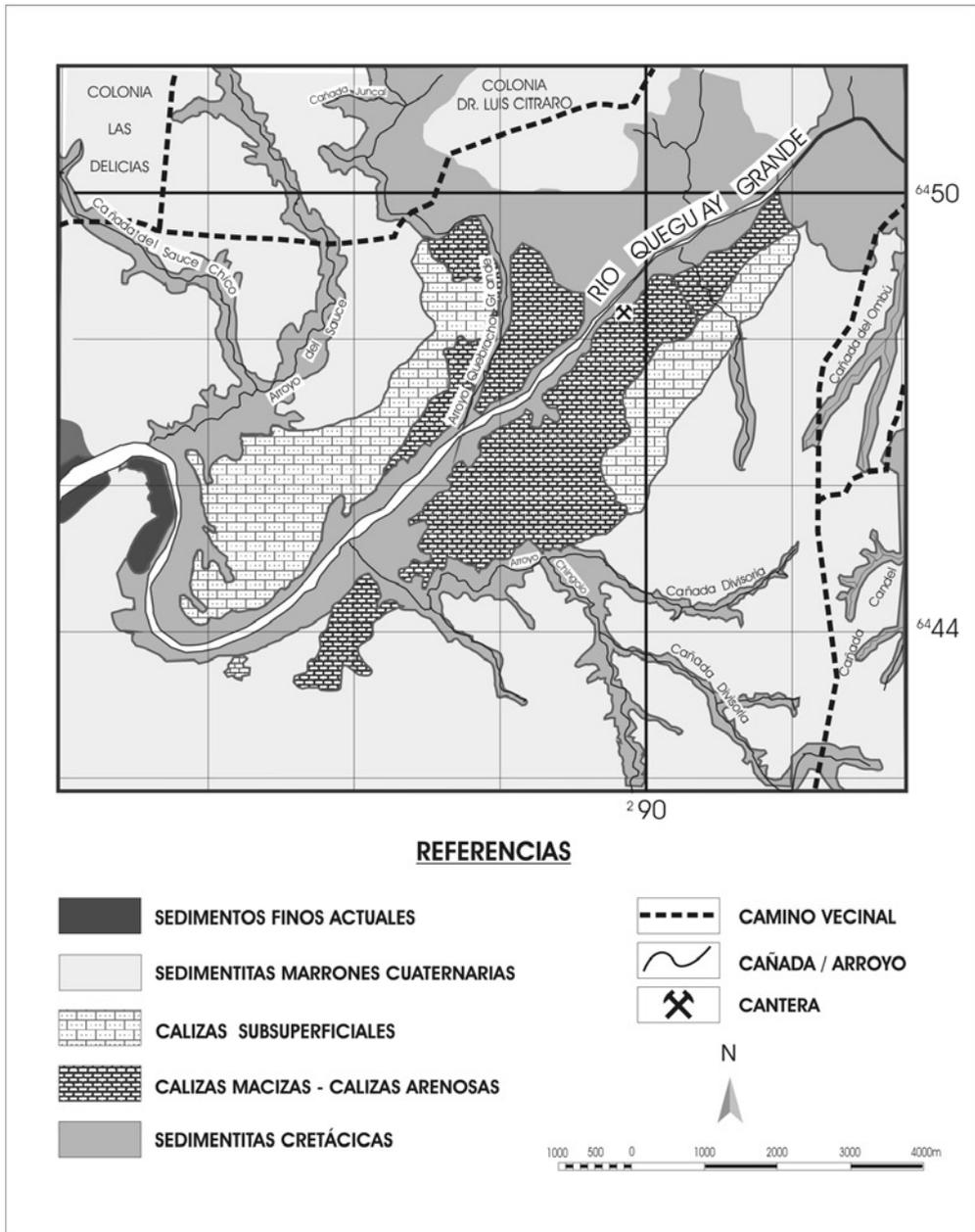


Figura 10 – Mapa geológico del prospecto Barra del Queguay. Se observa el control NE de los depósitos calcáreos.

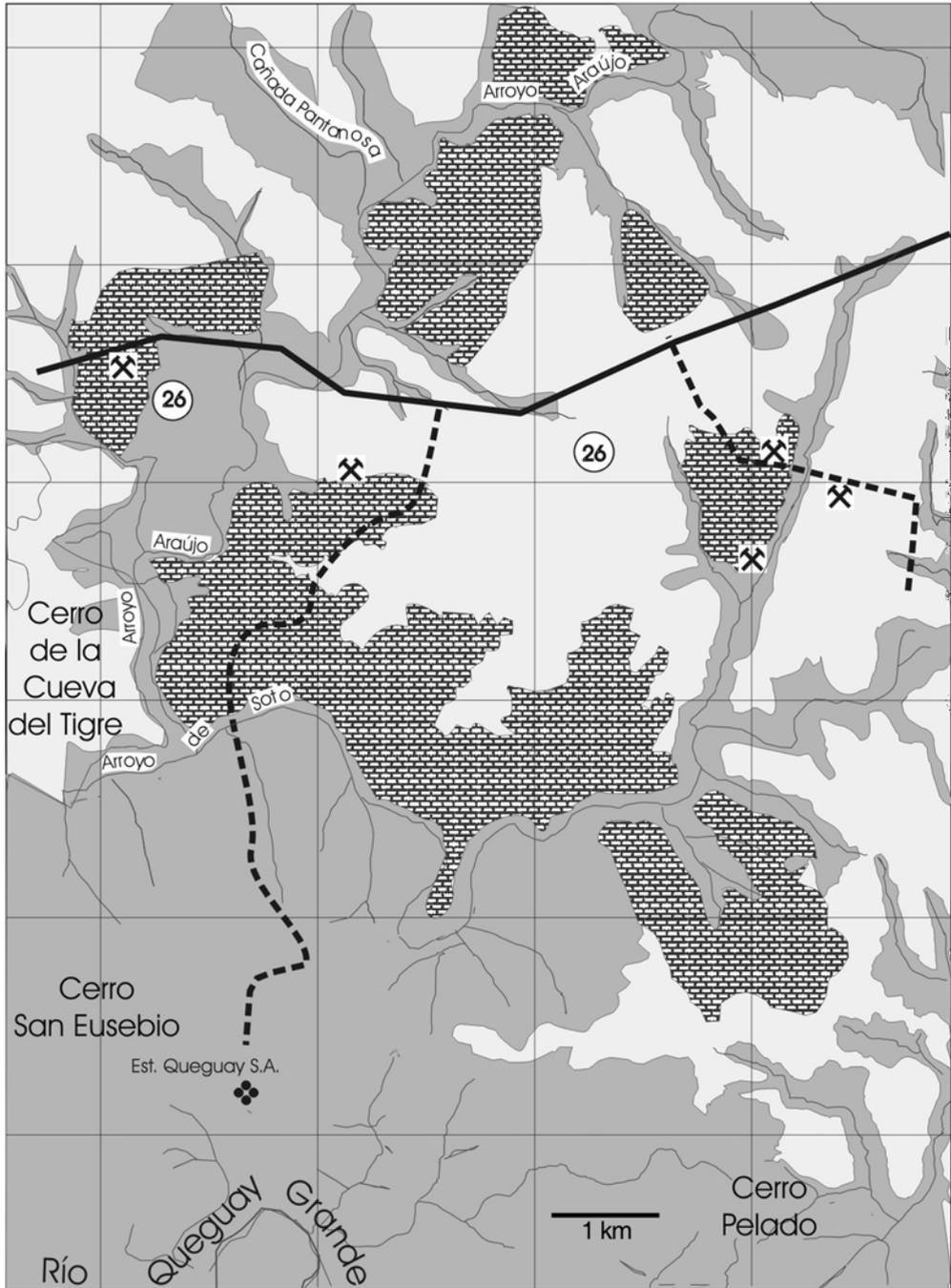


Figura 11 – Mapa geológico del prospecto Arroyo Araujo.
Referencias: idem Fig. 10.

PERSPECTIVAS PARA EL DESARROLLO DE UN POLO CEMENTERO EN PAYSANDÚ

La región del litoral Oeste de Uruguay posee una importancia estratégica para el desarrollo y redimensionamiento de la industria del cemento nacional. El actual conocimiento geológico y minero sumado al enorme potencial de mercado regional permiten resaltar la importancia de la región del Queguay.

Es una zona que presenta ventajas desde el punto de vista geológico-minero, ambiental, económico y logístico para el futuro desarrollo de un polo cementero a escala regional. Lo anterior resulta de considerar:

- a) Las grandes áreas de calizas sedimentarias biminerales ($\text{CaCO}_3 - \text{SiO}_2$), pobres en magnesio, con reservas probadas del orden de decenas de millones de toneladas y reservas probables superiores a las seis centenas de millones de toneladas;
- b) Una buena condición geológico-minera en relación al carácter “estratiforme” de los bancos calcáreos, con mediano espesor, buena continuidad lateral, relativamente baja dureza del material y escasa o nula cubierta de estéril. Este conjunto de características hace que los costos operativos mineros sean sustancialmente más bajos que los de la región de Lavalleja;
- c) Las condiciones para la restauración ambiental de las áreas explotadas, en función de las características de los yacimientos calcáreos, permiten minimizar los costos. Además, la actividad minera en los principales prospectos de la región del Queguay presenta una nula o casi nula conflictividad con el resto de las actividades económicas de la región. No ocurre así con las áreas de explotación de las canteras en los alrededores de Minas;
- d) La localización de algunos depósitos calcáreos, susceptibles de ser explotados a gran escala, ofrece además la posibilidad de canalizar el transporte de la piedra caliza, *clinker* o cemento por vía fluvial (barcazas). El mismo es perfectamente viable a través de los ríos Queguay y Uruguay, directamente hasta los principales centros de producción y de consumo actual y potencial;

- e) La situación geográfica, en virtud del mercado regional (centro-norte de Uruguay, Mesopotamia argentina y la región centro-sur de Rio Grande do Sul) reúne un área de importante crecimiento económico, poblacional y con una infraestructura física relevante.

Actualmente, la única planta de cemento en la región es de ANCAP y está situada en la ciudad de Paysandú. La misma consiste de dos hornos que funcionan por vía seca, utiliza gas natural como fuente de energía y posee una capacidad instalada de 240.000 toneladas /año.

El redimensionamiento de la industria del cemento deberá tener en cuenta el potencial mercado regional e interno, el conocimiento riguroso de las reservas que soporten un proyecto de inversión y los costos operativos a nivel internacional. Para alcanzar esos costos, se debe visualizar una unidad productiva (planta – yacimiento) con capacidad superior a las 500.000 toneladas/año. Es lógico pensar que dicha unidad productiva deba estar situada en el epicentro de los principales yacimientos de rocas calcáreas de la región del río Queguay.

Agradecimientos

A los colegas paulistas Vicente Fulfaro, Roberto Saad y Mario Lincoln de C. Etchebehere con quienes hemos disfrutado y aprendido discutiendo el origen de las *Calizas del Queguay y Ponte Alta*.

Bibliografía

- Anadón P (1989): *Lagos*, pp. 219-270 de Arche A (coord.): *Sedimentología*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- Bossi J, Ferrando L, Fernández A, Elizalde G, Morales H, Ledesma J, Carballo E, Medina E, Ford I & Montaña J (1975): *Carta Geológica del Uruguay (1:1.000.000)*. Dirección de Suelos y Fertilizantes, Montevideo, 32pp.
- Boynton R (1980): *Chemistry and technology of lime and limestone* (2° ed.). John Wiley & Sons Inc., New York, 578pp.
- Carlisle D (1983): *Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcretes*, pp.185-195 de Wilson RC (ed.): *Residual deposits*, Geological Society, Londres.
- Collinson JD (1986): *Alluvial sediments*. In: Reading, HG (ed.) *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 20-62.
- Cordini R (1946): *Nota sobre los calcáreos de la provincia de Entre Ríos (República Argentina)*. En: *Anais do 2° Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geologia*. Vol II: 297-313, Petrópolis – Brasil.
- Da Silva R, Etchebere MLC & Saad RA (1994): *Groundwater calcretes: uma interpretação alternativa para os calcários da Formação Marília no triângulo mineiro*. Boletim do 3° Simposio sobre o Cretáceo do Brasil, Unesp, São Pedro: 85-89.
- Darwin C (1846). *Geological observations on South America, being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832-1836*. Smith, Elder & Co., Londres, 276 pp.
- de Santa Ana H (1989): *Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte del Uruguay*. Boletín Técnico Arpel 18 (4): 319-339.
- de Santa Ana H & Veroslavsky G (2000): *Panorama de la industria del cemento en el MERCOSUR y sus perspectivas en el Uruguay*. Revista GeoUruguay 4: 96-116.
- Goso C (1999): *Análise estratigráfica do Grupo Paysandú (Cretáceo) na Bacia do Litoral Uruguai*. Tese de Doutorado IGCE-UNESP. Rio Claro, 184pp.
- Goso C & Perea D (2003): *El Cretácito post-basáltico de la Cuenca litoral del río Uruguay: geología y paleontología*, pp. 141-169 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.): *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales – Mesozoico*. DI.R.A.C.–Facultad de Ciencias, Montevideo.
- Goso H (1965): *El Cenozoico en el Uruguay*. Instituto Geológico del Uruguay (informe interno mecanografiado), Montevideo, 36 pp.
- Goso H & Bossi J (1966): *Cenozoico*, pp. 259-301 de Bossi J: *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo.
- Goudie AS (1983): *Calcrete*, pp.93-131 de Goudie AS & Pye K (eds.): *Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment*. Academic Press, London–New York.
- Jones GH (1956): *Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del departamento de Canelones*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 34: 1-193.
- Kelts K & Hsü KJ (1978): *Freshwater carbonate sedimentation*, pp. 295-323 de Lerman A (ed.): *Lakes, chemistry, geology, physics*. Springer Verlag, New York.
- Lambert R (1939): *Memoria explicativa del mapa geológico de los terrenos sedimentarios y las rocas efusivas del Depto. de Durazno*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 25: 1-37.
- Lambert R (1940): *Memoria explicativa de un mapa geológico de reconocimiento del Depto. de Paysandú y los alrededores de Salto*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 27: 1-41.

- Martínez S & Veroslavsky G (2000): *Darwin, la geología y el Uruguay*, pp. 81-99 de Altuna C & Ubilla M (eds.): *El prisma de la evolución*. D.I.R.A.C.-Facultad de Ciencias, Montevideo.
- Martínez S, Veroslavsky G & Verde M (1997): *Asociaciones fosilíferas paleocenas en paleosuelos calcáreos de la Cuenca de Santa Lucía – Uruguay*, Revista Brasileira de Geociências 27(3): 295-302.
- Martínez S, Veroslavsky G & Verde M (2001): *Paleoecología de los paleosuelos calcáreos fosilíferos (Calizas del Queguay – Paleoceno) de las regiones sur y litoral oeste del Uruguay*. Actas XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología (versión CD), SUG – DINAMIGE, Montevideo.
- Medina N, Papaleo C & Martres R (1978): *Palygorskita del yacimiento ANCAP de calizas del Queguay, Paysandú - Uruguay*. Informe de investigación del Centro de Investigaciones Tecnológicas de ANCAP, 16pp.
- Milnes AR (1992): *Calcretes*, pp. 309-347 de Martini IP & Chesworth W (eds.): *Weathering, soils & paleosols*. Elsevier, Amsterdam.
- Naylor H, Turner P, Vaughan D & Falliak A (1989): *The cherty rock Elgin: a petrographic and isotopic study of Permo-Triassic calcrete*. Geological Journal 24 (3): 205-222.
- Scholle P, Bebout D & Moore C (1983): *Carbonate depositional environments*. American Association Petroleum Geologists, Memoir 33, 708 pp.
- Serra N (1945): *Mapa geológico del Departamento de Soriano*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 32: 1-42.
- Singer A & Galan E (eds.) (1984): *Paligorskite- sepiolite: occurrences, genesis and uses*. Elsevier, Amsterdam, 352pp.
- Tófaló OR (1986): *Depósitos clásticos y carbonáticos del Cretácico Superior, Formación Puerto Yerúa, Entre Ríos*. 1ª Reunión Argentina de Sedimentología, La Plata, p. 201-204.
- Tófaló OR & Pazos PJ (2002): *Caracterización de calcretes de la Formación Puerto Yerúa (Cretácico) en base a su micromorfología (Entre Ríos, Argentina)*. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 9 (2): 127-134.
- Tófaló OR, Pazos PJ & Fazio A (1999): *Silcretas pedogénicas y de aguas subterráneas en la Formación Mercedes (Cretácico Superior), Uruguay*. XIV Congreso Geológico Argentino, AGA, Actas, Salta, p.74-75.
- Tófaló OR, Pazos PJ, Sánchez L, de Santa Ana H & Alonso S (2001): *Caracterización micromorfológica de calcretes, Calizas del Queguay, departamento Paysandú, Uruguay*. XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología, Actas CD Rom, SUG – DINAMIGE, Montevideo.
- Tucker ME & Wright VP (1990): *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482pp.
- Veroslavsky G & de Santa Ana H (2002): *Controles estructurales del curso del río Queguay, Departamento de Paysandú: implicancia en la prospección de los recursos calcáreos para la industria del cemento (Calizas del Queguay)*. II Jornadas Uruguayas sobre el Cenozoico, SUG – Facultad de Ciencias, Actas: 88-91, Montevideo.
- Veroslavsky G, de Santa Ana H, Goso C & González S (1996): *Calcretas y silcretas de la región del Queguay - Uruguay (Cretácico Superior-Paleógeno)*. Boletim do 4º Simpósio do Cretáceo do Brasil, UNESP - Rio Claro, Brasil: 277-281.
- Veroslavsky G, de Santa Ana H, Goso C & González S (1997a): *Calcretas y silcretas de la región oeste de Uruguay (Queguay): Cuenca de Paraná (Cretácico Superior - Terciario Inferior)*. Geociências 16 (1): 58-67.
- Veroslavsky G & Martínez S (1996): *Registros no depositacionales del Paleoceno-Eoceno del Uruguay: nuevo enfoque para viejos problemas*. Revista da Universidade de Guelphos, Série Geociências, 1(3): 32-41.

- Veroslavsky G, Martínez S & de Santa Ana H (1997b): *Calcretas de aguas subterráneas y pedogénicas: génesis de los depósitos carbonáticos de la Cuenca de Santa Lucía, sur del Uruguay (Cretácico Superior? – Paleógeno)*. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 4 (1): 25-35.
- Walker R & James NP (eds.) (1994): *Facies models*. Geological Association of Canada, Ontario, 409 pp.
- Walther K (1930): *Sedimentos gelíticos y clastogelíticos del Cretácico Superior y Terciario uruguayos. Observaciones referentes a algunos productos de desintegración moderna del país*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay 13: 1-94.
- Wright VP & Tucker ME (1991): *Calcretes: an introduction*, en Wright VP & Tucker ME (eds.): *Calcretes*. International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, Oxford, Reprint Series, 2: 1-22.

MEDIO AMBIENTE, RIESGOS GEOLÓGICOS Y LOS REGISTROS CENOZOICOS DE URUGUAY

César Goso Aguilar y Héctor Goso

EL MEDIO AMBIENTE ES EL RESULTADO DE LA INTERACCIÓN de un conjunto diverso y complejo de procesos que se producen entre el medio físico, el medio biótico y el medio socio-económico (o cultural). En este capítulo solamente se presentarán los aspectos geológicos relacionados a unidades cenozoicas, que representan situaciones que afectan al medio físico.

Desde la óptica de la geología aplicada al medio ambiente (Geología Ambiental),¹ se presentarán aquellas situaciones consideradas riesgos geológicos, entendiéndose como tal a aquellos eventos, procesos o situaciones, que tienen lugar en el medio geológico y que pueden producir perjuicios o daños al medio ambiente.

Los riesgos geológicos son parte de un amplio espectro de riesgos ambientales, entre los que se encuentran también los tecnológicos (contaminación) y los sociales (e.g.: guerras). Asimismo, los riesgos geológicos pueden dividirse según provengan del ciclo profundo o superficial, en endógenos (volcanes, sismos) y exógenos (deslizamientos, erosión, inundaciones) (Ogura & Soares 2000).

1. *Geología Ambiental*: término que se refiere particularmente a las relaciones de la Geología con las actividades humanas. Es una disciplina aplicada de la Geología en la gestión de problemas ambientales, al servicio del equilibrio de las relaciones entre las actividades humanas y el medio físico. También aparece como Geología de Ingeniería y Medio Ambiente, y en su estatuto la *International Association of Engineering Geology* (IAEG, 1992) la define como “la ciencia dedicada a la investigación, estudio y solución de problemas de ingeniería y medio ambiente, producto de la interacción entre los procesos geológicos y las actividades humanas, como así también, a la previsión y desarrollo de medidas preventivas o recuperadoras de accidentes geológicos”. (N. de los A.)

Asociado a los depósitos cenozoicos tanto transportados como residuales, particularmente en función de sus características litológicas (sedimentos más o menos friables) y del lugar geográfico de exposición, existe una serie de aspectos ambientales:

- Pérdidas de suelos por erosión hídrica laminar y encauzada
- Erosión-deslizamientos y sedimentación litoral y fluvial
- Modificaciones del medio por la actividad antrópica
- Anegamientos e inundaciones
- Suelos expansivos y asentamiento de suelos

Pérdidas de suelos por erosión hídrica laminar y encauzada

Dependiendo de la forma del escurrimiento a lo largo de las vertientes, se desarrollan dos tipos de erosión: laminar, con escurrimiento difuso del agua que resulta en la remoción progresiva y uniforme superficial del suelo; y encauzada, debida a la concentración del flujo, resultando en incisiones en la superficie del terreno, en forma de surcos que pueden evolucionar a cárcavas (Salomão & Iwasa 1995).

Para el estudio de la erosión laminar importa conocer particularmente, los índices de erosividad de la lluvia y erodibilidad, así como los índices relativos a largo de la ladera, pendiente del terreno, al uso y manejo del suelo y a la práctica conservacionista.

En los estudios de erosión encauzada es fundamental conocer el régimen de lluvias y las variaciones del nivel freático, ya que éstas pueden inducir al desarrollo de erosión interna.

Si bien tanto la erosión laminar como la encauzada tienen lugar naturalmente, la incidencia humana ha sido determinante en muchos casos, particularmente en lo que refiere al uso y manejo de los suelos.

Es frecuente observar cárcavas de diferente desarrollo en materiales cenozoicos, particularmente en sedimentos arenosos de las formaciones Chuy, Raigón y Camacho, así como en sedimentos pelíticos de las formaciones Libertad y Dolores. En estos casos se producen surcos en los sedimentos que pueden alcanzar profundidades importantes, expresándose como cárcavas. La mayor profundización de las cárcavas tiene lugar, particularmente cuando la erosión afecta a sedimentos esencialmente granulares (arenosos) o cuando ellos son alcanzados, luego de erosionarse sedimentos pelíticos yux-

tapuestos más o menos cohesivos. Estas situaciones se dan en el Sur del país, en áreas donde afloran las formaciones Camacho, Raigón y Chuy, o cuando éstas presentan un escaso recubrimiento de la Formación Libertad. Es posible observar numerosos ejemplos de cárcavas, particularmente en el Sur y Este del país (ver Lámina XXIII A-B).

Acosta & Crosara (1987) presentan los resultados de experiencias de forestación para el control de cárcavas realizadas en los departamentos de Maldonado y Rocha, utilizando diferentes especies forestales. Según estos autores, esa herramienta es útil pero no suficiente y debe ser complementada con otros controles, como por ejemplo la llegada del agua, el tapizado de los bordes activos, entre otros.

Trabajos tendientes a evaluar en nuestro país las pérdidas de suelos por erosión hídrica han sido y son realizados por técnicos del Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca. En particular, el Proyecto N° 41 (Sganga 2000) tiene como objetivo conocer la magnitud de la erosión, la tasa de crecimiento y desarrollar técnicas de uso y manejo del suelo, a efectos de su recuperación para uso productivo. Algunos resultados indican que la erosión en cárcavas o escalones existe en todo el país, y muestran que los avances en sus cabeceras de las cárcavas varían de 1,40 cm/mes en Brunosoles a 2.36 cm/mes en Planosoles. Por su parte, Victora *et al.* (2000) estudiaron las pérdidas de suelo por erosión hídrica, basados en simulaciones realizadas en diferentes áreas del país. En la Fig. 1 están referidos los resultados de este estudio en suelos de unidades terciarias y cuaternarias.

Localidad	Tipo de Suelo	Pérdida de Suelo (t/há/año)
La Estanzuela	Brunosol	4,4
Cañada Nieto	Brunosol	25,2
Anchorena	Argisol	13,9
La Laguna	Brunosol	21,9

Figura 1 – Pérdidas de suelo en simulaciones de erosión hídrica realizadas sobre unidades cenozoicas.

Fuente: Victora et al. (2000)

A su vez, relacionado a este tipo de erosión hídrica, es de señalar además la perspectiva de ocurrencia de deslizamientos asociados a arenas sueltas (no densificadas), como por ejemplo, el producido en Punta del Dia-

blo en febrero de 1997 y que provocó el recubrimiento de un número importante de viviendas ubicadas en el pie de las dunas.

Erosión-deslizamientos y sedimentación litoral y fluvial

En las costas platense y atlántica (más de 220 km y 450 km, respectivamente), los procesos litorales se caracterizan por ser bastante complejos, ya que interactúan erosión-deslizamientos y sedimentación, y confluyen en ellos elementos continentales y litorales en la regulación de la dinámica costera. Situaciones similares –aunque de menor envergadura– se dan en grandes espejos de agua naturales (Laguna Merín, lagunas litorales de Rocha y Maldonado) y artificiales (represas de Rincón de Bonete, Palmar y Baygorria).

En esas costas son numerosos los casos de riesgos geológicos que se verifican. Así por ejemplo, se tiene el retroceso –ante la erosión litoral– de los acantilados, con la consiguiente pérdida de territorio, a lo que en muchas circunstancias se asocia la pérdida de viviendas, caminos, monumentos, etc.; o el avance de dunas hacia el continente con la casi inutilización de terrenos (campos arables o para pasturas) y la potencial pérdida de viviendas y caminos.

También, ocurren procesos de erosión-deslizamiento y sedimentación en los cursos fluviales, particularmente como producto de crecidas generadas por intensas lluvias o inducidas por el manejo de embalses.

Procesos litorales

Entre los procesos litorales y sus efectos en la costa, es posible distinguir entre los que son generados por el oleaje, por los vientos y por las corrientes.

La erosión generada por las olas que provoca el retroceso de los acantilados, da lugar a un importante riesgo geológico, determinado por la pérdida de sustento de la parte superior de los acantilados, al actuar el oleaje directamente en los sedimentos de la base. Debido a esta circunstancia, particularmente sobre sedimentos escasamente consolidados de las formaciones Camacho, Raigón, Chuy, Libertad y Dolores, se produce el deslizamiento de porciones importantes, que la acción posterior desagrega en tamaños menores, dando lugar finalmente a clastos individuales. En sedimentos no consolidados de la Formación Villa Soriano y el Reciente y Actual, en acantilados

de menor altura, el fenómeno tiende a desagregarlos directamente. Este conjunto de situaciones se verifica en varias localidades de los departamentos de Colonia, San José, Canelones, Maldonado y Rocha. En la Lámina XXIII C-D se ilustran los efectos de un temporal en 1923 sobre la rambla costanera Sur de Montevideo.

La acción del viento se efectiviza particularmente sobre las dunas del Reciente y Actual, cuya dinámica (dunas vivas) determina un riesgo geológico en el retrabajo de las mismas y en el avance hacia el continente recubriendo campos, viviendas y caminos, ante la falta de previsión. Esta situación se da particularmente a lo largo de toda la costa platense-atlántica.

El efecto de las corrientes, en la acción de erosión y sedimentación actual, da lugar a un riesgo geológico determinado por la generación de espigas que desplazan la desembocadura de los cursos de agua, e incluso los cierran, o erosionan playas, determinando alteraciones trascendentes de la costa.

Los siguientes son algunos ejemplos de los riesgos geológicos determinados por los distintos procesos costeros (platense-atlántico).

- Un ejemplo bien conocido es el desmoronamiento de los acantilados en el Balneario Villa Argentina (a 45 km de Montevideo, en el Dpto. de Canelones) con el derrumbe de la construcción conocida como “El Águila”. La conformación geológica de esa zona muestra la sucesión en 15 metros de altura desde la base, de sedimentos pleistocénicos arenosos, friables, de la Formación Chuy, sobre los que se apoyan depósitos areno-arcillosos marrones de la Formación Dolores y arenosos del Reciente y Actual (dunas). Esta emblemática construcción –considerada patrimonio cultural de la ciudad de Atlántida– comenzó a construirse a comienzos de la década de 1940 y se inauguró en 1945, sobre acantilado a unos 40 metros del borde en aquel entonces. Esa construcción, que inicialmente iba a ser un santuario en una caverna y que resultó en una vivienda a la que se le agregó la cabeza de un águila en el techo (Lámina XXIII E), estuvo afectada por la erosión litoral durante casi 60 años. Actualmente, muestra los efectos de ese proceso erosivo. Si bien la construcción de espigones de unos 40 metros de longitud pudo haber reducido parcialmente los efectos de la erosión litoral, puede constatarse por referencias en planos de la época, que el avance del mar (o retroceso del terreno) en dicho punto y en ese lapso ha promediado unos 0,60 m/año, aproximadamente. Parte de los restos de la vivienda se encuentran derrumbados en el talud, estando lo que resta de la cabeza expuesto al riesgo de nuevos derrumbes (Lámina XXIII F). Se

prevé iniciar una obra de protección de la barranca, que consistirá en la utilización de gaviones para contener los embates del oleaje.²

- En localidades del departamento de San José (Arazatí, Kiyú, Mauricio y Ordeig) se ha verificado el retroceso de acantilados; este proceso erosivo alcanzará en el futuro más o menos próximo, a la rambla y construcciones allí presentes. En esas localidades, los sedimentos cenozoicos involucrados integran a parte de las formaciones Camacho, Raigón, Libertad y Dolores.
- En la rambla construida junto al borde de los acantilados en la zona de Las Vegas – La Floresta (departamento de Canelones), los depósitos que sufren la acción erosiva son en parte los pelíticos pertenecientes a la Formación Libertad (base de la barranca) y principalmente los suprayacentes arcillosos y arenosos de la Formación Chuy. A su vez, en esa localidad el complejo cuadro erosivo se completa con la pérdida de los sedimentos arenosos en la propia playa, que llevó a la construcción de espigones a fines de la década de 1970 (MTOPI 1979); en la actualidad ya están descalzados los dos ubicados al Oeste. Hacia fines de la década de 1960 existía en esa zona, a unos 300 m al Oeste del Hotel Casino, una reproducción de la estatua de la Victoria de Samotracia: actualmente está sepultada en la base del acantilado.³
- En las playas La Aguada y Costa Azul (departamento de Rocha) se han verificado otros ejemplos de erosión litoral, asociados a depósitos correspondientes al Reciente y Actual: edificaciones residenciales (viviendas, hotel) construidas en los médanos, han estado sometidas a la acción erosiva del océano. Allí es posible observar cómo las obras de infraestructura de contención instrumentadas por los propios damnificados (rocas, bolsas de arena y cemento, muros) no han conseguido detener el proceso, aunque lo hayan amortiguado.

2. *Gavión*: estructura en forma de caja rectangular, hecha con malla de alambre resistente a la corrosión y soldado eléctricamente en todas sus intersecciones. Es diseñado para ser relleno con trozos de roca, dando lugar a una unidad constructiva continua, de excelente presentación y sólida conformación, capaz de soportar la dinámica costera, el empuje de las masas de suelo, etc. Además, los espaciamientos o huecos entre los trozos de roca le dan a la construcción una permeabilidad que le permite drenar las filtraciones de agua por gravedad y así no dejar que cargas hidráulicas se desarrollen detrás de la pared de los gaviones. (*N. de los A.*)

3. La estatua original de la diosa alada helénica Nike (asimilada luego a la diosa romana Victoria), de mármol con 3,28 metros de altura, fue hecha con un pedestal que semeja una proa de barco, para un santuario colocado en un barranco mirando hacia el mar Egeo, en la pequeña isla de Samotraki cercana a la costa de Tracia. Algunos la atribuyen a un escultor de Rodas llamado Putokritou, aunque no hay acuerdo sobre la autoría ni sobre la fecha de realización (aproximadamente entre el 288 y el 190 a.C.). Un cónsul francés la encontró en 1863 partida en un centenar de piezas, que juntó y llevó a Francia para su restauración: dos décadas después quedaba instalada en un lugar privilegiado del Museo del Louvre, en París. Aunque sin cabeza ni brazos (una mano se encontró en excavaciones arqueológicas en 1950), la escultura ha sido entonces intensamente admirada; copias de ella en varios tamaños y materiales, abundan en el mundo.

- Se ha constatado algunas situaciones de erosión de sedimentos correspondientes a dunas y playas, producto de los procesos litorales. Entre muchos ejemplos, pueden citarse la Playa Mansa de Atlántida (departamento de Canelones) considerada de “alto riesgo” por las autoridades; la Bahía de Colonia, playas de San Carlos y Balneario Municipal, en Colonia del Sacramento; las playas Solari, Cabo Polonio y Punta del Diablo (departamento de Rocha); la Playa Piriápolis (departamento de Maldonado); y las playas Penino y Pascual (departamento de San José). Estas pérdidas de sedimentos significan perjuicios, ya que para no perder centros de esparcimiento para la actividad turística, es necesario periódicamente reponer arena en dichas playas a efectos de restaurar el cordón litoral.
- Hay ejemplos de aceleración de los procesos erosivos de dunas en el cordón litoral de sedimentos del Reciente y Actual, como lo ocurrido en Cabo Polonio (departamento de Rocha), donde la utilización de grandes vehículos 4x4 para paseos entre las dunas ha venido generando impactos en el sistema dunar al menos desde 1997. Igualmente, la extracción de arenas del Reciente y Actual sin un adecuado control, como por ejemplo en la Barra del arroyo Maldonado.
- También en El Pinar (departamento de Canelones) y en las playas Mansa y El Emir (Punta del Este, departamento de Maldonado), la construcción de obras de infraestructura (año 2000 y 1998, respectivamente) ha potencializado la acción de los procesos erosivos litorales sobre los sedimentos de dunas actuales.
- En la desembocadura de ríos y arroyos en el Río de la Plata o en el Océano Atlántico y por efecto de la acción de las corrientes litorales, pueden formarse espigas de arena, que llegan a desviar su curso ubicándose paralelamente a la costa generando una destrucción –al menos parcial– de las playas del Reciente y Actual (Chebataroff 1972). En ocasiones ese desvío se produce hacia el Este (*e.g.*: arroyo Carrasco, arroyo Potrero) y en otras hacia el Oeste (arroyo Pando, arroyo Solís Chico y Grande, río Rosario; ver Lámina XXIV y Lámina XXV A). A veces se llega al cierre de la desembocadura del curso, con los consiguientes perjuicios debido a la acumulación del agua, aunque esta situación suele ser transitoria dado que las crecidas determinan la rotura del cierre. En el caso del arroyo Carrasco, se efectuaron obras tendientes a corregir la situación (espigón), y durante muchos años se evitó el desvío hacia el Este del curso; actualmente, la rotura del espigón ha determinado que se volviera a la situación anterior.
- En los espejos de agua naturales o artificiales tienen lugar procesos litorales causantes de riesgos geológicos, aunque más o menos minimizados dada la particularidad de estas situaciones, como en la Laguna Merín y el la-

go de la represa del Rincón del Bonete. En este último caso, la acción de las olas ha dado lugar a la erosión-deslizamiento de barrancas, con la consiguiente acción sobre caminos y viviendas de San Gregorio de Polanco (departamento de Tacuarembó).

Procesos de erosión-deslizamiento y sedimentación

Estos procesos se producen en riberas y valles fluviales de todo el país. En particular, son de consignar los que provocan las crecidas donde el curso fluvial presenta meandros y se encuentra limitado por barrancas constituidas por sedimentos poco consolidados de las formaciones Camacho, Rai-gón, Malvín, Chuy, Dolores y Sopas. Pueden citarse como ejemplos de estas pérdidas de terrenos, las que ocurren en algunas porciones de los ríos Cuareim, Uruguay, Negro, Cebollatí, Tacuarí y Santa Lucía.

Asociada a ese proceso erosivo, está la sedimentación y colmatación de cursos y cuerpos de agua (lagos, embalses, etc.) que se verifica aguas abajo. Esto provoca la pérdida de volumen en los embalses, la reducción de la profundidad de canales, pérdida de la eficiencia en obras hidráulicas, la generación de crecidas, el deterioro de la calidad de agua, retención de poluentes en los depósitos y por lo tanto, la alteración y muerte de la vida acuática (dos Santos 1995). En este caso, los sedimentos cenozoicos erosionados, que en el ciclo de sedimentación actual formarán parte de los depósitos aluviales y fluviales del Reciente y Actual, eventualmente podrán colmatar cuerpos de agua. Por ejemplo, en el embalse de Salto Grande (Río Uruguay) ha sido constatada la acumulación de sedimentos a razón de 1 cm/año (Chalar *et al.* 2001), por lo que se ve reducida su capacidad volumétrica, y se ha ido procesando una natural eutrofización.⁴

Acción eólica

Son bastante conocidos los efectos de la sedimentación litoral provocados por la acción eólica, con el avance de dunas sobre ramblas y viviendas, generando nuevos depósitos dentro del Reciente y Actual. En este sentido, es de consignar lo que ocurre cuando el viento deposita sedimentos arenosos finos a decenas de metros del cordón dunar, en las playas Punta Gorda, Carrasco y Miramar (Montevideo), en Parque del Plata (Lámina XXV B) y La Floresta (Canelones), entre otras localidades.

4. Se llama *eutrofización* al aporte de nutrientes (fósforo y nitrógeno) a un ecosistema acuático, con crecimiento desmedido de comunidades vegetales y algales, y otros efectos ecológicos encadenados (Hosper 1997). (*N. de los A.*)

Modificaciones del medio por la actividad antrópica

La acción del hombre, a través de las distintas actividades que realiza, muchas veces incide de una manera decisiva para que los materiales cenozoicos presenten perspectivas de diferentes riesgos geológicos.

Contaminación

De una manera general, los suelos y aguas del Cenozoico se contaminan por ser los receptores inmediatos de todos nuestros desechos. En particular, el vertido de sustancias contaminantes por la actividad industrial, agrícola y minera, además de la disposición de residuos (domiciliarios, hospitalarios y de servicios) y aguas servidas, son acciones prácticamente inevitables, y constituyen uno de los riesgos geológicos más importante.

Suelos

En relación a la contaminación de suelos y de la subsuperficie inmediata de materiales cenozoicos se señalan los siguientes ejemplos:

- La contaminación fundamentalmente bacteriológica por la conexión directa de fosas sépticas (“pozos negros”) al suelo y subsuelo inmediato, y por el vertido de aguas servidas, que afectan a las unidades cenozoicas.
- Los escapes de hidrocarburos y derivados, en particular de depósitos subterráneos, que afectan a las unidades cenozoicas; y los vertidos de hidrocarburos en el mar, que llegan a la costa contaminando –además de las aguas– a las arenas del Reciente y Actual.
- La contaminación por desechos industriales de suelos, como por ejemplo los de la Formación Libertad por plomo; en el año 2000 provocó centenas de casos de intoxicación y diagnósticos de plumbemia en los barrios La Teja, Sayago y Peñarol de Montevideo.⁵ Sobre este acontecimiento en particular, mediciones de la Intendencia Municipal de Montevideo en el año 2000 en dos terrenos del barrio Peñarol resultaron en 850 y 620 mg de plomo por kg de suelo, respectivamente; el límite recomendado inter-

5. La forma más tóxica del plomo es la iónica Pb^{+2} ; se libera naturalmente en el ambiente por alteración de minerales que lo contienen durante la hipergénesis, así como también durante erupciones volcánicas. Se utiliza principalmente en baterías de vehículos, cables, aditivo de combustibles, soldaduras, pinturas y cerámicas. Su abundancia promedio en la corteza terrestre es de 20 miligramos por cada kilogramo de suelo. Su distribución antropogénica en el medio ambiente ocurre por la disposición inadecuada de residuos de la minería, contaminación atmosférica en áreas de refinería de metales no ferrosos y combustión de gasolinas, soldaduras y pinturas (Figueiredo 2000). (*N. de los A.*)

nacionalmente es de 140. El 25 de marzo de 2001 en la Comisión de Vivienda, Territorio y Medio Ambiente de la Cámara de Diputados se informó que había 2063 personas examinadas, la mayoría niños; el 43% de éstos tiene entre 10 y 14 mg de plomo por decilitro de sangre; el 19% entre 15 y 19 mg/dl; el 8% entre 20 y 44 mg/dl; y el 0.3% (dos niños) presentó valores mayores (47 y 55). Los valores no perjudiciales establecidos por organismos como la Organización Mundial de la Salud o los Centros para Control de Enfermedades y Prevención (CDC) son de hasta 10 mg/dl para niños y hasta 25 mg/dl para adultos.⁶ Igualmente han sido señalados terrenos cenozoicos contaminados con cromo, cianuro y mercurio.

- La instalación de vertederos de residuos y piletas de oxidación-decantación en terrenos no apropiados técnicamente, existiendo varios ejemplos en Uruguay al respecto. Sobre terrenos pleistocénicos pelíticos de la Formación Dolores y arenosos de la Formación Chuy en la zona del Rincón de la Bolsa (departamento de San José), se localiza el Centro de Disposición de Residuos de sólidos y líquidos de una zona con unos 5.000 habitantes. Allí funcionó hasta el año 2002 una fosa de 80 m de largo, 70 m de ancho, 8 m de profundidad y ya se había construido un terraplén de 8 m de altura. En esa época se estaba evaluando un proyecto de ampliación del centro en el mismo predio, lo que representaba otro caso de riesgo geológico, ya que se pretendía construir otra fosa con su piso directamente sobre materiales correspondientes al Acuífero Chuy, o Sistema Acuífero Charrúa.⁷
- El uso de agroquímicos que se verifica fundamentalmente sobre suelos que tienen como substrato a la mayoría de las unidades cenozoicas. En esta situación se encuentran, por ejemplo, las formaciones Fray Bentos, Camacho, Raigón, Libertad, Dolores, Villa Soriano y el Reciente y Actual, localizadas principalmente en el Oeste, Sur y Este del país.

6. La Organisation Mondiale de la Santé (en inglés World Health Organisation, WHO) tiene su sede mundial en Genève, Suiza; fue creada por Naciones Unidas en 1948, en parte como heredera de la Organización de Salud (1923) de la antigua Sociedad de Naciones; sus programas, campañas y esfuerzos han contribuido en forma importante a la investigación y prevención de enfermedades, y hasta la erradicación de algunas como la viruela y, próximamente, la polio. En cuanto a los CDC, primero fue el Communicable Disease Center cuando el Servicio de Salud Pública de Estados Unidos lo creó en 1946 en Atlanta, Georgia; creció a Center for Disease Control en 1970, pluralizó el nombre en 1980 y agregó la Prevención en 1992, pero mantuvo su sigla original; actualmente es una enorme oficina nacional de más de 8000 funcionarios, dependencia del ministerio de Salud y Servicios Humanos.

7. Así como existe el Sistema Acuífero Guaraní –que integra formaciones rocosas de diferentes unidades litoestratigráficas paleozoicas y mesozoicas (San Gregorio, Tres Islas, Buena Vista, Itacumbú, Tacuarembó)–, se propone aquí definir en el Sur de Uruguay a otro sistema acuífero, muy importante por su área de influencia y demanda de agua subterránea que sustenta –involucra a unidades cenozoicas (Camacho, Raigón, Malvín y Chuy)– y denominarlo “Sistema Acuífero Charrúa”.
(N. de los A.)

Aguas subterráneas

Algunos aspectos sobre la contaminación de las aguas subterráneas en “acuíferos cenozoicos”, serán parcialmente abordados en el Capítulo XIII, con especial referencia al Acuífero Salto.

Actividad minera

La minería representa una actividad de tipo industrial que siempre será necesaria para el bienestar de las comunidades, a pesar que produzca impactos ambientales muy significativos en todas sus fases: prospección, exploración, producción, beneficiamiento y abandono de explotaciones (Figueiredo 2000). Esos impactos se refieren a alteraciones del medio físico, que suponen la generación de áreas degradadas. En el contexto de la problemática ambiental, degradación puede ser entendida como un impacto ambiental negativo, por lo que se la relaciona inmediatamente al concepto de recuperación. Una aproximación de este concepto necesita distinguir entre los siguientes términos:

- *restauración*: reproducción de las condiciones exactas del lugar, tal como eran antes de ser alterado;
- *recuperación*: devolución al lugar del equilibrio de los procesos ambientales actuantes anteriormente;
- *rehabilitación*: reaprovechamiento del área de acuerdo a un proyecto previo en condiciones compatibles con la ocupación vecina, con otra finalidad.

En relación a esta temática y su vinculación a los registros cenozoicos, como fue indicado en el Capítulo X, los depósitos de esta Era son objeto de una amplia explotación, al punto de constituir el 62% de la producción del sector minero.

Numerosos ejemplos de situaciones riesgosas se relacionan con la actividad minera y muchos de ellos son especialmente propios de la explotación de materiales cenozoicos. A manera de ejemplo, pueden mencionarse:

- El deterioro del paisaje provocado por explotaciones abandonadas, con el riesgo adicional en muchos casos de que son utilizadas para la disposición de residuos, en especial domiciliarios. Esta problemática se verifica prácticamente en todas las unidades cenozoicas, tanto de materiales transpor-

tados (Queguay, Fray Bentos, Salto, Camacho, Raigón, Chuy, Libertad, Dolores, Villa Soriano y Reciente y Actual), como residuales (de unidades geológicas precenozoicas, ver Capítulo X);

- la actividad extractiva es prácticamente crítica en la explotación de arenas del Reciente y Actual, Villa Soriano y Chuy. En esta circunstancia, como parte del deterioro del paisaje debido al procedimiento de explotación, se presentan espejos de agua más o menos importantes. Estos espejos de agua, más o menos profundos, agravan la situación en cuanto que además de ser corrientemente utilizados para la disposición de residuos, son fuente del desarrollo de insectos (mosquitos) y determinantes de riesgos de erosión y/o deslizamientos;
- bastante crítica es también la actividad extractiva cuando en la explotación de materiales granulares se recurre al lavado y zarandeo (para eliminar las fracciones arena, limo y arcilla) para la producción del comercialmente denominado “pedregullo”. Las fracciones eliminadas terminan total o parcialmente en los cursos de agua, con la perturbación del régimen fluvial natural. Normalmente la incapacidad de transporte de esa carga adicional por parte del curso de agua da lugar a un aumento del riesgo de inundaciones.

Anegamientos

Pereira & Goso (2003) estudiaron una situación de anegamiento en Ciudad de la Costa (departamento de Canelones), concluyendo que el nivel del freático instalado en sedimentos de playa y dunas (Formación Villa Soriano y del Reciente y Actual) se elevó en los últimos años: en mayo de 1997 en la zona del Parque Roosevelt el freático se encontraba aproximadamente a 3 metros, pero cuando se efectuó ese estudio (año 2002), estaba a 1 metro. En toda la Ciudad de la Costa, fue posible constatar que el techo del freático se ubicaba entre 0,20 y 2,75 metros, aflorando luego de precipitaciones importantes; y que en un 37% de la zona, las profundidades no alcanzaron los 50 centímetros.

Según esos autores, los análisis de aguas de ese freático delataron la existencia de un riesgo sanitario por contaminación bacteriológica detectada en dos muestras analizadas. Esta contaminación seguramente está provocada por la utilización de fosas sépticas “con robador” y por la falta de saneamiento en el área.⁸ Se detectó la presencia de coliformes fecales, en valores de

8. La fosa séptica (pozo negro) de muchas construcciones se realiza “con robador”, es decir, que el pozo no tiene un cerramiento hermético y permite la filtración hacia el terreno; esta contaminación

6000 u.f.c. (unidades formadoras de colonias) cada 100 mililitros, valor tres veces superior al límite establecido por OSE.⁹ También se detectaron microorganismos aerobios patógenos, con 5000 u.f.c. cada 1 ml, valor diez veces superior al límite establecido por la Dirección Nacional de Bromatología de la Intendencia Municipal de Montevideo.

Por último, fue detectada la presencia de *Pseudomona aeruginosa*, un germen patógeno secundario. Esta situación de anegamiento trae aparejados distintos problemas de los que algunos fueron señalados, y parece estar vinculada a la urbanización que tuvo lugar, con las consiguientes acciones (edificación, obras viales, sobreaporte de agua al acuífero, pérdida de permeabilidad, asentamiento de suelos).

Otras situaciones de anegamiento en sedimentos de playa se han producido en Atlántida y Villa Argentina (departamento de Canelones), asociables fundamentalmente a la urbanización, y en la Playa Portezuelo (departamento de Maldonado) vinculada principalmente a la represa de Laguna del Sauce.

En particular, lo que ha ocurrido en la Playa Mansa de Atlántida y Villa Argentina, fue el ascenso del freático con el anegamiento de la playa, formándose un espejo de agua (ver Lámina XXV C). El mismo es de carácter permanente y desemboca a través de pequeños canales en el estuario, aunque en ocasiones se represa antes de llegar al Río de la Plata. Esto habría comenzado en 1999, provocando el aumento de materia orgánica, que le da color gris y olor desagradable, seguramente generado por la descomposición de dicha materia. Asimismo, se ha observado que en la superficie la arena presenta tonalidades verdosas y han comenzado a crecer algunas especies de gramíneas, juncáceas y microalgas. En diciembre de 2002 la Intendencia Municipal de Canelones dispuso unos 1000 m³ de arena en el lugar donde surge el agua y sobre el espejo de agua, sin conseguir los resultados esperados. En la Fig. 2 se ilustra esquemáticamente la conformación geológica de la zona de Atlántida-Villa Argentina (departamento de Canelones).

puede llegar a las plantas a través de las raíces, alcanzar las napas freáticas, y en caso de saturación del suelo con agua, contaminar también la superficie y el aire. Este tipo de construcción ha sido muy frecuente en las zonas balnearias –al amparo de la falta de controles–, y hace crisis por la notable aceleración del incremento poblacional en algunas de ellas.

9. La Administración de las Obras Sanitarias del Estado (OSE), creada por ley 11.907 de diciembre 1952, es la empresa estatal uruguaya encargada de suministrar el agua potable en todo el país, y también del saneamiento (“servicio de alcantarillado”) en todos los departamentos excepto Montevideo. También le compete “El contralor higiénico de todos los cursos de agua que utilice directa o indirectamente para la prestación de sus servicios.”

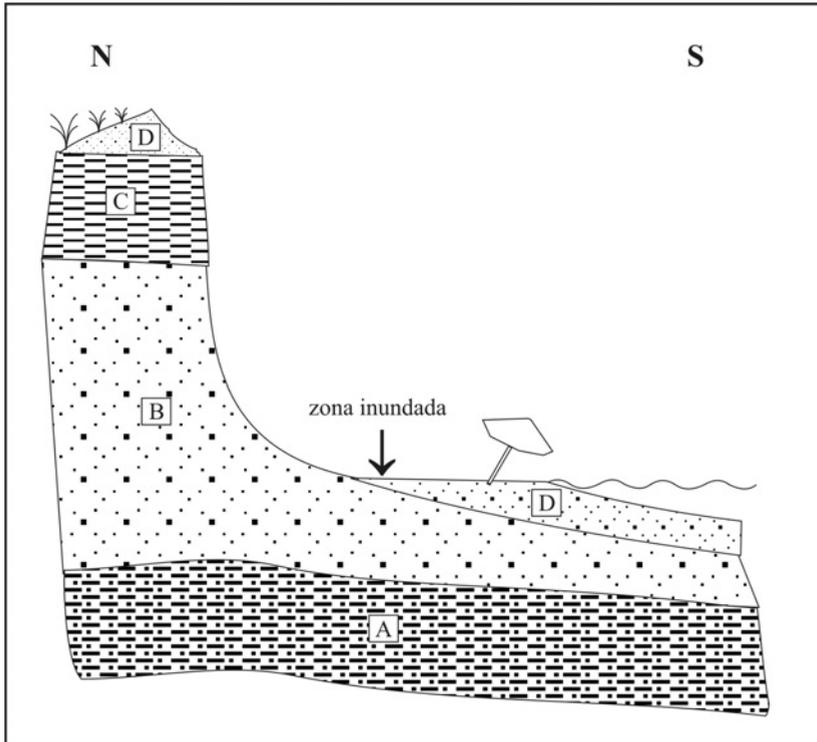


Figura 2 – *Costa en Atlántida y Villa Argentina (dpto. de Canelones)*
Corte esquemático mostrando en donde se forma un espejo de agua, anegando a la playa.
A: Formación Fray Bentos; B: Formación Chuy; C: Formación Dolores;
D: Reciente y Actual (playa y dunas). Altura aproximada: 10 metros.

Inundaciones

Las inundaciones son uno de los principales desastres naturales que afectan constantemente a diversas comunidades en todo el mundo, sean áreas rurales o urbanas (Ogura & Soares 2000). Al alcanzar las aguas de lluvia un curso de agua, provocan el aumento del caudal por un determinado período. Muchas veces durante esos eventos, los caudales alcanzan tal magnitud que superan la capacidad de descarga del curso, desbordando para áreas marginales o planicies que no son habitualmente ocupadas por las aguas. Ese desborde es lo que caracteriza una inundación. El área marginal que periódicamente recibe esos excesos de agua, se denomina lecho mayor o planicie de inundación.

En Uruguay esas planicies o terrazas están conformadas por depósitos cuaternarios, principalmente arenosos, de las formaciones Chuy, Villa

Soriano y del Reciente y Actual, y/o pelíticos pertenecientes a la Formación Dolores. A su vez, es frecuente que esas zonas sean ocupadas por personas de escasos recursos, las que ante situaciones de inundación deben ser evacuadas, con las consiguientes pérdidas materiales y a veces humanas. Frecuentemente ocurren inundaciones en las ciudades de Artigas, Durazno, Rivera, Paysandú, Las Piedras, o en la Laguna Merín.

Otra situación problemática en relación a este fenómeno es la localización de vertederos de residuos en dichas planicies (*e.g.*: antiguo vertedero de la ciudad de Artigas, en la planicie cuaternaria del río Cuareim). Esos desechos, junto a sedimentos provenientes de la actividad agrícola y/o industrial (en particular la minera), dan lugar a una perturbación del régimen de los cursos de agua, aumentando los riesgos de inundación y/o contaminación, así como del agua subterránea presente en los depósitos aluviales de las planicies.

Suelos expansivos

En nuestro país el riesgo geológico asociado a suelos expansivos ha sido objeto de atención de arquitectos e ingenieros, considerándose que mucho del daño causado en obras de arquitectura (viviendas) y de ingeniería (carreteras) ha sido provocado por su presencia. El problema surge cuando se produce un incremento de la humedad en los suelos finos (arcillosos) lo que determina que se expandan, pudiendo afectar así a las cimentaciones, circunstancia en la que se ven deterioradas las construcciones (patología bastante corriente). Esta situación se vuelve más crítica en estructuras que trasladan bajas cargas al suelo, ya que corrientemente no ofrecen la resistencia adecuada para equilibrar los esfuerzos ascendentes de la expansión (Nahoum *et al.* 1997).

En la expansión de los suelos influye decididamente el porcentaje de fracción arcilla que presentan y el tipo de arcilla(s) que la constituye. Entre los minerales arcillosos, las esmectitas son las que tienen mayor potencial expansivo.

Relacionado con sedimentos cenozoicos transportados con problemáticas de expansión se podrán incluir las formaciones Libertad y Dolores, en las que sus sedimentos pelítico-esmectíticos presentan corrientemente una expansión media a alta. A su vez, los materiales más arcillosos de las formaciones Chuy, Raigón, Salto, Camacho y Fray Bentos merecen considerarse como problemáticos, en función de su contenido en esmectitas.

En el Noreste del país, los materiales residuales generados en el Cenozoico, cuyo substrato son rocas sedimentarias pelíticas de edad pérmica—que integran a las formaciones Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar y Yaguarí—, presentan también características expansivas.

Asimismo, los suelos residuales (niveles orgánico y descompuesto) correspondientes a rocas ígneas básicas de las formaciones Arapey, Puerto Gómez y Cuaró (derrames y diques de basaltos y diabasas) proporcionan materiales de este tipo.

Asentamiento de suelos

El riesgo geológico asociado a suelos deformables en el país, aparece como menos significativo que en los expansivos. Esto se debe a que las situaciones más críticas —y en consecuencia significativas— de asentamiento, se dan en el Reciente y Actual (con una menor expresión respecto del resto de las unidades cenozoicas), y es allí que por ésta y otras razones (*e.g.*: riesgos de inundación) se trata de evitar las construcciones. Esto no significa que particularmente las unidades cenozoicas post-Fray Bentos, no presenten problemas de este tipo en determinadas circunstancias (estructuras muy exigentes en cuanto a asentamientos).

El problema de asentamientos vinculados al Reciente y Actual, surge cuando los sedimentos que lo componen se presentan no consolidados y/o no densificados, dado que, a diferencia de suelos más antiguos, no han estado sometidos por ejemplo a cargas significativas por soterramiento, ni a procesos de cementación en su evolución geológica.

Sometidos a las cargas de trabajo provenientes de la estructura que se funda sobre ellos, se produce una deformación de estos suelos, fundamentalmente por pérdida de agua, y reacomodo de los granos que los componen. Los asentamientos se producen tanto más rápidamente cuanto más granulares son los suelos, difiriéndose en el tiempo tanto más cuanto mayor sea la cohesión de los mismos.

Si bien los asentamientos como tal constituyen un problema, las situaciones más críticas se dan cuando la estructura se ve sometida a asentamientos diferenciales, circunstancias en las que se incrementa la posibilidad de que la estructura sea deteriorada. De todas maneras, los problemas son previsibles y prevenibles mediante el estudio de los suelos involucrados y un mejoramiento de los mismos.

Los problemas vinculados a asentamientos se dan particularmente en dos situaciones dentro del Reciente y Actual:

- cuando se presentan como cimientamiento de terraplenes, lo que se vuelve cada vez más crítico con la altura de ellos (asociándose al asentamiento el incremento de riesgo de falla del cimientamiento); una circunstancia en la que son muy visibles las deformaciones se vincula a los accesos de los puentes, donde prácticamente siempre los terraplenes se apoyan sobre el Reciente y Actual;
- cuando actúan como cimientamiento de estructuras; una de las situaciones en la que son muy visibles las deformaciones, se relaciona con las alcantarillas, muchas veces fundadas parcialmente sobre el Reciente y Actual, dando lugar a fallas en las mismas (ver Lámina XXI D).

Agradecimientos

Al Sr. Carlos González Grasiuso, Director de la *Gaceta de la Costa*, que gentilmente brindara información de su investigación periodística en relación a “El Águila”.

Bibliografía

- Acosta R & Crosara A (1987): *Serie: la erosión en cárcavas. Parte I: la forestación en el control de cárcavas en el departamento de Maldonado*. MGAP-DGRNR. Bol. Técnico N° 12. 18 pp. Montevideo.
- Chalar G, De León L, Brugnoli E, Paradiso M & Clemente J (2001): *Dinámica de la comunidad planctónica y procesos verticales en el Embalse de Salto Grande (Brazo Itapebí, Uruguay)*. II Jornadas Internacionales sobre Eutrofización de Lagos y Embalses. Barcelona.
- Chebataroff J (1972): *Costas platenses y atlánticas del Uruguay*. 61 pp. Montevideo.
- dos Santos AM (1995): *Assoreamento em cursos e corpos d'água*, pp. 59-76 de *Curso de Geologia Aplicada ao Meio Ambiente*, ABGE – IPT. São Paulo, Brasil.
- Figueiredo B (2000): *Minérios e ambiente*. Editora UNICAMP, 401 pp. Brasil.
- Hosper C (1997): *Clearing lakes: an ecosystem approach to the restoration and management of shallow lakes in the Netherlands*. Ministry of Transport, Public Works and Water Management. Institute of Inland Water Management and Waste Water Treatment (RIZA). Lelystad.
- IAEG (1992): *Statutes*. Newsletter, Number 19. Paris.
- Jones G (1956): *Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones*. Instituto Geológico del Uruguay, Bol. N° 34. 191 pp. Montevideo.

- MTOP (1979): *Conservación y mejoras de playas*. PNUD- UNESCO. 593 pp. Montevideo.
- Nahoum B, Prefumo JE, Goso C, Chapuis D, Peyronel S. & Rostán A. (1997): *La problemática de los materiales expansivos con fundación de construcciones livianas en las formaciones Libertad-Dolores*. 1^{as} Jornadas Geotécnicas Nacionales, 14 pp.
- Pereira A & Goso C. (2003): *Estudio de una situación de riesgo geológico: anegamiento en Ciudad de la Costa (Canelones, Uruguay)*. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología 3^a Época, N° 10. (en prensa)
- Ogura A & Soares E (2000): *Procesos y riesgos geológicos*, pp. 124-147 de *II Curso Internacional de Aspectos Geológicos de Protección Ambiental*. UNESCO – UNICAMP.
- Salomão FX & Iwasa OY (1995): *Erosão e ocupação rural e urbana*, pp. 31-57 de *II Curso Internacional de Aspectos Geológicos de Protección Ambiental*. UNESCO – UNICAMP.
- Sganga J (2000): *Evaluación de erosión en cárcavas y métodos de control*. MGAP. 4 pp. <http://www.mgap.gub.uy/Renare/SuelosyAguas/UsoyConservacion/Divulgación/Resumen%2041-2000.pdf>
- Victora C, Kacevas A & Fiori H (2000): *Pérdidas de suelos y nutrientes en suelos de Uruguay*. 10 pp. <http://www.mgap.gub.uy/Renare/SuelosyAguas/UsoyConservación/Divulgación/P45-4-%20Isco20fu.pdf>

EL ACUÍFERO SALTO: UN RECURSO HÍDRICO CENOZOICO

Jorge Montaña

EXISTEN EN EL PLANETA APROXIMADAMENTE UNOS 1400 MILLO-
nes de kilómetros cúbicos de agua. El 97,4% es agua marina no apta para el
consumo humano sin tratamiento previo. El agua dulce representa apenas el
2,6% del agua del mundo y su distribución no es uniforme: dos terceras par-
tes se encuentran en estado sólido en los glaciares y casquetes polares, o sea,
de difícil acceso al consumo humano; el resto se encuentra en ríos, acuíferos,
lagos, nubes y en el cuerpo de los seres vivos (ver Figs. 1 y 2). En los conti-
nentes, el volumen de agua almacenado hasta unos 1.000 metros de profun-
didad representa aproximadamente el 0,5% del total, superando la disponible
instantáneamente en ríos y lagos (0,02%). Sin embargo, hay que tener en
cuenta que, por ejemplo, el Río de la Plata, con un módulo de 20.000 m³/s,
podría por sí solo abastecer a una población mundial de 5.000 millones, a ra-
zón de 345 litros por día por habitante.

En resumen, se puede establecer que tan sólo el 0,52% del agua
mundial está disponible, dulce y líquida, y sólo el 0,02% es superficial. El
volumen total de agua no varía pero circula permanentemente entre el mar,
el cielo y la tierra; de esta circulación dependen directamente los recursos de
agua dulce de todas las regiones.

La actividad humana está deteriorando la situación a una gran veloci-
dad y la situación mundial no es nada alentadora. Cada día es más difícil y
costoso encontrar agua segura para el consumo humano. La Organización de
Naciones Unidas calcula que una cuarta parte de la Humanidad no tiene ase-
gurado el abastecimiento de agua dulce. En el año 2005 habrá 6.100 millo-
nes de personas; si se considera en 200 litros el consumo por día y por per-

	Área en millones de km ²	Volumen en millones de km ³	Espesor en metros	% en las reservas mundiales	
				% en el total de las reservas de agua	% en reservas de agua dulce *
Océanos	361,300	1.336,810	3.700	96,44	
Aguas subterráneas (profundas y capilares)	134,800	23,455 *	174	1,69	
<i>Aguas dulces subterráneas</i>	<i>134,800</i>	<i>10,514</i>	<i>78</i>	<i>0,759</i>	<i>30,1</i>
Humedad del suelo	82,000	0,016	0.2	0,001	0,047
Glaciares y nieves perpetuas	16,227	23,741	1.463	1,71	67,893
<i>Antártida</i>	<i>13,980</i>	<i>21,613</i>	<i>1.546</i>	<i>1,56</i>	<i>61,808</i>
<i>Groenlandia</i>	<i>1,802</i>	<i>2,339</i>	<i>1.298</i>	<i>0,169</i>	<i>6,690</i>
<i>Islas árticas</i>	<i>0,226</i>	<i>0,083</i>	<i>369</i>	<i>0,006</i>	<i>0,239</i>
<i>Regiones montañosas</i>	<i>0,224</i>	<i>0,040</i>	<i>181</i>	<i>0,003</i>	<i>0,116</i>
Hielos subterráneos en zonas de congelación permanente	21,000	0,294	14	0,021	0,841
Reservas de agua en lagos	2,059	0,176	85,7	0,013	
<i>de agua dulce</i>	<i>1,236</i>	<i>0,091</i>	<i>73,6</i>	<i>0,007</i>	<i>0,260</i>
<i>de agua salada</i>	<i>0,822</i>	<i>0,085</i>	<i>103,8</i>	<i>0,006</i>	
Agua en los pantanos	2,682	0,011	4,28	0,0008	0,033
Agua de los cursos fluviales	148,800	0,002	0,014	0,0002	0,006
Agua biológica	510,000	0,001	0,002	0,0001	0,003
Agua en la atmósfera	510,000	0,013	0,025	0,001	0,036
Reservas totales de agua	510,000	1.386,180	2.718	100	
Agua dulce	148,800	34,968	235	2,52	99,19

* Sin contar las reservas de aguas subterráneas en la Antártida, que aproximadamente se calculan en 2.000.000 de km³, entre ellas las aguas dulces se aproximan al millón de km³.

Figura 1 – Distribución del agua en el planeta.
(Fuente: “Agua, vida y desarrollo...”, UNESCO 1991)

sona (es decir, el gasto diario total de agua, dividido entre el número de habitantes), la demanda mundial será de 1.220 millones de metros cúbicos por día (1 m³ ≈ 1.000 litros). Pero como el volumen de agua en el mundo no aumenta (la que tenemos hoy es la misma que hemos tenido siempre), es imperioso estudiar y resolver el problema del manejo y preservación de este recurso.

El agua superficial está más expuesta a la contaminación y generalmente es mucho más cara, por el tratamiento que necesita para su potabilización, que la subterránea. Por ello, en la mayoría de los países desarrollados, que se caracterizan por optimizar los usos de los recursos naturales, el empleo de agua subterránea para consumo humano supera apreciablemente a la del agua superficial (Fig. 3).

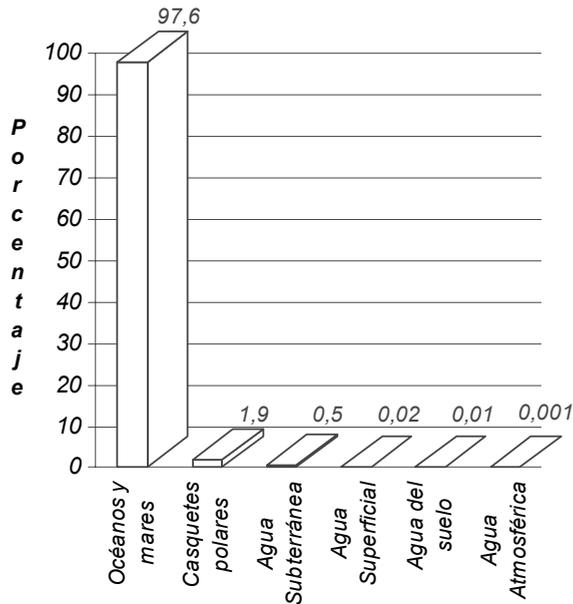


Figura 2 – El agua en la Tierra
Tomado de Auge (1998)

	TOTAL Km³/año	Agua subterránea para uso humano (%)
<i>Alemania</i>	6.24	67
<i>Bélgica</i>	0.57	76
<i>Dinamarca</i>	0.70	98
<i>Francia</i>	5.00	50
<i>Italia</i>	9.95	36
<i>Holanda</i>	1.15	63
<i>Inglaterra</i>	2.50	32

Figura 3 – Extracción de agua en Europa
Tomado de Auge (1998)

En la Fig. 4, donde se muestra el consumo total de agua en el mundo así como su distribución con relación al uso, se observa que la agricultura tiene un predominio neto como consumidor de agua dulce: alrededor del 70% del total extraído desde 1900, frente al consumo humano de agua potable que sólo incidió en el 6%. A escala mundial, la superficie de regadíos se ha multiplicado por cinco en los últimos 90 años, pasando de 47,3 millones a 272 millones de hectáreas.

Año	Consumo total Km ³ /año	Agricultura		Industria		Agua Potable	
		Km ³ /año	(%)	Km ³ /año	(%)	Km ³ /año	(%)
1900	400	350	87.5	30	7.5	20	5
1950	1100	820	74.5	220	20	60	5.5
1975	3000	2200	73	650	22	150	5
2000	5000	3400	68	1250	25	350	7

Figura 4 – Uso del agua en el mundo
Tomado de Auge (1998)

La tabla de la Fig. 5 compara la disponibilidad de agua que tenía el mundo en 1950 y la que tendrá en 2005, y mide así la dimensión del reto. El agua dulce va a ser en los próximos 15 o 20 años el problema ambiental y político más decisivo que enfrentará la Humanidad. Sin embargo, estas estadísticas son generales; no revelan lo que pasa país por país, donde encontramos desbalances abrumadores: mientras casi tres cuartas partes de la población mundial sólo puede disponer de 59 litros por día, cada estadounidense consume 1.000 litros de agua por día de promedio.¹

Continentes	1950	2005
Europa	6	4
Asia	9,6	3,3
África	20,6	5,1
América Latina	105	28,3

Figura 5 – Disponibilidad de los recursos hídricos por continente.
En metros cúbicos de agua por persona. Tomado de Auge (1998)

A este respecto es conveniente recordar una de las cláusulas iniciales de la Constitución de la Organización Mundial de la Salud en 1946: “*La salud de todos los pueblos es condición indispensable de la paz y la seguridad, y depende de la más amplia cooperación entre individuos y entre estados*”; el acceso fácil al agua contribuye a mejorar la salud y hasta al aspecto estético de la población.

La disponibilidad de agua es uno de los grandes desafíos que enfrenta la Humanidad en el siglo XXI. El tema afecta directamente la vida de millones de personas. Durante el siglo XX se constató un aumento acelerado de la demanda de agua debido, básicamente, a:

1. Cabe reiterar que estas cifras resultan de dividir el consumo total de agua, para todos los usos, en una región o ámbito determinados, entre el número de sus habitantes.

- el crecimiento de la población,
- la constante y creciente utilización del agua en el riego de cultivos,
- la demanda de la industria, y
- la degradación y sobreexplotación de los recursos hídricos.

Se debe considerar además que la disponibilidad de agua es básica para optimizar y aumentar la producción de la mayoría de los cultivos alimenticios. Este panorama mundial ha llevado a que varios organismos internacionales y prestigiosos grupos científicos vaticinen, con fuertes argumentos, que en los próximos cincuenta años los problemas inherentes a la falta de agua o a la contaminación de las masas de agua (superficiales y subsuperficiales) afectarán concretamente al mundo entero.

Las aguas subterráneas

Las aguas subterráneas representan un recurso de suma importancia para el desarrollo socio-económico de cualquier país, pudiendo ser utilizadas para abastecimiento público, riego, realización de emprendimientos turísticos (aguas termales), entre otros. Entre 1900 y 1995 la extracción de agua se sextuplicó, sobrepasando el doble de la tasa de crecimiento de la población.

Varias son las razones que explican el importante y esencial papel de las aguas subterráneas cuando se las compara con las aguas superficiales:

- en algunos casos, notable almacenamiento asociado;
- mayor protección frente a la contaminación;
- gran reducción del riesgo de gérmenes patógenos;
- frecuente disponibilidad en o cerca del lugar de demanda;
- puesta a disposición relativamente económica;
- fácil adecuación de las inversiones al crecimiento;
- constituyen una reserva de agua de emergencia;
- relativa facilidad para predecir comportamientos futuros.

Sin embargo, las aguas subterráneas no son una panacea, y no están exentas de problemas importantes de cantidad, calidad, gestión y prospección. Su alumbramiento requiere, a veces, de importantes esfuerzos exploratorios que deben estar sustentados en estudios geológicos e hidrogeológicos y a su vez, debe estar controlado por especialistas en el área hidráulica. La extracción del agua subterránea requiere de energía y además, produce descensos en los niveles piezométricos que aumentan los costos de extracción y reducen o agotan manantiales u otros pozos.

Es importante remarcar que las aguas subterráneas constituyen sistemas muy sensibles en cuanto a un mal uso y abuso del recurso, y a negligencias en la protección de procesos de contaminación de los mismos. Por esto, un manejo sustentable del recurso respecto a su conservación y preservación de la contaminación, y a una explotación razonable, programada en función de las reservas, la recarga y renovación existente, es de suma importancia para lograr los beneficios deseados sin dañar la riqueza natural que este bien representa.

ACUÍFEROS CENOZOICOS

Los acuíferos cenozoicos en Uruguay estarían representados en la región litoral (W-NW del país) por el Acuífero Salto, en el Sur por el Sistema Acuífero Raigón y en la costa Este por el Sistema Acuífero Chuy.

El Sistema Acuífero Raigón constituye un acuífero sumamente importante porque representa la mayor reserva de agua subterránea del sur y está ligado a la región de mayor desarrollo económico y productivo del país. Actualmente se encuentra en fase final un estudio sobre este sistema acuífero bajo el programa de la Organización Internacional de Energía Atómica, donde participa el equipo de Hidrogeología de la Facultad de Ciencias. Los resultados serán publicados una vez finalizado el Programa en diciembre del 2004.

El Sistema Acuífero Chuy ocupa en forma discontinua la región costera del Sur y Sureste, desde el departamento de Canelones hasta el de Rocha. Es, hasta el momento, la única reserva de agua subterránea con significación conocida para los sistemas porosos de esa extensa región, abasteciendo, por ejemplo, a localidades como La Paloma, Castillos y la ciudad de Chuy. Existen algunos trabajos sobre las características locales para este acuífero, en especial Almagro *et al.* 1998 a,b. Sin embargo, a nuestro entender el conjunto de antecedentes existentes no permite realizar una síntesis regional sobre las características hidrogeológicas como para abordar el tema con suficiente amplitud.

Como ejemplo de la necesidad de profundizar en el conocimiento de los recursos hídricos subterráneos, su disponibilidad, características y comportamiento hidráulico para lograr una gestión sustentable de los mismos, se ha elegido un caso para desarrollar en particular sobre los acuíferos cenozoicos: el Acuífero Salto.

Acuífero Salto

Está constituido por sedimentos y sedimentitas arenosas a conglomerádicas de edad Plioceno?-Pleistoceno que se reúnen en la Formación Salto. Se desarrolla en una franja de 15 a 20 kilómetros de ancho, groseramente paralela al Río Uruguay desde el Sur de la ciudad de Salto hasta Bella Unión (departamento de Artigas) (Fig. 6). También se presenta al Norte de la Ciudad de Paysandú en la zona de la desembocadura del Río Queguay Grande (*vide* Cap. VII). La Formación Salto se encuentra aflorando próximo o en la costa del Río Uruguay en el departamento de Río Negro, pero no se comporta en esa región como acuífero.

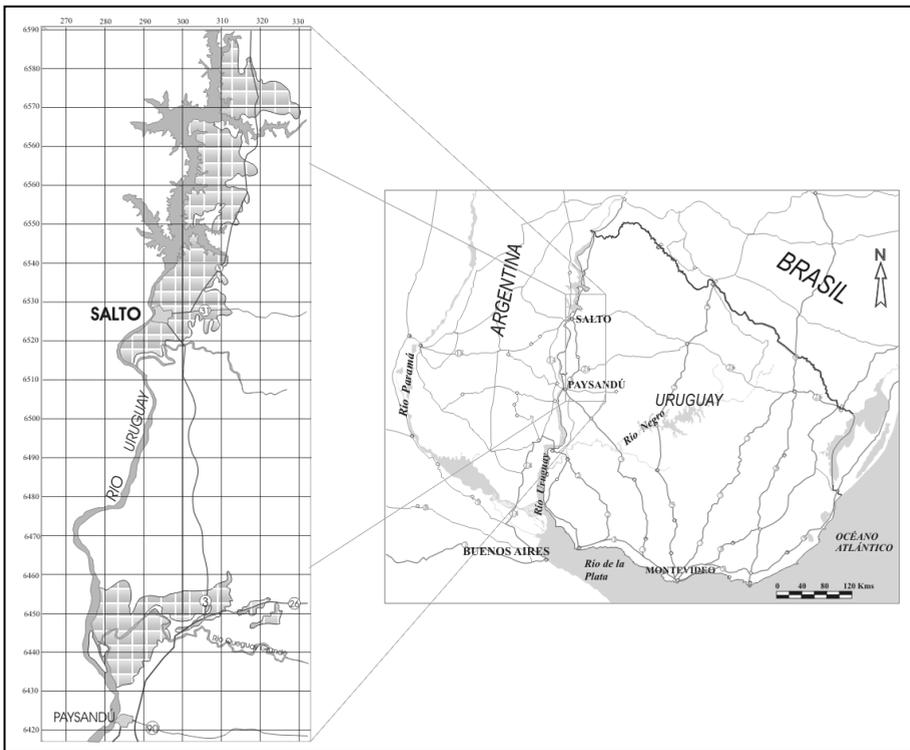


Figura 6 – Ubicación del Acuífero Salto en el noroeste de Uruguay.
(Tomado de Montaña et al. 1995)

Marco geológico

El acuífero Salto se sitúa en la Cuenca Norte uruguaya, parte de una extensa área de acumulación gondwánica que, en nuestro territorio, ocupa al-

rededor de 100.000 km². En esta cuenca se preservan, en los sectores más profundos, más de 2.500 metros de rocas sedimentarias y volcanosedimentarias depositadas desde el Devónico al Cretácico tardío. En el área de desarrollo de la Formación Salto (Fig. 6) se encuentran expuestas unidades efusivas y sedimentarias depositadas desde el Cretácico Temprano hasta el Holoceno (Fig. 7).

EDAD	Formación/Unidad	PRINCIPALES LITOLÓGÍAS
<i>Holoceno</i>	<i>innominada</i>	Pelitas, limos arcillosos y arenas
	<i>innominada</i>	Arenas finas a medias
	<i>innominada</i>	Mantos de cantos rodados, depósitos de arena y limos orgánicos que cubren gran parte de la expresión topográfica de la Formación Salto.
<i>Pleistoceno Superior</i>	<i>Unidad correlacionable a la Formación Dolores</i>	Sedimentos limoarcillosos con alto contenido de carbonato de calcio y contenido variable de fracción arena y grava, de colores pardo rosados, grises y ocres, con grado de litificación relativamente elevado (Montaña <i>et al.</i> 1995).
<i>Pleistoceno</i>	<i>Nueva Hespérides (informal)</i>	Sedimentos limoarcillosos de color pardo-marrón de 4 a 5m de potencia (Montaña <i>et al.</i> 1995).
<i>Pleistoceno-Plioceno?</i>	<i>Salto</i>	Depósitos fluviales psamíticos y ortosefíticos, cuarzosos, de colores rojos y rosados con ocasionales procesos de silicificación.
<i>Oligoceno Superior</i>	<i>Fray Bentos</i>	<i>Loess</i> , areniscas finas, limo arenoso, niveles lodolíticos y tilloidites
<i>Cretácico Superior</i>	<i>Mercedes</i>	Areniscas y areniscas conglomerádicas, subordinadamente pelitas y calizas
<i>Cretácico (Cenomaniense)</i>	<i>Guichón</i>	Ortosefitas a veces margosas, rojizas, con clastos mayores redondeados de composición silícea, que hacia el tope pasan a psamitas medias a finas con delgada estratificación horizontal por color (rojo y blanco) e intercalaciones de pelitas rojas.
<i>Cretácico Inferior</i>	<i>Arapey</i>	Coladas de basaltos que, en general, se presentan hacia la base con estructura lajosa, de aspecto macizo en la zona central y vacuolar hacia el tope.

Figura 7 – Columna estratigráfica de la Cuenca Norte uruguaya. Unidades basálticas y postbasálticas.

Formación Salto (Plioceno? - Pleistoceno)

Esta unidad está constituida por una sucesión decamétrica de estratos esencialmente arenosos, con intercalaciones de niveles gruesos y finos, siendo una característica predominante sus rápidas variaciones laterales de fa-

cies, así como los fuertes procesos de silicificación que la afectan parcialmente. Sus principales características sedimentológicas fueron motivo de análisis en el Capítulo VII; se trata de una sucesión que en su base está caracterizada por un paquete de 2 a 5 metros de conglomerados y areniscas conglomerádicas, si bien en varias localidades aparece un nivel pelítico basal, de expresiva continuidad lateral; éste se apoya en forma discordante sobre la Formación Fray Bentos y se asocia genéticamente a los niveles de conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas a los que se intercala.

Por encima de este conjunto, se desarrollan los términos más comunes de la Formación Salto. Se trata de una sucesión de areniscas blancas, rojizas a rosadas, subordinadamente grises y ocre, de granulometría y grado de consolidación variable. Esta sucesión de areniscas se interdigitan a lentes de areniscas conglomerádicas y conglomerados, pelitas arenosas y arcilitas verdes plásticas, lo que en conjunto conforma cuerpos de geometrías lenticulares y cuneiformes, de potencias variables.

Otra característica típica y distintiva de la unidad es la presencia hacia el tope, o inclusive coronándola, de niveles discontinuos de areniscas muy silicificadas que presentan muchas veces tonalidades grises y ocre intensas.

Hidrogeología

Para la caracterización de este acuífero se hace énfasis en su desarrollo de la región Suroeste del departamento de Salto. Se trata del área limitada por el arroyo Itapebí Grande al Norte, el río Daymán al Sur, el río Uruguay al Oeste y al Este el meridiano de coordenada UTM 310. Se trata de la región de mayor utilización y mejor calidad de información que existe para el Acuífero Salto. De todas maneras las características hidrogeológicas aquí definidas podrían extrapolarse, con cierto grado de certeza, a toda el área de influencia del acuífero teniendo en cuenta las variaciones locales que puedan existir.

El Acuífero Salto está conformado, como ya fue señalado, por los niveles rocosos porosos y permeables que se reúnen en la Formación Salto. Se trata de una sucesión fluvial de típicas características de sistemas entrelazados, en la que como detalle particular para el área considerada, su sección basal está conformada por un paquete métrico de pelitas verdosas, a veces arenosas, de baja permeabilidad. El sistema acuífero presenta un espesor

medio de 20 metros, con un máximo de 30 metros en la regiones de Corralito (SW de la ciudad de Salto) y norte de la ciudad de Salto (Fig. 8).

Ubicación	Espesor (m)
Aeropuerto Nueva Hespérides	25
Colonia Gestido	27
Corralito	30
Zona del Ceibal	30

Figura 8 – *Espesores máximos del acuífero Salto.*
(Montaña et al. 1995)

Esta sucesión se encuentra en buena parte aflorante en el área que se considera (*vide* Fig. 6) definiendo en conjunto una estructura típica de los acuíferos libres. En el área de Corralito el acuífero se presenta cubierto por arcillas rojizas de baja permeabilidad, de 5 a 7 metros de potencia, que le confieren un cierto grado de confinamiento.

Principales parámetros hidráulicos

El valor de la transmisividad (T) del acuífero Salto es de 50 m²/día (Montaña *et al* 1995). Si se considera para el acuífero un espesor promedio de 20m, el valor de la permeabilidad (K) es de 2.5 m/día.

El gradiente hidráulico (i) es de 0,002 en la zona central, y de 0,005 próximo a la costa de los ríos. La diferencia radica en que en el primer caso, el sistema poroso y permeable desarrolla mayores espesores, teniendo el flujo de agua subterránea una pérdida de carga menor al trasladarse en el acuífero. Hacia las costas de los ríos disminuye el espesor del acuífero, ofreciendo una menor área de pasaje para el mismo flujo subterráneo, lo que genera una mayor pérdida de carga y un aumento del gradiente.

Respecto a la velocidad de flujo subterráneo (v), estimada según Darcy ($v = K.i$) es de 0,005m/día en la zona central y de 0,0125 m/día en la ribera.

El caudal que se mueve por un frente de acuífero se puede estimar aplicando Darcy, mediante las siguientes expresiones:

$$Q = K.b.i.L$$
$$Q = T.i.L$$

Donde:

- Q = caudal por frente de acuífero (m³/día)
- K = permeabilidad (m/día)
- b = espesor de acuífero (m)
- i = gradiente hidráulico (adimensional)
- L = longitud del frente de acuífero (m)
- T = trasmisividad (m³/día/m)

Para un frente de acuífero (L) de 10 km, con un espesor de acuífero (b) de 20 m el caudal Q es:

$$Q = 2,5 \text{ (m/día)} \times 20\text{m} \times 0,0035 \times 10.000\text{m} = 1.750 \text{ m}^3/\text{día}$$

(se destaca que se toma un gradiente hidráulico medio de 0,0035)

Recarga, escurrimiento y descarga natural

En función del mapa piezométrico (Montaño *et al.* 1995) se podría afirmar que el área de recarga del acuífero se sitúa en la zona central, alrededor de la divisoria de aguas. La recarga del acuífero tiene lugar directamente por infiltración de las aguas meteóricas en toda el área. En las áreas en contacto con las corrientes superficiales el acuífero es alimentado por los aluviones.

Descarga artificial

La profundidad de los pozos que captan agua de este acuífero no sobrepasa los 50 metros. Las profundidades más frecuentes se sitúan entre 1-15 metros, existiendo casi un 58% entre 15 y 45 metros (Fig. 9).

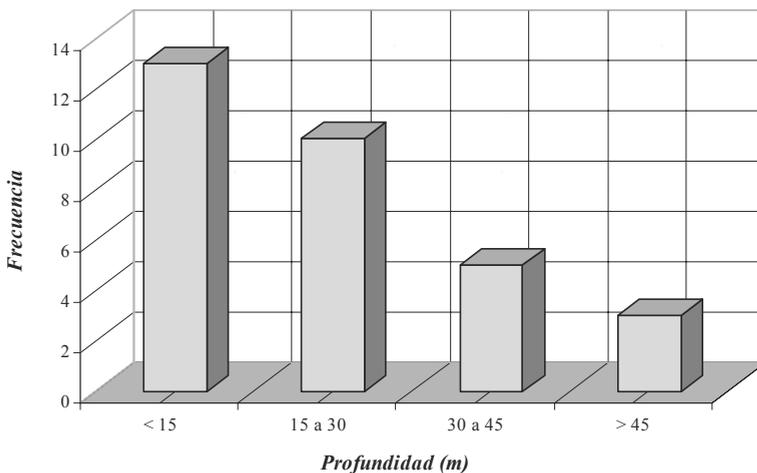


Figura 9 –
Profundidad de pozos.

Los niveles estáticos son normalmente cercanos a la superficie, aproximadamente el 80% de los casos están antes de los 15 metros. Los valores más frecuentes se encuentran entre 5 y 10 metros (Fig. 10).

Caudal específico

Este parámetro mide, como primera aproximación, el caudal que por metro de depresión se puede extraer del acuífero, es decir los metros cúbicos por hora que se pueden obtener al descender un metro el nivel piezométrico del acuífero.

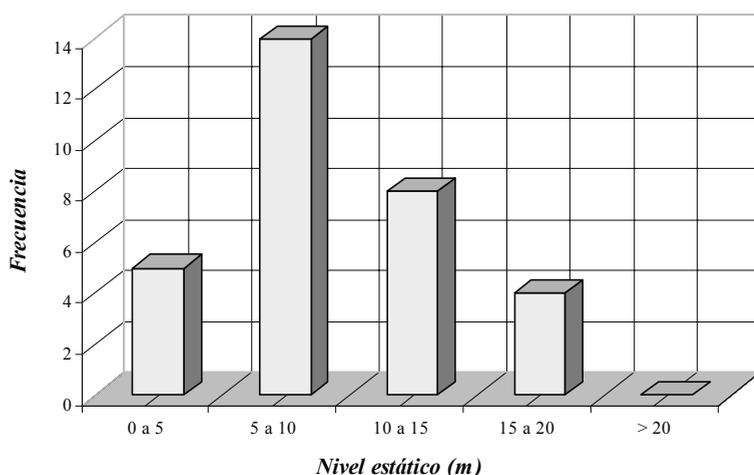


Figura 10 – Profundidad de niveles estáticos.

El valor medio de caudal específico (Montaña *et al.* 1995) es de 2,5 m³/h/m, con un máximo de 5,2 m³/h/m y un mínimo de 0,3 m³/h/m. La diferencia es debida a las características constructivas de los pozos, ya que a mayor calidad constructiva se obtienen mayores rendimientos.

El valor máximo corresponde a una perforación realizada por OSE en la ciudad de Salto, construida teniendo en cuenta los análisis granulométricos para los cálculos de abertura de filtro y tamaño de prefiltro. De esta forma, se logró una mínima pérdida de carga, y por ese motivo un menor descenso durante la producción de los pozos.

Los valores mínimos probablemente se deban a que los filtros no se encuentren enfrentados totalmente al acuífero, o a errores en los cálculos de tamaños de prefiltro y filtro, generándose grandes pérdidas de carga y descenso durante el bombeo.

Caudales del acuífero Salto

Los rendimientos de los pozos inventariados tienen sus valores más frecuentes entre 1 y 15 m³/h. Es necesario advertir que la mayoría de estas captaciones no tienen un proyecto constructivo adecuado, observándose obras de baja eficiencia y algunos con problemas de arrastre de arena (Fig. 11).

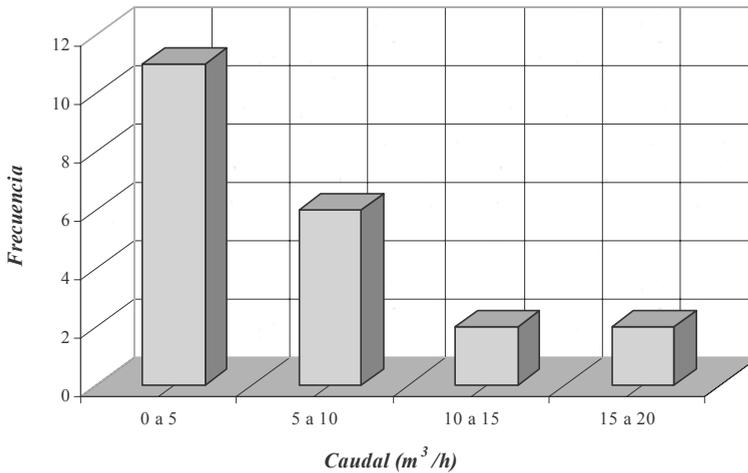


Figura 11 –
Caudales
medidos para el
Acuífero Salto.

Reservas permanentes y los recursos explotables

Reservas permanentes

Los recursos permanentes corresponden a los volúmenes de agua libre o restituible por el acuífero. Estos volúmenes de agua libre, de gravedad o “gravífica” son determinados por la siguiente ecuación:

$$V_s = V_r \times U$$

donde:

V_s = volumen de agua libre en m³

V_r = volumen de roca saturada en m³

U = coeficiente de restitución o porosidad eficaz.

Las áreas de afloramiento de las formaciones geológicas fueron medidas directamente en los mapas geológicos. Los espesores medios saturados fueron estimados a partir del mapa de isopacas de las secciones hidrogeológicas del área de ocurrencia del acuífero Salto (Montaño *et al.* 1995).

Los coeficientes de restitución fueron estimados a partir de los análisis granulométricos, los cuales alcanzan valores de 0,20. Como se observa en la Fig. 12, las reservas hídricas se estimaron en $9,6 \times 10^8 \text{ m}^3$.

Acuífero	Ubicación	Área media saturada (hás)	Espesor (medio) (m)	Volumen de rocas saturadas (m^3)	Coefficiente de restitución	Reserva permanente (m^3)
SALTO	Zona N de la ciudad y paraje Corralito	24.082	20	$4,8 \times 10^9$	0,2	$9,6 \times 10^8$

Figura 12 – *Estimación de las reservas permanentes.*
(Montaña et al. 1995)

Recursos explotables

La determinación de los recursos explotables involucra el conocimiento de las cantidades de agua susceptible de renovación periódica (Fig. 13). El concepto de recurso explotable o de caudal seguro considera que las cantidades de agua que pueden ser extraídas no deben exceder a largo plazo los volúmenes de renovación o realimentación anual (recarga). En caso contrario la explotación afectaría el volumen de reservas permanentes, provocando una disminución en el almacenamiento del acuífero y un descenso permanente de los niveles piezométricos del mismo.

Al definir los recursos explotables de una determinada cuenca debe tenerse en cuenta no solamente el concepto de cantidad (volumen) sino también los aspectos relacionados con la velocidad del agua en el medio. La velocidad a la que circula el agua es función de la permeabilidad, que condiciona a su vez los valores de gradiente hidráulico (i). En segundo término depende también de la velocidad con que el agua percola en las zonas de salida del acuífero.

En función de los datos de balance hídrico, con lluvias promedio de 1.200 mm la infiltración profunda en la zona es de 180 mm (15%) (Montaña et al. 1995). Partiendo de esta estimación preliminar, que debe ser mejorada y precisada con estudios de mayor detalle, resulta que para el área aflorante del acuífero Salto los volúmenes explotables serían de $4,3 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{año}$. Este volumen podría ser extraído del acuífero sin afectar las reservas permanentes.

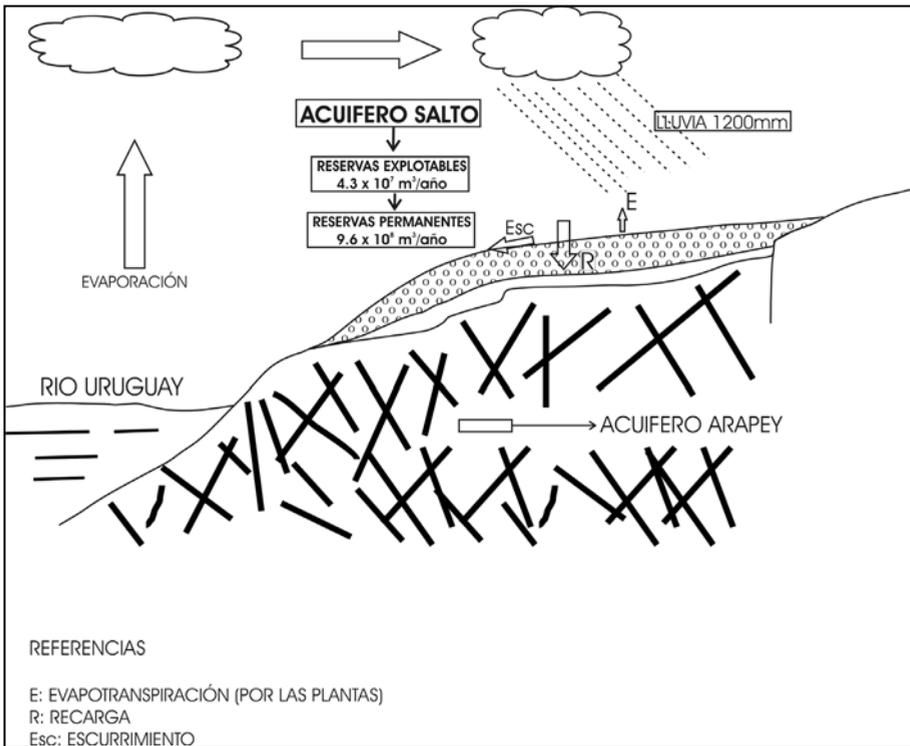


Figura 13 – Esquema de funcionamiento del Acuífero Salto.

Modelo matemático del Acuífero Salto

Montaño *et al.* (1995) realizaron un modelo matemático del acuífero Salto mediante el software FemCalc. Éste calcula interactivamente la situación hidráulica en función de las leyes hidráulicas y los parámetros introducidos para cada nodo de la malla elegida. En dicho modelo, se estima un espesor del acuífero de 20 a 25 metros, con un valor de $5 \text{ m}^3/\text{día}$ de descarga en los nodos cerca de los ríos.

Los autores señalaron lo siguiente:

- El Acuífero Salto en la zona simulada refleja un sistema hidráulicamente homogéneo, con espesores del acuífero variando entre 25 metros en el centro hasta valores cerca de los 20 metros en las zonas cercanas a los ríos Uruguay y Daymán.
- Un valor de $50 \text{ m}^2/\text{día}$ para la transmisividad parece confiable.
- Las direcciones de flujo se orientan desde las zonas altas, las mesetas entre los ríos y arroyos hacia los ríos y cañadas.

- La porosidad estimada y utilizada exitosamente en el modelo es de 0,2.
- Los niveles piezométricos en las cotas altas entre los cauces de agua tienen valores hasta de unos 20-30 metros por encima de los niveles de agua en los cauces.
- El uso de agua subterránea en las cantidades registradas, entre los 10-100 m³/día para riego, no tienen efecto significativo sobre los niveles piezométricos y no se produce interferencia entre los pozos.
- Se ha observado que el pozo de OSE situado en el margen del río Uruguay, tiene un aporte significativo de agua del río, la cual también infiltra por el acuífero Salto y luego por las fracturas y fisuras.
- La simulación de un aumento de la descarga por bombeo respecto al uso actual, realizada por los mismos autores mediante el software Microfem, resultó en que el Acuífero Salto puede soportar en primera instancia un incremento del 50% de la extracción actual por bombeo.

Hidrogeoquímica

En la Fig. 14 se resumen las principales características hidrogeoquímicas (físicoquímicas y bacteriológicas) de las aguas del acuífero Salto:

Parámetro	Valor medio
PH	6,5 a 7,7
Temperatura	
Conductividad eléctrica (CE) (umhos/cm) (valores medidos y corregidos a 25°C)	331,8
Sólidos totales disueltos (STD) (ppm)	194,3
Dureza total (DT) (ppm)	211,4
Bicarbonatos (HCO ₃) (ppm)	180,9

Figura 14 – *Parámetros físicoquímicos*
(Montaña et al. 1995)

Las aguas del acuífero Salto se incluyen en el rango de Duras (100 a 200 ppm de carbonatos). En función del Diagrama de Piper se clasifican como Bicarbonatadas Cálcidas.

Respecto a la potabilidad, se presentan en la Fig. 15 los límites de Potabilidad de OSE y las características de las aguas del acuífero Salto; se observa que estas no presentan en principio restricciones para consumo humano. Se debe tener en cuenta que la Fig. 15 se refiere a las propiedades físicoquímicas de ámbito regional y general, y que a los efectos de un plantea-

miento de abastecimiento deben realizarse determinaciones complementarias, incluyendo la realización de análisis bacteriológicos para la determinación de microorganismos patógenos.

Característica Físico-química	Potabilidad. Principales objeciones	Potabilidad. Límites máximos (OSE)	Acuífero Salto
Turbidez	Orden estético y económico (exige filtrado y desinfección)	5	Sin restricciones
Dureza	Provoca gusto salobre y efectos laxantes si el magnesio es elevado	500 mg/l en CaCO ₃	Sin restricciones
Sólidos totales disueltos	Gran cantidad altera al poblador, no alivia la sed y provoca disturbios orgánicos	100 mg/l	Sin restricciones
Cloruros	Sabor salino en las aguas	300 mg/l en Cl	Sin restricciones
Hierro	Produce manchas	0,3 mg/l en Fe	Sin restricciones
Sulfatos	Efectos laxantes. Gusto amargo.	400 mg/l en SO ₄	Sin restricciones
Nitratos	Probable contaminación orgánica. Alta concentración afecta a la salud	45 mg/l en NO ₃	Sin restricciones

Figura 15 – Límites de potabilidad - restricciones de las aguas del acuífero
(Fuente: Montaña et al. 1995)

Síntesis

Las principales características hidrogeológicas del Acuífero Salto así como su potencial hídrico, a manera de síntesis, se exponen a continuación:

- El acuífero Salto es un acuífero poroso y libre, con un espesor máximo de 30 metros. La transmisividad que presenta es de 50 m³/día, con un coeficiente de almacenamiento de 0,2. El caudal específico es de 2,54 m³/h/m.
- Se estima que las reservas de carácter permanente alcanzan un valor de 9,6 × 10⁸ m³ y que las explotables se sitúan próximas a 4,3 × 10⁷ m³/año.
- Se trata de un acuífero poco explotado, debido a que hasta hace poco tiempo en la región de Salto no se realizaba la construcción de pozos con filtro y prefiltro, optándose por anular la zona del acuífero y captar agua de acuíferos más profundos (Formación Arapey).
- La profundidad más frecuente de perforación es de 15 metros, donde encontramos muchos pozos brocales situados en la zona de Nueva Hespérides y Corralito. En menor proporción se encuentran pozos con profundidad entre 15 a 30 metros.
- Los caudales obtenidos con mayor frecuencia son entre 1 y 5m³/h, reflejando la baja eficiencia de las obras por falta de la colocación de un adecuado filtro y prefiltro.

- El acuífero Salto no presenta limitantes respecto a su calidad de agua para ser usado en el abastecimiento público (consumo humano) o riego agrícola. El agua es clasificada como Bicarbonatada Cálcica.
- La simulación hidrogeológica de este acuífero realizada por Montaña *et al.* (1995) para la zona de Corralito (al sur de la ciudad de Salto), demuestra que un aumento de la extracción del agua subterránea en un 50% del bombeo actual no afecta los niveles potenciométricos, por lo cual no existiría sobreexplotación del acuífero con efectos ambientales negativos.

Este capítulo está dedicado a Carlos Velozo,
mi primer maestro y un ejemplo de vida, quien despertó mi interés por la hidrogeología.

Bibliografía

- Almagro L, Custodio E, Rocha L & Abelenda D (1998a): *Hidrogeología del acuífero superior de la Formación Chuy (Región Sudeste del Uruguay). Modelo Conceptual*. Memorias del 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Vol. 1: 374-390. ALHSUD. Montevideo, Uruguay.
- Almagro L, Vives L, Custodio E & Rocha L (1998b): *Hidrogeología del acuífero superior de la Formación Chuy (Región Sudeste del Uruguay). Modelo Numérico*. Memorias del 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Vol. 1: 391-409. ALHSUD. Montevideo, Uruguay.
- Auge M (1998). *Manual del curso de Hidrogeología Ambiental*. Curso dictado en Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, 1988. Inédito.
- Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo. 970pp.
- Bossi J, Ferrando LA, Montaña J, Campal N, Morales H, Gancio F, Schipilov A, Piñeyro D & Sprechmann P (1998): *Carta geológica del Uruguay, escala 1/500.000*. Geoeditores SRL (CD-Rom), Montevideo.
- Custodio E & Llamas MR (1986): *Hidrología subterránea*. Ediciones Omega, Barcelona.
- Feitosa FAC & Manoel Filho J (1998): *Hidrogeologia: Conceitos e aplicações*. 2ª Edição. Serviço Geológico do Brasil CPRM – Laboratório de Hidrogeologia da UFPE LABHID. Fortaleza. 389pp.
- Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais - CETEC (1981): *2º plano de desenvolvimento integrado do Noroeste Mineiro. Recursos naturais*. Serie de Publicações Técnicas/SPT-002. Belo Horizonte. 359pp.
- Montaña J, Suttmüller A, Fossati A, Limarino O, Scasso R, Gonzáles S, Pérez A, Cicalese H, Da Rosa Filho E, Pérez F, Acquistapace A, Jaugue P, Kaplan A, Panone J, Mermot C, Collazo P, Raineri Z, Ferriolo M, Sammarco C & Rainieri E (1995): *Estudio del Acuífero Salto*. CONSUR Sociedad de Consultores. (PRENADER-MGAP-MTOP-Banco Mundial). Informe interno. 268pp.

LOS SUELOS DE URUGUAY Y SU POTENCIAL DE APROVECHAMIENTO

Luis De León y Ricardo Cayssials

LOS SUELOS CONSTITUYEN UN TRASCENDENTE RECURSO NATURAL. El objetivo de este Capítulo es sintetizar el conocimiento acumulado sobre los suelos de Uruguay a lo largo de varias décadas de estudios sistemáticos, cuyo resultado se ve en importantes avances en materia de levantamiento básico, incluyendo cartografía a diversas escalas, génesis y clasificación, e interpretaciones para su aprovechamiento productivo.¹ Pretendemos además indicar algunos caminos de desarrollo posterior, apoyados en los conocimientos actuales que han permitido identificar nuevas sendas para entender mejor la génesis y la clasificación de los suelos, y lo que es aún más importante, diseñar estrategias de manejo y conservación sobre nuevas bases de conocimiento edafológico.

1. En 1962 los agrónomos Luis De León y Oscar López Taborda formaron un equipo para elaborar un mapa de suelos de Uruguay, a solicitud de la Comisión de Inversiones y Desarrollo Económico (CIDE) creada por el gobierno uruguayo en aquellos años. El resultado fue una Carta Esquemática de los Suelos del Uruguay; en ella se establecieron 13 regiones de Uso y Manejo de los Suelos, material considerado básico en la ejecución del Plan de Desarrollo del Sector Agropecuario. En base a esta experiencia, ambos investigadores propusieron al Ministerio de Agricultura y Pesca la realización de un Programa de Estudio y Levantamiento de los Suelos (PELS) que, de acuerdo con la tecnología en uso, implicaba un recubrimiento aerofotográfico de todo el país y la formalización de un convenio con la participación de la Dirección de Suelos y Fertilizantes del Ministerio y el grupo de docentes de la cátedra de Suelos de la Facultad de Agronomía. El convenio se concretó en 1964, quedó bajo la dirección técnica de De León y Taborda, y llegó a tener casi un centenar de profesionales entre pedólogos, geólogos, geomorfólogos, foto-analistas, técnicos de laboratorio, cartógrafos, dibujantes y personal administrativo. El resultado de este trabajo de doce años (aunque De León debió retirarse del PELS al instalarse la dictadura en 1973) es la Carta de Reconocimiento de Suelos del Uruguay a escala 1/1.000.000, que se discute en este Capítulo. (*N. de los A.*)

LOS SUELOS – SISTEMAS NATURALES

Los suelos son sistemas naturales (por lo tanto abiertos) muy complejos. Se forman en la superficie de la corteza terrestre donde viven las plantas y otra gran diversidad de seres vivos. Sus características y propiedades se desarrollan por la acción de los agentes climáticos y biológicos actuando sobre los materiales geológicos, acondicionados por el relieve y el drenaje. Estos factores interactúan durante largos períodos de tiempo, resultando en una alta complejidad.

Los factores de génesis de suelos

Se reconoce a los agentes climáticos y bióticos como los factores “forzadores” del sistema, porque aportan materia y energía y son agentes “activos”. A los restantes se los considera como agentes “reguladores”. En su conjunto, todos forman el ambiente del Sistema.

El sol aporta energía, que regula la temperatura; la atmósfera aporta el agua y el aire, agentes activos y básicos para la vida y la alteración de los minerales que promueven la dinámica geoquímica del paisaje. El régimen térmico y el régimen hídrico de los suelos son dos factores clave en la clase e intensidad de los procesos de génesis.

Los *agentes biológicos* tienen una enorme importancia. Se destacan los seres autótrofos debido a:

- el efecto de sombra que regula la temperatura del suelo,
- la acción del sistema radicular cavando pedotúbulos,
- la absorción de agua y nutrientes que son reciclados y forman las estructuras vegetales, las cuales al morir acumulan materia orgánica (MO) en el suelo,
- la segregación de sustancias químicamente activas frente a los minerales.

Los organismos del suelo juegan un papel fundamental en la descomposición y/o transformación de los residuos vegetales: liberan los elementos químicos o producen las sustancias húmicas de enorme importancia en la físico-química del suelo y en la nutrición mineral de las plantas.

La *materia mineral* forma la estructura física de los suelos, y tiene un rol importante en la circulación y retención del agua, la concomitante aireación del suelo, así como en su permanente interacción con los procesos bio-

geoquímicos para aportar nutrientes y bases para la regulación del *pH* y el potencial redox (óxido-reducción). La transformación por la acción de agentes químicos y biológicos dan origen a los minerales arcillosos que regulan la textura del suelo y tienen una gran actividad físico-química y los óxidos libres, principalmente aquellos compuestos de hierro (Fe), muy importantes en los suelos tropicales.

El *material madre* condiciona la génesis y evolución de los suelos; desde los materiales constituidos por una gran variedad de rocas ígneas-metamórficas (por su estructura, composición mineral y química); o las rocas sedimentarias (silicoclásticas y/o calcáreas) por su influencia en la textura (arcillosas, limosas, arenosas), grado de consolidación, porosidad, permeabilidad o, inclusive, a través de la composición de sus cementos, en su geoquímica y fertilidad del suelo.

La *topografía* y *drenaje* regulan los movimientos de las aguas de escurrimiento superficial y subsuperficial. Con ellos se mueven los compuestos químicos según su solubilidad, en un proceso que se denomina Geoquímica del Paisaje y que diferencia las tierras altas de las tierras bajas, reguladas por las condiciones de drenaje.

Todos los procesos tienen su *tiempo*, siendo unos mucho más rápidos que otros, como veremos al tratar la evolución de los suelos.

Los procesos de génesis (Pedogénesis)

Los suelos como Sistemas Naturales se forman por la acción de los siguientes procesos:

1. *Entradas y salidas* de materia (agua, raíces, organismos del suelo y residuos vegetales) y energía (del Sol y de los residuos) que enriquecen al suelo de nutrientes, le proveen de agua y regulan su temperatura y la acumulación de la materia orgánica, principalmente en el horizonte superior. Concomitantemente se desarrolla la sucesión vegetal que conduce a la formación del ecosistema propio de la región climática-ecológica.
2. *Transformaciones* de la materia orgánica y mineral por la acción de los agentes químicos y biológicos en un ambiente húmedo, dando como producto compuestos minerales (arcillas y óxidos) y sustancias húmicas, las que son típicas de cada región climática-ecológica (o ecosistema) y minerales fundamentales para la retención y liberación de nutrientes.

3. *Traslocación* de la materia a través de los siguientes mecanismos:
 - Reciclaje de las plantas: al depositar residuos concentra la materia orgánica y mineral en la superficie del suelo.
 - El agua que transporta en sentido descendente la materia mineral y orgánica, en solución o en suspensión, da lugar a la formación de horizontes específicos subsuperficiales y a la pérdida por drenaje, incorporándose a otros suelos o a los sistemas de drenaje (Geoquímica del Paisaje).

4. *Reorganización* de la materia, a través de procesos físicos, químicos y biológicos, tales como la cristalización y recristalización de la materia mineral, la formación por polimerización de sustancias húmicas de alto peso molecular, la formación de complejos organo-minerales y de estructuras a nivel micro, meso y macro. La combinación de estos procesos irá formando los horizontes de los suelos y organizando el sistema circulatorio del agua y aire, fundamentales para la vida del suelo (transporte de agua, oxígeno, dióxido de carbono y nutrientes).

Fertilidad del suelo

La fertilidad de un suelo se mide en función de su capacidad para producir plantas y está relacionada con los parámetros siguientes:

- ser un suelo profundo bien estructurado, con buen arraigamiento;
- tener buena infiltración, movimiento del agua en todo el perfil y retención de agua disponible para las plantas y eliminación de excesos;
- tener una buena capacidad para el aire, lo que asegura la entrada y circulación del oxígeno (O₂) y la salida de dióxido de carbono (CO₂);
- buena absorción de la radiación solar y conductividad de la onda térmica que asegure una temperatura adecuada en todo el perfil;
- buena *capacidad de intercambio catiónico* (CIC) y relación equilibrada de *bases*, una *saturación en bases* (S/T) que asegure un *pH* ligera a moderadamente ácido y buena disponibilidad de nitrógeno (N), azufre (S) y fósforo (P) y de elementos menores;
- no tener elementos tóxicos para las plantas.

Según como se presenta cada una de estas propiedades y todas en conjunto, componen las distintas clases o niveles de fertilidad, lo que permite relacionar las características de fertilidad con los grandes tipos de suelos del mundo (*vide*, para mayores detalles, Duchaufour 1995).

LOS SISTEMAS PEDOLÓGICOS

Cada suelo es un sistema, porque todos sus horizontes son interdependientes y todos sus componentes interactúan. Los suelos que se desarrollaron asociados a un determinado paisaje forman un sistema pedológico paisajístico porque ellos interactúan y son interdependientes (Fig. 1).

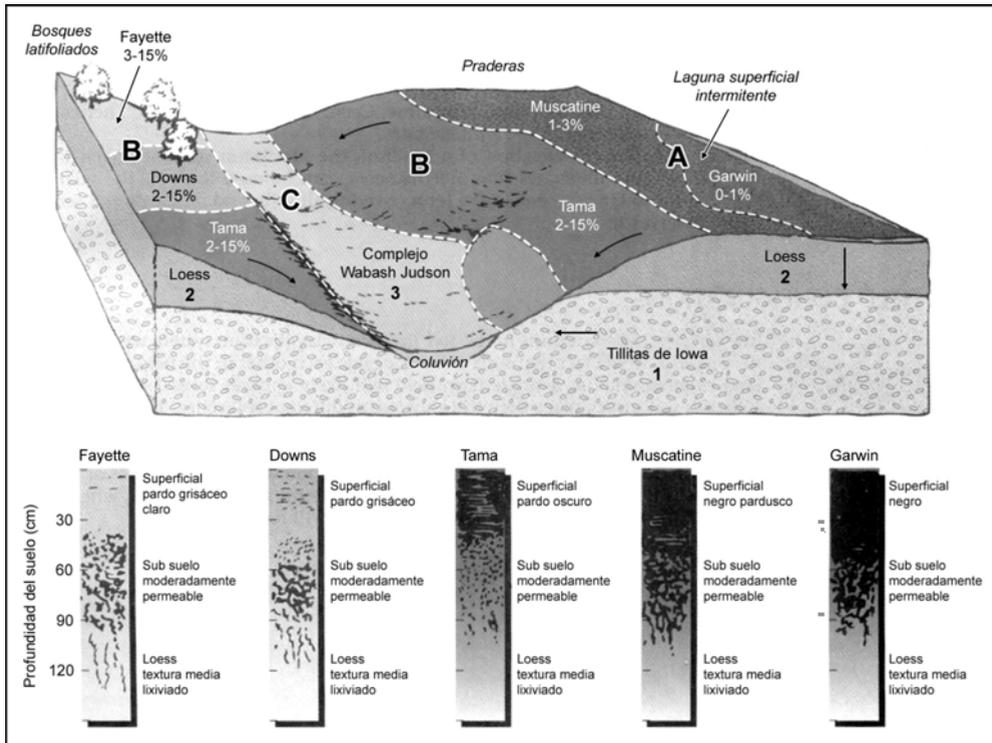


Figura 1 – Formación de diferentes tipos de suelos (ejemplo de los sistemas pedológicos paisajísticos del estado de Iowa, EE.UU.).

Sea un paisaje donde los materiales madre de los suelos son 1, 2, 3. Las flechas indican el movimiento del agua superficial y sub-superficial. Los suelos son: A: Suelos que retienen agua, B: Suelos que se erosionan y pierden agua, C: Suelos que reciben agua extra. Todos estos suelos serán interdependientes, tendrán distinto drenaje, distinta pérdida y/o aporte de elementos químicos y aún de materia. Adaptado de Brady & Weil (1996).

LOS PROCESOS EDÁFICOS DE URUGUAY

Aunque no se dispone de estudios precisos sobre la edad de formación de nuestros suelos, el grado de evolución presenta variaciones importantes.

Esto puede analizarse a la luz de algunos indicadores como el tenor de arcilla, el tenor de hierro libre, el tipo y evolución de las sustancias húmicas, el tenor de reservas minerales, y la capacidad de intercambio catiónico y saturación en bases.

En el centro-sur de Uruguay, sólo los suelos formados sobre limos cuaternarios son monocíclicos. Los demás muestran rasgos de etapas más cálidas, induciendo a pensar en la existencia de suelos policíclicos.

Parece interesante comparar con las zonas de praderas estadounidenses de pastos altos. Si tomamos la clasificación de nuestros suelos bien desarrollados (*brunosoles* y *vertisoles*; vide clasificación de suelos más adelante) que se corresponden con la zona de praderas de pastos altos al Sur de EE.UU. (Texas y Oklahoma) y nuestra zona norte de Uruguay (praderas rojas); nuestras praderas del Sur se asemejan a las del centro y algo al Norte de EE.UU. (Iowa por ejemplo).

Nuestros *brunosoles* *dístricos* son suelos antiguos con su horizonte B alto en arcilla y transición abrupta. Los *suelos saturados lixiviados* tienen un proceso más avanzado de alteración-lixiviación, desbasificación, lo que se relaciona con materiales algo más gruesos y/o de mayor edad (*argisoles*) o condiciones de menor drenaje (*planosoles*).

Los *suelos desaturados lixiviados* ya se emparentan con los suelos *ultisoles* del USDA (United States Department of Agriculture) o de la clasificación de suelos de Francia (vide Duchaufour 1995); el factor clave aquí ha sido el material madre arenoso que facilita su evolución, aunque no puede descartarse un ciclo de biostasia sub-tropical en el Cuaternario (la región Sub-Tropical penetró en el Norte uruguayo) como lo muestran sus colores rojos.

EVOLUCIÓN DE LOS SUELOS

Cada gran tipo de suelo tiene su propia evolución progresiva y se desarrolla cumpliendo ciclos o etapas. Los ciclos que se proponen para la formación de brunosoles (el tipo de suelo dominante en Uruguay), bajo la condición climática-ecológica de esta área son los siguientes:

- *Primer ciclo*. Está dominado por la implantación y evolución de la vegetación hasta desarrollar el ecosistema propio de estas condiciones ambientales. Paralelamente, se producen los procesos propios del suelo: acumu-

lación de materia orgánica, reciclaje de nutrientes formando el horizonte A de color muy oscuro con alta agregación. Si el material tiene carbonatos libres (o se forman por alteración), éstos se solubilizan y son movilizadas hacia abajo (Horizonte C). La materia mineral y los residuos orgánicos siguen su ritmo de transformación generando arcillas, sustancias húmicas, complejos organo-minerales, dando un suelo con alta fertilidad, alta saturación de bases, *pH* ligeramente ácido y alta saturación de bases, por lo tanto los coloides están floculados.² Pueden lograr desarrollar un horizonte B incipiente.

- *Segundo ciclo.* Al llegar un punto donde los coloides se dispersan por descenso del nivel de bases, son movilizadas hacia abajo comenzando a acumularse de abajo hacia arriba y progresivamente formando el Horizonte B textural, de estructura poliédrica que se agrieta al secarse y tiene baja permeabilidad al mojarse y disminuye la fertilidad.
- *Tercer ciclo.* Según los materiales y la posición en el paisaje, el suelo puede comenzar una etapa de *hidromorfismo* que conduce a la reducción y movilización del hierro del Horizonte A inferior, que se vuelve blanquecino; el hierro se moviliza hacia el Horizonte B, formando primero moteados y luego concreciones de hierro y manganeso, disminuyendo aún más su fertilidad.

Cada una de estas etapas tiene un estado de estabilidad que puede durar algunos miles de años. Como el proceso de destrucción de materiales es progresivo, el suelo llega a una etapa senil y no tiene más reservas; donde la fertilidad del suelo se basa en el reciclaje de nutrientes, éstos son eluviados por el agua (tal como sucede en las selvas tropicales).

Como el clima cambia, a veces con frecuencia como sucedió en el Cuaternario (volviéndose semiárido durante las glaciaciones, y asociado a un gran descenso del nivel del mar), los suelos se degradan con pérdida progresiva de la fertilidad y sufren procesos fuertes de erosión. Cuando el clima vuelve al estado de subhúmedo - húmedo a ligeramente húmedo (como lo ha sido hasta el siglo XX) y se produce un ascenso del nivel del mar, los paisajes se estabilizan, vuelve la vegetación de praderas de pastos altos y los suelos se regeneran acordes con esas condiciones. Pero los suelos pueden conservar restos de su ciclo anterior. Son los suelos policíclicos, como los que se reconocen en extensas regiones del sur de Uruguay, salvo los formados sobre los limos cuaternarios de la Formación Libertad.

2. Con partículas sólidas agregadas a la dispersión coloidal.

LA DEGRADACIÓN DE LOS SUELOS Y LOS PROBLEMAS AMBIENTALES

La degradación de los suelos puede darse por procesos naturales y por mal uso y manejo. A continuación se exponen ejemplos que involucran ambos factores:

A) Procesos naturales:

- cuando habiéndose desarrollado con un clima subhúmedo - húmedo, éste se vuelve semi-árido se produce erosión de suelos;
- cuando en su proceso de evolución se van destruyendo los minerales y el suelo se vuelve fuertemente ácido (baja fertilidad, aluminio libre);
- cuando por descenso de las napas freáticas en una región sub-húmeda seca, los suelos se vuelven alcalinos en las áreas deprimidas.

B) Mal uso y manejo:

- cuando teniendo un suelo de pradera de alta fertilidad se le implanta un bosque de latifoliadas³ o, aún peor, coníferas;
- cuando se hace una agricultura intensiva continuada en el mismo sitio, lo que provoca la disminución de los parámetros de fertilidad;
- cuando no se aplican medidas de conservación en áreas susceptibles a la acción negativa de los agentes erosivos (lluvia, viento);
- cuando el suelo recibe aportes de sustancia contaminantes (agentes de polución) tales como: lluvias ácidas, agroquímicos que la biota edáfica no puede descomponer o el suelo adsorber o neutralizar, y compuestos químicos inorgánicos u orgánicos tóxicos;
- cuando se induce un proceso de salinización por riego;
- cuando se contamina y/o acidifica por uso de fertilizaciones;
- cuando se vierten al suelo productos radioactivos.

FACTORES DE FORMACIÓN DE SUELOS EN URUGUAY

Se presentan a continuación los factores (clima, vegetación, topografía, drenaje, geología, tiempo) y se describe, para cada uno de éstos, su incidencia en el proceso de formación de los suelos.

3. Latifoliada: tipo de vegetación caracterizada por gran variedad de especies de hoja larga.

Clima

El clima de Uruguay corresponde a un sub-húmedo–húmedo a casi húmedo, según el sistema de Thornwait, de régimen mediterráneo (el período frío es húmedo y el caluroso es seco).

En el Este el trimestre más lluvioso es el invierno y en el Oeste el verano. Desde el punto de vista térmico, es un clima templado cálido con veranos calurosos e inviernos con heladas de mayo a fines de septiembre; al Noroeste es siempre varios grados mayor que al Sur. La variación de los vientos de Norte a Este a Sur le asigna un régimen muy inestable tanto del punto de vista térmico como hídrico. La temperatura media es de 16°C; la precipitación es de 1.000 – 1.300 mm por año.

En los períodos de biostasia⁴ la zona climática subtropical habría penetrado en Uruguay, lo que puede evidenciarse en el carácter rojizo de los suelos.

Vegetación

De acuerdo al clima, la vegetación dominante en las tierras altas es praderas de pastos altos, con dominio de invernales (hacia el Sur), o de verano (al Norte) o mixtas. En el Oeste, donde el verano es más húmedo, se puede presentar vegetación de parques y en zonas de palmares con especies de árboles y arbustos.

En las zonas serranas hay mayor diversidad y las gramíneas son de especies más rastreras; en las laderas al Sur de coluviones es frecuente encontrar árboles de crecimiento lento, formando pequeños bosquetes de madera dura.

Las planicies aluviales tienen cespitosas⁵ alternadas con pajonales; los albardones⁶ tienen árboles de mediano y bajo porte que a veces son montes espesos con hasta 1 kilómetro de ancho. Las áreas deprimidas tienen especies adaptadas a períodos de inundación semi-permanentes a permanentes, dominando la vegetación de bañado.

4. Biostasia: fase de estabilidad en la evolución del relieve, donde la cubierta vegetal del suelo impide la erosión.

5. Cespitosas: plantas que crecen con forma similar a la hierba del césped.

6. Albardón: elevación del terreno en una zona baja, que forma un islote cuando suben las aguas a su alrededor.

Topografía

La variada geomorfología del territorio puede separarse muy sintéticamente en distintas unidades:

- *planicies – llanuras*, definidas por pendientes bajas que oscilan entre 0.5% y 1.5%, con un importante desarrollo sobretudo en el Este y asociadas a los principales ríos;
- *lomadas*, con pendientes variables (desde suaves hasta fuertes), a veces convexas y otras con altiplanicies (pendientes entre 1.5% y 6%), relacionadas con la variación de los materiales geológicos;
- *colinas*, con pendientes entre 6% y 18%, más suaves o más fuertes (12% - 18%), a veces redondeadas, a veces con altiplanicies;
- *sierras*, con pendientes superiores a 18%.

Además pueden reconocerse otras unidades geomorfológicas como bañados, dunas, aluviones, valles, ocupando las zonas bajas aplanadas, y los cordones litorales de dunas arenosas de formas diversas.

Drenaje

Este factor está ligado a la Topografía y al régimen de lluvias impenetrante, y se verifica cuando:

- las regiones de planicies y llanuras estén predisuestas a las condiciones de hidromorfismo y que también las laderas bajas de lomadas y colinas y las planicies coluviales - aluviales sufran estos procesos,
- las regiones de sierras y colinas tengan un porcentaje importante de suelos incipientes y que su baja infiltración afecte el alto escurrimiento de ríos y arroyos en toda la región.

Geología

Existe gran variación de materiales geológicos en el territorio uruguayo, dando lugar a una alta gama de tipos de suelos, siendo uno de los factores de formación de mayor incidencia relativa.

De una forma general, en el Norte los dominios geológicos son tres y están ligados al desarrollo de las siguientes unidades, de Oeste a Este:

- los extensos derrames basálticos,
- las sedimentitas de la cuenca gondwánica, y
- el asomo de rocas precámbricas en la denominada Isla Cristalina de Rivera-Aceguá, en los departamentos de Rivera, Tacuarembó y Cerro Largo.

En el Sur existen varios dominios geológicos que controlan la diversidad de tipos de suelos. En particular, el amplio desarrollo de las unidades ígneo-metamórficas en la región centro-sur y, al Sur, los sedimentos y sedimentitas que colmatan las cuencas de Laguna Merín y Santa Lucía.

Asimismo se debe recordar que tanto en el Norte como en el Sur hay extensas regiones cubiertas por unidades sedimentarias cuaternarias. El resultado de este complejo escenario con relación a los suelos resultantes puede verificarse, por ejemplo, al observar un corte norte-sur de la Carta Geológica (Preciozzi *et al.* 1985) y observar el mismo corte norte-sur en el Mapa de Suelos (Aguirre *et al.* 1976). Los factores climáticos y bióticos no tienen tanta variabilidad en nuestro territorio, por lo que la diversidad geológica-geomorfológica juega un rol importante para entender la génesis y evolución de nuestros suelos.

Tiempo

Ya se ha visto este tema en relación a los procesos y a la evolución de los suelos. Es un factor que incide sobre los otros factores de formación de los suelos, dando lugar a muchas de las explicaciones que se pueden observar en los perfiles de varios de nuestros suelos. En especial, en aquellos policíclicos, con claras discontinuidades litológicas que evidencian procesos de pedogénesis diferentes. Los casos más evidentes se pueden encontrar en las grandes planicies que acompañan al río Santa Lucía, habiéndose observado hasta tres ciclos, a partir de la simple observación de un perfil de suelo.

SISTEMA DE CLASIFICACIÓN - CATEGORÍAS

La Lámina XXVI muestra algunos perfiles representativos de los suelos de Uruguay. Asimismo, a continuación se presenta la clasificación de nuestros suelos. Dado el objetivo y alcance general de este capítulo, sólo se incluyen cinco niveles de organización o categorías:

1. *Orden*, definido por los procesos pedológicos dominantes.
2. *Grandes grupos*, definidos por la intensidad de los procesos.
3. *Sub grupos*, definidos por un proceso pedológico secundario.
4. *Clase*, definida por propiedades físicas y químicas relacionadas con la fertilidad: CIC y S/T.
5. *Tipo*, definido por el grado de iluviación de las arcillas en el Horizonte B.

Características diagnósticas

Horizontes diagnósticos y otros:

- a. Superficiales melánicos:
 - i. *Oscuro*: materia orgánica (M.O) > 2%; S/T > 50%; - > 20 cm de espesor; más fina que Ar.Fr.;
 - ii. *Úmbrico*: algo oscuro; textura liviana; S/T < 50%
 - iii. *Hístico*: si es arcilloso > 30% M.O; escasa arcilla >20 % M.O.
 - iv. *Ócrico*: muy claro y bajo en M.O. o menos de 20 cm de espesor.
- b. Subsuperficiales:
 - i. *Álbico*: A2 (eluvial); muy claro y bajo en M.O. o menos de 20 cm. de espesor.
 - ii. *Argílico*: si el Horizonte A tiene < 15% de arcilla tener 6% +; si tiene > 15% el Horizonte B un tenor de arcilla 1. 2.
 - iii. *Cámbrico*: Horizonte B no iluvial; material madre (M.M) alterado y descarbonatado.
 - iv. *Gleico*: saturado de agua y agrisado.
 - v. *Nátrico*: B de tipo argilúvico; $pH > 8,5$, sodio (Na) intercambiable > 15%.
- c. Saturación en bases, C.I.C. y horizontes:
 - i. *Éutrico*: Arc. B/ Arc. A es algo menos y algo más de 1,2; CIC del A > 25 miliequivalentes (meq) por cien gramos (meq./100 gr); S/T > 60%.
 - ii. *Subéutrico*: Arc. B/ Arc. A < 1,2 ; C.I.C. del Horizonte A 20-25 ; S/T < 60%.
 - iii. *Dístrico*: Horizonte A con CIC 10 meq o menor.
- d. Grado iluviación de arcilla:
 - i. *Háplico*: Sin diferenciación de horizontes por traslocación de arcilla del A al B.
 - ii. *Lúvico*: Con B textural transicional.
 - iii. *Abrúptico*: Con B textural de cambio abrupto.

Clasificación

Orden I: suelos minerales poco desarrollados.

Con horizonte superficial de 30 cm y sin horizonte genético subsuperficial.

- *Litosoles*. Con horizonte lítico a 30 cm y un A de color variable;
- *Arenosol*. Arenosos sin horizonte diagnóstico superficial 50 cm o más;
- *Fluvisol*. Sin horizonte superficial diagnóstico. Estratificado;
- *Inceptisol*. Horizonte A variable; sin horizonte B; contacto lítico > 30 cm.;

Gran Grupo *Litosoles*

Ejemplos: Cuchilla de Haedo - Paso de los Toros.

Clase	Sub clase
Eútricos	Melánicos y ócricos
Subéuticos	Melánicos, ócricos y úmbricos
Dístricos	Melánicos, ócricos y úmbricos

Gran Grupo *Arenosoles*

Ejemplo: Balneario Jaureguiberry.

Arenosoles ócricos.

Arenosoles úmbricos.

Gran Grupo *Fluvisoles*

Ejemplos: suelos ubicados en los bordes fluviales de Uruguay, casi siempre asociados al desarrollo del monte indígena.

Subgrupo Isotexturales: Melánicos y Ócricos.

Subgrupo Heterotexturales: Melánicos y Ócricos.

Gran Grupo *Inceptisoles*

Ejemplo: Suelos desarrollados en materiales coluvionales, como el de parte de la Sierra de Punta Ballena.

Melánicos; Ócricos y Úmbricos.

Orden II: Suelos melánicos.

Suelos minerales desarrollados con horizonte A melánico, un horizonte B Argílico, con $pH > 5,5$ que no disminuye y $S/T > 50\%$ o cámbrico con $S/T > 50\%$ o melánico sobre el Horizonte C con $S/T > 50\%$.

Gran Grupo *Brunosoles*

Ejemplo: Libertad.

Clase	Tipo
Eútricos	Háplicos Típicos Lúvicos
Subéuticos	Háplicos Típicos Lúvicos
Dístricos	Háplicos Típicos Lúvicos

Gran Grupo *Vertisoles*

Ejemplos: Tala – Rodríguez.

Subgrupo: Hápticos, Rúpticos, Típicos y Lúvicos.

Orden III: Suelos minerales saturados lixiviados

Suelos minerales del tipo A-Bt-C; Horizonte Argilúvico con > 50% S/T en toda su extensión. Si tiene un Horizonte Melánico, el Horizonte Álbico continuo < 3 cm , la relación Arc.B/Arc.A > 3; si la transición es abrupta la relación Arc.B/Arc.A = 2 a 3; si tiene Horizonte Ócrico o Úmbrico basta que esa relación sea 1 a 2; no tiene Al intercambiable; no tiene Horizonte Gleico a < 120 cm de profundidad; puede presentar Horizonte Álbico.

Gran Grupo *Argisoles*

Ejemplo: Chapicuy.

Clase	Tipo
Eútricos	Melánicos: típicos y abruptos Ócricos: típicos y abruptos
Subéuticos	Melánicos: típicos y abruptos Ócricos: típicos y abruptos Úmbricos: típicos y abruptos
Dístricos	Úmbricos

Gran Grupo *Planosoles*

Ejemplo: Kiyú.

Clase	Tipo
Eútricos	Melánicos y Ócricos
Subéuticos	Melánicos, Ócricos, Úmbricos
Dístricos	Melánicos, Ócricos, Úmbricos

Orden IV: Suelos minerales desaturados lixiviados.

Suelos del tipo A-Bt-C; con o sin A2; con S/T < 50% en algún horizonte Diagnóstico y/o Al intercambiable > 5% ; pH < 5.5 en la mayoría de los horizontes; Acumulación secundaria de M.O. en la parte superior del Horizonte B; la CIC de la arcilla es 40 miliequivalentes/100 gr del Horizonte B.

Gran Grupo *Luvioles*

Ejemplo: Tacuarembó.

Son suelos con reserva de minerales; CIC Arc. 25-40 meq/100 gr.; S/T < 50 y > 35; Al libre 5-35%

Subclase	Tipo
Luvisoles melánicos	Típicos Abrúpticos Álbicos
Luvisoles ócricos	Típicos Abrúpticos Álbicos
Luvisoles úmbricos	Típicos Abrúpticos Álbicos

Gran Grupo *Acrisoles*

Ejemplo: Rivera.

Suelos sin reservas; CIC arcilla < 25 miliequivalentes/100 gr.: S/T < 35%; Al intercambiable > 35%; M.O. concentrada en parte superior del Horizonte B; color del Horizonte B rojo.

Subclase	Tipo
Acrisoles melánicos	Típicos Abrúpticos Álbicos
Acrisoles ócricos	Típicos Abrúpticos Álbicos
Acrisoles úmbricos	Típicos Abrúpticos Álbicos

Orden V: Suelos halomórficos

Suelos del tipo A-Bt-C; con Horizonte A de poco espesor y pobre estructura; de color claro; presencia de Horizonte Nátrico con alto tenor en Na en todo el perfil, en el Horizonte B de tipo argilúvico degradado en la parte superior del Horizonte B, de estructura columnar. Se incluyen en este orden semejantes sin Na elevado pero con $Na + Mg > Ca + H$, en el C.I.C.

Gran Grupo *Solonets*

Con Na intercambiable > 15% en todo el perfil.

Gran Grupo *Solonets solodizado*

Con alto tenor en sodio en el Horizonte B

Subclases: Melánicos y Ócricos

Gran Grupo *Solods*

Con menos de 15% Na en el Horizonte B; con degradación del Horizonte B superior.

Subclases: Melánicos y Ócricos.

Orden VI: Suelos hidromórficos

Permanecen saturados en agua la mayor parte del año y se dividen en dos:

- *Gleysoles*. Con Horizonte Gleico a menos de 120 cm de profundidad o a menos de 200 cm si por encima o por debajo de 30 cm presenta un croma de 1 o menos, y un valor que aumenta en profundidad y carece de estratificación de origen aluvial; Horizonte Hístico < 30 cm. de espesor; un valor de $N > 5$ en todos los horizontes minerales.
- *Histosoles*. Con Horizonte Hístico de 30 cm o más.

Gran Grupo *Gleysoles*

Subgrupo: *Gleysoles háplicos*.

Subclases: Melánicos, Ócricos e Hísticos.

Subgrupo: *Gleysoles lúvicos*.

Subclase: Melánicos. Tipo: Típicos y Abrúpticos.

Subclase: Ócricos e Hísticos.

Gran Grupo *Histosoles*

CARTAS DE LOS GRANDES TIPOS DE SUELOS DE URUGUAY

La *Carta de reconocimiento de suelos del Uruguay a escala 1:1.000.000* realizada por el equipo técnico del PELS, publicada en 1976, guarda una significativa concordancia con las imágenes posteriores de satélite.

A efectos de tener una visión simplificada de la variación de suelos en Uruguay, se presenta la *Carta de suelos de la FAO* (Lámina XXVII).

Esta carta fue generalizada a partir de la *Carta de reconocimiento de suelos del Uruguay a escala 1:1.000.000* (Aguirre *et al.* 1996), que incluye 99 unidades cartografiadas en función de asociaciones de suelos Dominantes, Asociados y Accesorios, que llegan a nivel de Familias de Suelos.

CARTOGRAFÍAS INTERPRETATIVAS DE LOS SUELOS

Puentes (1982) realizó la *Estimación de Riesgo Erosión de los suelos del Uruguay*, base insoslayable para cualquier propuesta de Plan Nacional de Conservación de Suelos con fines Agropecuarios. Ese estudio sistemático fue realizado sobre un total de 120 perfiles de suelos representativos de las 99 unidades de la Carta de Reconocimiento de Suelos del Uruguay. Asimismo centra gran parte de su trabajo en estimar el Factor K (erodabilidad) de la Ecuación Universal de Pérdidas de Suelos de Wischmeier y Smith,⁷ a efectos de confeccionar nueve categorías de valores para esos 120 perfiles representativos. De la integración de todos esos datos e información, Puentes obtuvo una cartografía generalizada del riesgo de erosión de los suelos de Uruguay. La Carta (Lámina XXVIII) permite apreciar la gran diversidad de situaciones que se presentan para la cobertura edáfica de Uruguay con respecto al riesgo de erosión hídrica. En ella se logran distinguir zonas con:

- muy bajo riesgo, como son los suelos de planicies (a pesar de tener valores de Factor K muy variable, muchas veces con problemas de hidromorfismo o limitaciones por drenaje);
- riesgo medio, en gran parte de las tierras fértiles de nuestro litoral agrícola, lo cual pone en evidencia la necesidad de tomar medidas especiales de conservación de suelos y aguas, acompañadas de rotaciones de cultivos y pasturas adecuadas, a efectos de no desencadenar procesos de degradación y aun erosión de suelos. Las modernas técnicas de “Laboreo Cero” han facilitado mucho estos aspectos de conservación de suelos, siempre que se cumplan con las normas adecuadas y específicas para cada chacra,
- más alto riesgo, casi siempre se corresponden con suelos de texturas livianas, con perfiles muy diferenciados, lo cual imprime a dichos suelos características de alta susceptibilidad a los procesos de erosión hídrica, cuando son destinados a la agricultura de cultivos anuales.

La *Carta de capacidad de uso de las tierras del Uruguay* (Lámina XXIX) clasificó las 99 unidades de la *Carta de reconocimiento de suelos* en cinco Órdenes, dividiéndose los cuatro primeros en clases que van desde Muy Alta a Baja, dejando el Orden V para las Tierras de Humedales:

7. La Universal Soil Loss Equation (USLE) fue un trascendente logro del agrónomo estadounidense Walt Wischmeier y de su colega Dwight Smith, tras más de dos décadas de reunir datos sobre erosión y pérdida de suelos. De la enorme cantidad de estadísticas, aislaron seis factores principales y establecieron relaciones entre ellos, publicando su Ecuación Universal en el *Agricultural Handbook* 282, en 1965. Nuevos trabajos llevaron a una versión mejorada de la USLE en 1978 (aunque Wischmeier acababa de jubilarse) y se publicó en el *Agricultural Handbook* 537. Ambos aportes, y sobre todo el último, han sido reconocidos de gran utilidad en buena parte del mundo.

- *Tierras principalmente agrícolas*- Orden I, que se dividen en cuatro Clases: Muy alta, Alta, Media y Baja;
- *Tierras agrícolas-pastoriles*- Orden II, que se dividen en Clases: Muy Apta, Alta, Media y Baja;
- *Tierras pastoril-agricolas*- Orden III, que se dividen en Muy Alta, Alta, Media y Baja;
- *Tierras principalmente pastoriles*- Orden IV, que se dividen en las Clases: Alta, Media, Baja.
- *Tierras de humedales*- Orden V, las cuales se dividen en dos Clases: Pastoril-Arozables y Reserva de Flora y Fauna.

A nivel de Órdenes se tiene en cuenta el porcentaje de superficie arable de cada unidad de la *Carta de reconocimiento de suelos*, conjuntamente con sus propiedades y limitantes en cuanto a su idoneidad para cultivos de invierno y verano, intensidad de las rotaciones de cultivos y pasturas, su fertilidad natural, su riesgo de erosión, sus limitaciones para el laboreo mecánico y sus condiciones de exceso de agua en el suelo en el período invernal o de déficit durante el verano.

Por último se agrupan las unidades de la Carta de Reconocimiento de Suelos que son muy influenciadas por la acción del agua, ya sea por períodos cortos permanentes o semi-permanentes, dando lugar a las dos Clases de Humedales: unos permiten un uso Pastoril-Arozable y los otros sólo un uso de Reserva de Flora y Fauna.

De esta forma se pone de relieve a tierras de gran valor en biodiversidad, parte de las cuales han sido incluidas como Áreas de Reserva de la Biosfera en el marco del Proyecto *Man and the Biosphere* (MAB) de UNESCO, o como parte de las Áreas Ramsar (Convención de UNESCO sobre Humedales de Importancia Internacional Especialmente como Hábitat de Aves Acuáticas).⁸

La *Carta de capacidad de uso* permite identificar 17 unidades, pudiéndose observar que el Orden I -Tierras Principalmente Agrícolas-, si bien se concentra en el Litoral del Río Uruguay, tiene otras zonas diseminadas por el resto del territorio nacional. Por el contrario, las Tierras Principalmen-

8. Esta Convención se firmó en Ramsar, Irán, en 1971, con algunos cambios en 1982 y 1987; es un tratado intergubernamental para cooperar en la conservación y buen uso de las tierras húmedas y sus recursos. El programa tiene (a diciembre 2003) 138 países adherentes y cuida de 1.328 humedales con un total de casi 111.900.000 hectáreas señaladas como de importancia para el mundo. Uruguay fue el tercer país americano en adherir, detrás de Canadá y Chile; lo hizo en setiembre 1984 con un sitio de 407.408 há. La sede de la Convención Ramsar está en Gland, Suiza.

te Pastoriles -Orden IV- se localizan en las zonas de basalto y del basamento cristalino y de las sierras. Entre ambos extremos encontramos los Órdenes II y III, quedando localizadas las Tierras de Humedales en las grandes Planicies fluviales, los bordes litorales y los sistemas insulares.

Cayssials & Álvarez (1979) presentaron un estudio sobre *Aptitud pastoril del territorio uruguayo* (Fig. 2), que tuvo en cuenta los trabajos de Aguirre *et al.* (1976) y Carámbula (1978), obteniendo una cartografía de particular importancia para un país ganadero como Uruguay. Lo principal de esa carta interpretativa es que tiene en cuenta los aspectos cualitativos y cuantitativos de los sitios donde se evaluaron las pasturas naturales, tanto en lo relacionado con las características edáficas más importantes para evaluar su idoneidad para pasturas naturales, como los resultados de mediciones de pasturas, en términos de materia seca (total y digestible por hectárea), a lo largo de las distintas estaciones del año. Cabe acotar que los suelos más favorables por sus propiedades intrínsecas, son aquellos más ricos en materia orgánica, de colores oscuros, profundos y de texturas medias a pesadas. En cuanto a la valoración del rendimiento en forraje natural, se privilegió aquellas tierras que tenían el menor déficit relativo durante el invierno, por ser la estación más crítica, para la producción vacuna.

Es interesante señalar que esta carta interpretativa de aptitud pastoril de los suelos de Uruguay, guarda una muy buena correspondencia con una Clasificación de las Tierras CONEAT.⁹ Esta última fue confeccionada para la determinación del Impuesto a la Productividad Mínima Exigible (IMPROME), en función de índices de productividad, en términos de carne y lana por hectárea. Gracias al apoyo de la Dirección General de Recursos Naturales Renovables (DGRNR) del Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca, que permitió el uso del SIG (Sistema de Información Geográfica), se pudo comparar las dos cartas interpretativas: la de Aptitud de Uso Pastoril de los Suelos del Uruguay y una confeccionada (gracias a la ayuda de la Base de Datos CONEAT y al SIG de la DGRNR), con una leyenda realizada en función de seis rangos de valores de índices de Productividad CONEAT.

Por otra parte, también gracias al apoyo de la DGRNR se pudo estimar los valores promedios de Índices de Productividad CONEAT, para cada una de las 13 zonas de uso y manejo de los suelos de la *Carta de suelos* CIDE (1962). Se comprueba también la alta correspondencia entre las zonas más

9. La Comisión Nacional de Estudio Agroeconómico de la Tierra (CONEAT), dependiente del MGAP, elabora un índice de productividad para diversos rubros de explotación del suelo.

fértiles y los valores de Índice CONEAT más altos, así como que los valores más bajos, se asocian a las tierras más superficiales de menor aptitud pastoril.

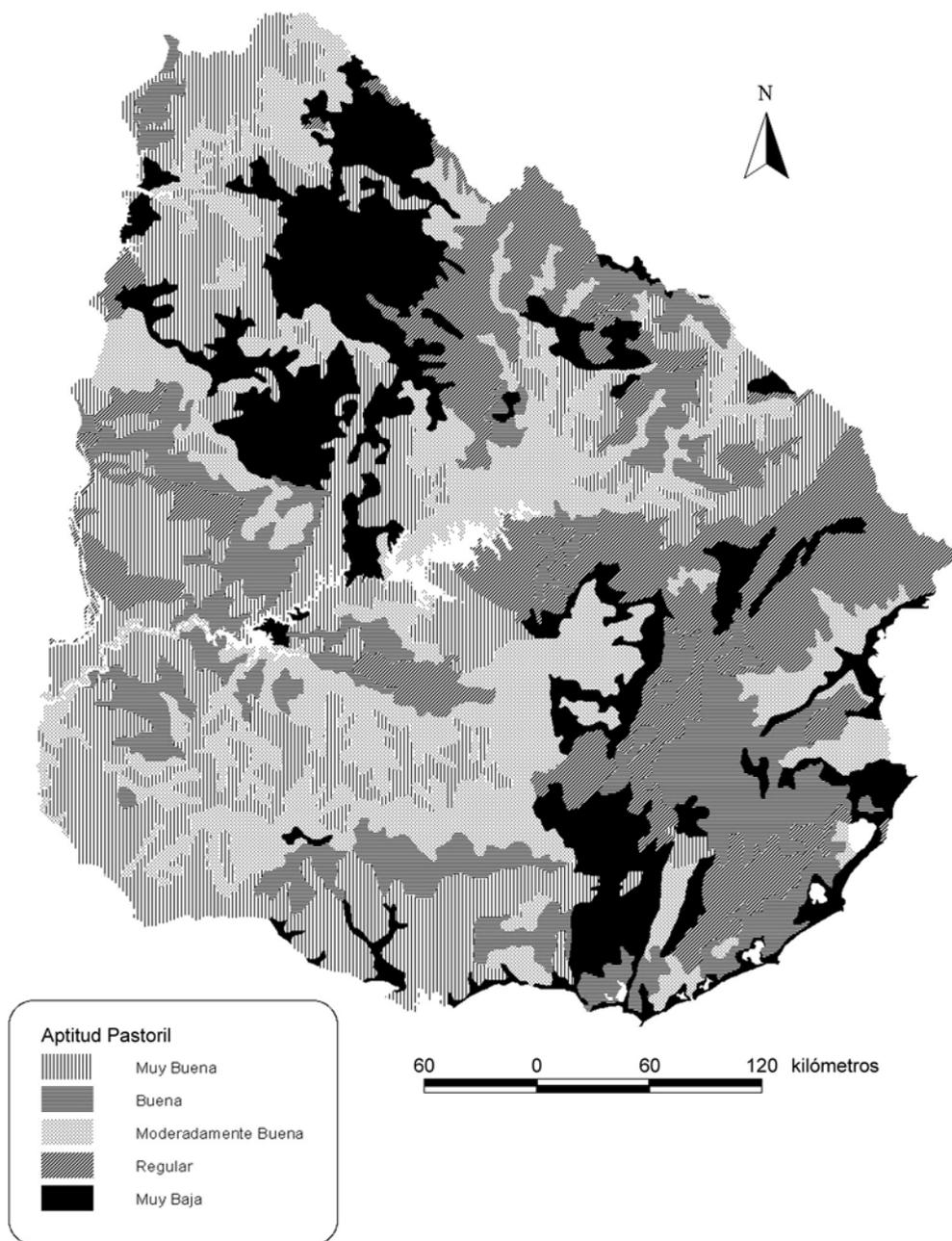


Figura 2 – *Carta de Aptitud Pastoril del territorio uruguayo* (Cayssials & Álvarez 1979).

DESAFÍOS FUTUROS

A manera de síntesis sobre los suelos y su potencialidad de uso en Uruguay, se presentan las siguientes consideraciones:

1. En materia de conocimiento de suelos, Uruguay ha avanzado por encima del nivel de los demás países de América Latina y el Caribe. Esto se puede explicar, en parte, por la pequeñez de su territorio, pero principalmente se debe a los pioneros edafólogos uruguayos que supieron preocuparse por el conjunto de toda la cobertura edáfica de Uruguay. Muchos países siguieron lineamientos exógenos, que aconsejaban concentrar todos los esfuerzos en las tierras más aptas; por ejemplo, Chile avanzó mucho sobre la caracterización de los suelos de planicies regables pero ignoró todo lo relacionado a tierras de laderas de los Andes, dificultándoles hoy día, poder potencializar toda la tecnología de Satélites y tratamiento de los SIG porque les falta algo esencial: la verdad-terreno de esa inmensidad de tierras de laderas andinas.
2. Las modernas tecnologías de los SIG, complementadas con las diversas imágenes obtenidas a distintas alturas, permiten a Uruguay estar en una posición de privilegio para poder extraer toda la potencialidad de aprovechamiento que estas nuevas tecnologías están brindando. Se hace imperioso que se realicen (al igual de lo que sucedió hace varios años) “acuerdos interinstitucionales” capaces de obtener las sinergias y complementaciones necesarias para seguir avanzando en el conocimiento de uno de los recursos más estratégicos de nuestro país: su suelo.
3. El “estado del arte” en el conocimiento de las tierras de Uruguay, obliga a seguir avanzando por sendas de abordaje sistémico, ubicando a los suelos como parte de ecosistemas donde los componentes bióticos y abióticos reciben una fuente de energía (el sol), una de materia (lluvia) e información, las que son transformadas en ciclos biogeoquímicos y en respuestas de salida. Cuanto más se conozcan estas Entradas, Transformaciones y Salidas, mejor se sabrá cómo actuar para lograr un uso sustentable de nuestros suelos.
4. Los recientes trabajos de “catenas” de suelos realizados en Uruguay (con apoyo financiero del CONICYT) muestran la validez de un camino que permite aproximarse a entender el funcionamiento de los suelos en el contexto de los factores de formación, todo ello en el marco de las unidades

naturales como lo son las cuencas hidrográficas, verdaderas unidades del ciclo hidrológico y de la vida.

5. Mucho queda por entender en cuanto a las dimensiones biológicas de los suelos y a sus múltiples funciones, pero mayor aún es el retraso con respecto a indicadores confiables para nuestras condiciones, en cuanto a la capacidad de aceptación de determinados efluentes agrícolas, industriales y urbanos que pueden “reciclar” nuestros suelos. La temática de contaminación de suelos pasa a ser una de las urgencias a ser encaradas, sin descuidar el otro gran tema sobre la erosión y degradación de nuestros suelos. Sobre este aspecto, hoy día existe un mandato legal muy concreto explicitado en la Ley N° 15.239 (Conservación de Suelos y Aguas con Fines Agropecuarios).

Agradecimientos

Al Ing. Agr. Alfredo Altamirano, Director de la Dirección General del Programa de Recursos Naturales Renovables del MGAP, quien autorizó utilizar las Bases de Datos y el SIG de la Unidad Ejecutora. Al Ing. Agr. Juan Carlos Sganga, Director de la División de Suelos y Aguas, quien nos prestó todo su apoyo para esta publicación. A las ingenieras agrónomas Cecilia Petraglia (PGRNR) y Adriana Bruzzone (CONEAT). Al Lic. Marcel Achkar (Departamento de Geografía, Facultad de Ciencias), quien realizó una relevante labor en todo lo referente al tratamiento digitalizado de los datos cartográficos y obtención de fotos digitales de los perfiles de suelos obtenidas del Museo de Suelos de la División de Suelos y Aguas del Programa de la DGRNR.

Bibliografía

- Aguirre L, Altamirano A, Alvarez C, Cayssials R, Da Silva H, Echeverría A, Falco L, Liesegang J, May H, Molfino J, Morelli C, Panario D, Piñeyría J, Puentes R, Sacco G, Sganga J, Terra J, Trabauer A, Victora C, Acosta G & Palacios J (1976): *Carta de reconocimiento de suelos del Uruguay, escala 1: 1.000.000*. Dirección de Suelos y Fertilizantes del Ministerio de Agricultura y Pesca.
- Álvarez C & Cayssials R (1979): *Aptitud de uso pastoril de los suelos del Uruguay*. Ed. MAP Bol. Téc. 2. Montevideo.
- Brady NC & Weil RR (1996): *The nature and properties of soils*. Ed. Prentice-Hall (11th ed.), New Jersey, 740pp.

- Carámbula M (1978): *Producción de pasturas*, en: *Uruguay, Pasturas IV*, Ministerio de Agricultura y Pesca, Centro de Investigaciones Agrícolas “Alberto Boerger”. Miscelánea N° 18.
- Cayssials R & Álvarez C (1983): *Interpretación agronómica de la carta de reconocimiento de suelos del Uruguay*. Ministerio de Agricultura y Pesca, Dirección de Suelos y Fertilizantes, Bol. Técnico N° 9, 29pp., Montevideo.
- Cayssials R, Crosara A, Di Landro E, De León L & Sganga JC (1999): *Estudio de cinco catenas de suelos de la Región Centro-Sur del país*. Facultad de Ciencias - Dirección de Suelos y Aguas del Ministerio de Ganadería Agricultura y Pesca. Informe CONICYT (inédito). 197pp.
- De León L & López Taborda O (1967): *Los suelos del Uruguay, su uso y manejo*. Edición de CIDE, Montevideo.
- Duchaufour PH (1995): *Abrégés de pédologie. Sol, végétation, environnement*. 4^e édition. Ed. Masson, Paris, Francia. 324pp.
- Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, 92pp.
- Puentes R (1982): *Estimación de riesgo erosión de los suelos del Uruguay*, Plan Nacional de Conservación de Suelos con Fines Agropecuarios, MGAP, Montevideo (inédito).
- Sistema de Información Geográfica (SIG) (2003): *Grupos CONEAT-Aptitud pastoril de las tierras del Uruguay*. Bases de Datos y Coberturas digitales de la Dirección General de Recursos Naturales Renovables del Ministerio de Ganadería Agricultura.

KARL WALTHER

Primer catedrático de Geología en Uruguay

EN LAS PÁGINAS PRECEDENTES DE ESTE LIBRO, ASÍ COMO EN las de los demás volúmenes de la serie “*Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales*”, diversas notas al pie de página dan noticia biográfica y valorativa sobre importantes personalidades relacionadas con la temática en cuestión. Un nombre que aparece reiteradamente, tanto en los textos como en las referencias bibliográficas, es el de Karl Walther, primer catedrático de Geología en Uruguay e iniciador de la investigación científica nacional en esta disciplina. Dada su trascendencia, y a manera de homenaje, se ha resuelto incluir este apartado especial en el presente volumen.

Los orígenes de la enseñanza y la investigación científica sostenida de la geología uruguaya se remontan a la primera década del siglo XX y se asocian al nacimiento de una institución destinada al cultivo de las ciencias agrarias, que hoy conocemos como Facultad de Agronomía. A esa casa llegó en 1908 el geólogo alemán Karl Walther para desarrollar una destacada labor intelectual durante 40 años. Llegaba también a un país que se movía al influjo de las grandes transformaciones políticas, económicas y sociales que propiciaba José Batlle y Ordóñez.¹

1. José Batlle y Ordóñez (1856-1929), hijo del general Lorenzo Batlle (Presidente en 1868-1872), se opuso al personalismo “dictatorial” del presidente Gral. Máximo Santos (1882-1886), fundó en 1886 el diario *El Día* para oponerse a los sectores más conservadores y “aristocratizantes” (y aun proclives al fraude electoral) de su Partido Colorado, cuya figura más influyente era Julio Herrera y Obes. Cuando la Asamblea General, de mayoría colorada, debió elegir Presidente de la República el 1º de marzo de 1903, Batlle ganó sobre los otros candidatos colorados gracias a 8 votos de un grupo del Partido Nacional. Cumplido su período de cuatro años, lo sucedió el Dr. Claudio Williman (profesor de física en la Universidad desde 1887) y en 1911 Batlle volvió a ser electo para un nuevo período hasta 1915. En sus mandatos, y sobre todo en el segundo, impulsó numerosos proyectos de leyes sociales (a favor de la mujer, los obreros, los pasivos), consolidó bases económicas del estado y procuró reformar la aún vigente constitución de 1830 para tener un poder ejecutivo colegiado en lugar de unipersonal; esto último lo lograría parcialmente más

El Uruguay de Walther o de “Batlle, los estancieros y el imperio británico”

Hacia algunos años que el país había superado la guerra civil pero las heridas estaban aún abiertas.² Como señalan los historiadores Barrán y Nahum en su serie *Batlle, los estancieros y el imperio británico*, Batlle, triunfador político y militar, iniciaría en los primeros años del siglo XX la puesta en marcha de un nuevo modelo de país.

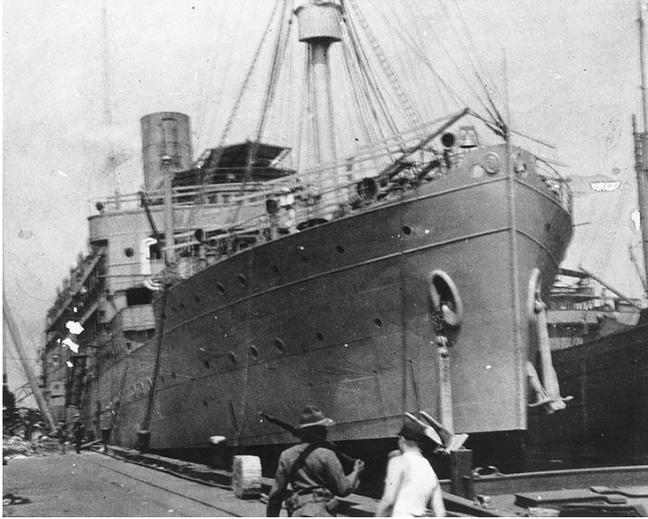
Por esos tiempos, llegaban al Río de la Plata enormes contingentes de inmigrantes europeos en busca de pan y trabajo. En los últimos 20 años, el país había pasado de 600.000 a poco más de un millón de habitantes (según el censo de 1908). Se construía con el aporte de todas las vertientes nuestra identidad y si faltaba algo para forjar nuestra idiosincrasia, allí estaría latente el influjo del “arielismo”.³

Montevideo estaba en construcción. Uruguay también. La mayor parte de la infraestructura física del país se construyó, concibió o soñó durante esta primera parte del siglo XX. El propio Walther lo confirmaría al desem-

tarde, mediante acuerdos con algunos de sus opositores en el Partido Colorado y con grupos mayoritarios del Partido Nacional, en la nueva constitución con Poder Ejecutivo bicéfalo (Presidencia de la República y Consejo Nacional de Administración) que rigió desde 1918 hasta el golpe de estado del presidente colorado Gabriel Terra en 1933. Batlle respaldó la importante y renovadora gestión de Eduardo Acevedo como Rector de la Universidad de la República desde 1904 (en cambio, Acevedo no se entendió con el presidente Williman y renunció en 1907). La principal base social de su política fue la emergente clase media comerciante urbana, contando también con parte de la masa obrera.

2. La última de casi una decena de sangrientas guerras civiles entre los partidos Blanco (luego Nacional) y Colorado fue en 1904. Esas guerras, desatadas por grupos o caudillos de estas colectividades; jalonan la historia uruguaya desde los dos alzamientos de Fructuoso Rivera contra el presidente constitucional Manuel Oribe, a pocos años de que se consagrara en 1830 la Constitución del Uruguay independiente. La más prolongada fue la llamada “Guerra Grande” (1839-1851). Desde 1865, tras la victoria del alzamiento del caudillo colorado Venancio Flores, su partido mantendría el gobierno ininterrumpidamente hasta 1959. Los alzamientos se dificultaron progresivamente por la expansión de las vías férreas que permitían un rápido desplazamiento de los ejércitos gubernamentales a distintas partes del territorio nacional, y por la incorporación de nuevos armamentos cuyo alto costo sólo podía ser absorbido por el gobierno central. Empero, el terrateniente blanco Aparicio Saravia (1856-1904) se alzó contra el exclusivismo gubernamental colorado en tres oportunidades: 1897, 1903 y 1904. La primera guerra terminó con un pacto, la segunda (contra el flamante presidente Batlle) por un rápido pacto que impidió los choques militares, y la tercera se definió con el triunfo militar gubernista; Saravia, gravemente herido en la batalla de Masoller (departamento de Artigas en la unión con Salto y Rivera), murió pocos días después.
3. Referencia al libro *Ariel* publicado en 1900, un sentido discurso del escritor José Enrique Rodó (1871-1917) “a la juventud de América”, que tendría una perdurable valoración positiva e influencia durante las décadas siguientes. El libro exalta la cultura, el humanismo y el principismo, con una mirada crítica hacia el interés puramente utilitario y pragmático que se irradia desde Estados Unidos.

barcar del vapor alemán *König Wilhelm II* en un remozado puerto de Montevideo que, faltando poco tiempo para su inauguración oficial, ya lucía el flamante desembarcadero de madera y el amplio terraplén de la dársena A⁴.



El transatlántico “König Wilhelm II”

El país discutía en esos días de 1908, por ejemplo, las transformaciones propuestas por el paisajista Mr. Thays para el Parque Urbano.⁵ También el “embellecimiento del Prado”, para lo cual la comuna había llamado a un concurso público para la construcción de un hotel, un restaurante y un casino. Los montevideanos se quejaban por el estado del pavimento de la Av. 18 de Julio. En la sesión del Parlamento, Joaquín de Salterain exponía sobre la Ley Universitaria. El Poder Ejecutivo nombraba una comisión de notables para discutir con los argentinos sobre la soberanía del Río de la Plata.⁶ El

4. El *König Wilhelm II* era uno de los transatlánticos alemanes de la serie *Kaiser Wilhelm II* (ambos nombres referían a la misma persona: Guillermo II era desde 1898 rey de Prusia y emperador de Alemania). Walther partió de Hamburgo, viajó en primera clase y llegó a Montevideo con 11 piezas de equipaje. Durante la Primera Guerra Mundial el barco fue confiscado y terminó como buque de transporte de tropas estadounidenses con el nombre de *USS Madawaska*. (N. de los E.)

5. El francés Charles Thays (1849-1934) se radicó en Argentina en 1889; diseñó y ejecutó diversas obras urbanísticas en parques y paseos, en Buenos Aires y en otras localidades argentinas, varias de ellas de gran porte. En Montevideo diseñó en 1912 el balneario Carrasco. También trabajó en Brasil y Chile.

6. En ese momento Uruguay –sin perjuicio de frecuentes colaboraciones y reconocimientos jurisdiccionales más o menos tácitos por parte de su gobierno y del de Argentina– sólo tenía jurisdicción reconocida sobre sus propios puertos y radas, aunque reclamaba la mitad del cauce. El Río de la Plata, según reciente tesis argentina, era desde 1810 parte de la jurisdicción del gobierno de Buenos Aires; la provincia Oriental había sido arrancada a esa jurisdicción por la invasión portuguesa de

Ministerio de Fomento comunicaba que estaba en proceso de armado de las bases para un futuro llamado a concurso para construir el Puerto de La Paloma. Se daba noticia del interés por construir un nuevo ramal ferroviario que uniría el Puerto de Maldonado, Cebollatí y Pueblo Artigas.

El Uruguay aumentaba sus exportaciones y también sus importaciones. La población montevideana era estimulada para el consumo. Se promocionaba la llegada de máquinas de escribir a dos tintas de la marca *Underwood*, flamantes gramófonos por sólo 20 pesos y diversas sastrerías ofrecían fina confección de trajes de buena tela por 12 a 15 pesos. Pero sin duda el mayor destaque lo tenían en la prensa montevideana líquidos y pastillas para la salud. La Emulsión de Scott, un maravilloso aceite puro de hígado de bacalao con hipofosfitos de cal, de soda y glicerina; las Tabletas de Cresota para la tisis; y las Píldoras Rosadas del Dr. Williams “*para curar la anemia de las personas pálidas*”. Absolutamente todo, inclusive los “*perfumes aristocráticos, tan delicados como violetas*” que llegaban de París y Londres se podían adquirir en las casas comerciales de nuestra Ciudad Vieja.

Se construían varios edificios universitarios (también otros públicos). En Sayago esperaba a Walther un flamante local que aún estaba sin terminar: la actual sede de la Facultad de Agronomía. Obra del Arq. Américo Maini, sería inaugurado oficialmente el 25 de agosto de 1909. Marcadamente diferente a los otros edificios universitarios de la época, el proyecto acusó la adopción de criterios compositivos clásicos que se apreciaban en la simetría según un eje perpendicular a la actual avenida Garzón y en el ordenamiento tripartito de fachadas. El edificio remataba en un hermoso mirador para observaciones meteorológicas, que incluía un majestuoso reloj que terminó, años después, en un remate de la firma Gomensoro & Castells.⁷

1816, luego el dominio brasileño, y finalmente la Convención Preliminar de Paz que terminó en 1828 la guerra entre Brasil y Buenos Aires resolviendo la independencia del estado Oriental. En abril de 1908, ejercicios militares navales argentinos muy cercanos a la costa norte del río, motivaron protestas del gobierno uruguayo. El diferendo limítrofe (que disputaba no sólo las aguas sino también las islas Martín García y Timoteo Domínguez) tuvo una primera base de acuerdo en el Protocolo que a principios de 1910 suscribieron el embajador Gonzalo Ramírez (1846-1911) por Uruguay, y el diplomático e inminente presidente Roque Sáenz Peña (1851-1914) por Argentina. El tratado definitivo de límites se firmó recién en 1973, por iniciativa del presidente argentino Juan Domingo Perón (1895-1974); en él se contemplaba buena parte de los reclamos uruguayos en la materia.

7. Con el tiempo se produjeron otras modificaciones, destacándose la destrucción del mirador. Pero antes, cuando el golpe de estado de Terra (1933), un grupo de estudiantes en señal de protesta enarboló en la cima del mirador el pabellón nacional, mereciendo luego la participación de los bomberos para poner fin a dicha manifestación. Luego de un tornado, el mirador resultó seriamente dañado y debió ser demolido, modificando sustancialmente la línea arquitectónica del edificio. (*N. de los E.*)

La enseñanza pública se transformaba al impulso de las reformas progresistas. El 4 de agosto de 1906 Batlle había decretado que las entonces Escuelas de Agronomía y Veterinaria pasaran a depender de la Universidad. El 15 de septiembre, con otros sendos decretos presidenciales, se creó la Facultad de Agronomía y Veterinaria. Al mismo tiempo, el gobierno destinó para su instalación los terrenos situados en las inmediaciones de la Estación Sayago, aprobó un plan general de organización y funcionamiento de la Sección Agronomía, y otorgó recursos para su puesta en marcha. Las primeras clases de Agronomía se dictaron en la antigua Quinta de Pereyra.

El prusiano Alexander Backhaus, Catedrático de Economía Rural, había sido seleccionado y contratado para emprender la organización de la enseñanza universitaria de los estudios agronómicos en el país. Su plan fue aprobado y se lo nombró Director. Se ponía en marcha uno de los ejes fundamentales del batllismo: una educación al servicio del cambio. El desarrollo y la difusión del conocimiento moderno en materia agrícola y ganadera sería objeto de preferencial atención del gobierno.⁸

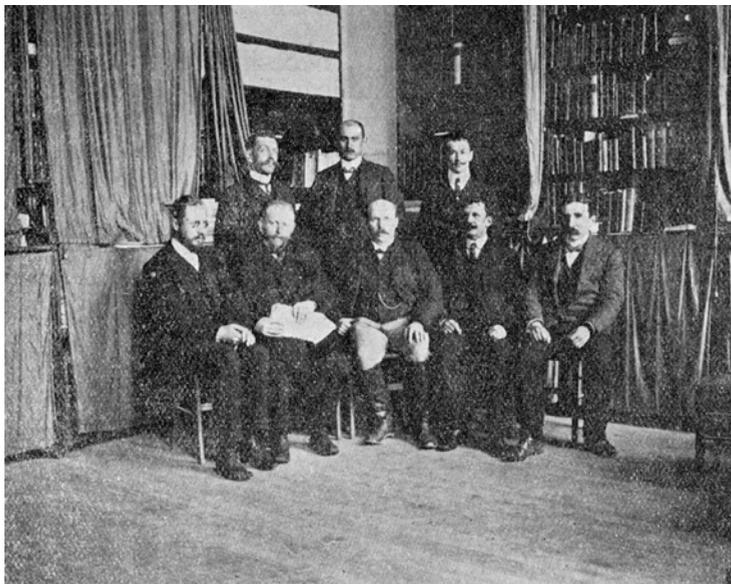
Backhaus, para el funcionamiento y consolidación de la nueva institución, propuso la contratación de varios profesores del extranjero, obviamente en su mayoría alemanes, y particularmente prusianos. En ese contexto es que Walther asumirá la responsabilidad de la cátedra de Mineralogía, Geología y Agrología⁹.

No eran tiempos fáciles para Uruguay. Los uruguayos estancieros y conservadores, y los ingleses, ofrecían dura resistencia al batllismo y sus reformas. El gobierno estaba empeñado en disminuir los importantes lucros

8. Como fundamento para la creación de la Facultad de Agronomía y Veterinaria, Eduardo Acevedo decía: “Durante largos años todos nuestros jóvenes estudiosos que deseaban adquirir una cultura general y un diploma, tenían que hacerse abogados o médicos, con evidente perjuicio para ellos mismos, que quedaban condenados a actuar en carreras ya repletas y con evidentes perjuicios para el país. [...] El estanciero y el agricultor favorecidos por la suerte [...] necesitan dar a sus hijos una cultura superior, y entonces lo embarcan para Montevideo, en donde siguen los cursos de la Universidad hasta obtener un diploma de abogado, de médico o de escribano, que los desvincula para siempre de las tareas rurales. [...] El estanciero será el primero en comprender toda la enorme ventaja de enviar a sus hijos a los cursos de la nueva Facultad [...]” (N. de los E.)

9. El 31 de agosto de 1908, y en el marco del decreto presidencial del 26 de febrero, se celebró el contrato de arrendamiento de obra entre la Universidad y Karl Walther por un período de tres años, a contar a partir del 5 de junio de 1908, y con un sueldo de 200 pesos líquidos mensuales. Por la Universidad firmaron dicho contrato los doctores Pablo de María (Rector) y Juan Andrés Ramírez (Secretario General). En el proceso de provisión de la Cátedra de Geología y Agrología, según consta en expediente radicado en el Archivo General de la Nación, había siete aspirantes presentados: cinco alemanes, un belga y un austríaco. Aparentemente, quien contaba con mayores antecedentes y recomendaciones era el alemán Dr. Karl Reimann, quien tenía en ese momento 50 años. (N. de los E.)

económicos asociados a los intereses británicos y la influencia del Imperio de este lado del Río de la Plata. La presión inglesa se manifestaba de diversas formas, en Uruguay a través de varios estancieros y, en Londres, a través de algún medio de prensa que llegó a pedir el bombardeo de la ciudad de Montevideo. Pero Batlle continuaría adelante con su proyecto.



*Profesores fundadores de la Facultad de Agronomía.
Walther de pie a la izquierda y Backhaus sentado al centro (1908).*

Los enfrentamientos políticos internos dentro de las filas coloradas se hicieron sentir durante la primera presidencia de Batlle, y se intensificaron en 1907 apenas nombrado presidente el Dr. Claudio Williman (ex-Rector de la Universidad en 1902-1904). La nueva ley orgánica universitaria, impulsada desde la Presidencia de la República, fue sancionada finalmente el último día de 1908. La ley trajo consigo varias reformas entre las que estaba la segregación de la flamante Facultad de Agronomía y Veterinaria de la Universidad.¹⁰

Al volver Batlle a la presidencia se puso en marcha aceleradamente un conjunto de reformas del Estado en pos del desarrollo y crecimiento del

10. La Ley Orgánica de 1908 atribuyó al Poder Ejecutivo la potestad de designar directamente al Rector, suprimiendo el procedimiento de previa propuesta de una terna de candidatos por la Universidad; y reservó al Gobierno Central la facultad de aprobar los programas de estudio. Por primera vez en América, había integrantes electos por los estudiantes en los consejos universitarios uruguayos. (N. de los E.)

país. En 1912 se crea el Instituto de Geología y Perforaciones, del que Walther sería un destacado colaborador. También en aquel año se introdujeron profundas reformas en los planes de estudio del Instituto Nacional de Agronomía de Montevideo (ex-Sección Agronomía), dependiente del “consejo de patronato”. Este peculiar organismo de dirección contaba entre sus integrantes al influyente estanciero conservador (y médico) Alejandro Gallinal. Los cambios en el plan de estudios intentaban que la enseñanza, que pecaba de ser demasiado teórica y libresca, fuera enriquecida con laboratorios, campos de experimentación y de demostración, cultivos, establos.

El engranaje batllista estaba lo suficientemente aceitado como para que la primera promoción de seis jóvenes que se encontraban cursando su último año en 1911 fuera enviada al exterior. Obtuvieron becas (incrementadas) del gobierno para realizar un viaje de estudios agronómicos por Europa, Oceanía y Estados Unidos. Esto se repetiría con la segunda promoción de jóvenes agrónomos de 1912. La Primera Guerra Mundial traería consigo la crisis económica de 1914 y la reducción de los presupuestos de las escuelas, institutos y becas. Pero la planificación no terminó ahí. En 1911, a iniciativa de Batlle y Acevedo, se había creado la Inspección de Ganadería y Agronomía, con un Inspector Nacional y cinco agrónomos, cargos creados para la primer promoción de jóvenes agrónomos que retornaban de su experiencia académica internacional, impactados particularmente por el desarrollo del agro neozelandés (*vide* Barrán & Nahum 1982).

Karl Walther llegó entonces a un país prácticamente virgen en conocimientos geológicos, sin siquiera materiales de estudio inicialmente, pero también pujante y con una apuesta por la educación y el desarrollo tecnológico nacional. Walther contaría en ocasiones con el apoyo directo de Batlle e, inclusive, de Baltasar Brum, estrecho colaborador del presidente (Brum sería también presidente de Uruguay entre 1919 y 1923).

Curso de vida

Karl Walther Ziegler nació el 18 de febrero de 1878 en Wolfenbüttel, en el pequeño estado de Braunschweig que rodeaba el reino de Prusia en el Imperio Alemán; actualmente está en el estado federal de Baja Sajonia.

Destacó en sus escritos que fue alumno de Emanuel Kayser, renombrado geólogo y paleontólogo nacido en Königsberg,¹¹ quien en 1870 alcan-

11. Königsberg, antigua capital de Prusia Oriental sobre el confin sureste del mar Báltico, tuvo una

zó su doctorado (*Doctor Philosophiae*) en Geología en Berlín y en 1882 fue nombrado Profesor de Geología de la Universidad de Marburg.¹² Walther rindió homenaje a su viejo profesor al denominar a un mineral *kayserita*, variedad aberrante del diásporo $\text{AlO}(\text{OH})$.

Walther se desempeñó como Ayudante de Geología en la Universidad de Jena entre 1902 y 1907.¹³ Realizó trabajos de mapeo geológico en territorio alemán; en el proceso de selección de los aspirantes en Uruguay, varios de esos trabajos acreditaron su importante experiencia práctica. Su último trabajo sobre la geología alemana fue publicado en 1911 cuando ya se encontraba radicado en Montevideo (*Geologie der Umgebung von Bad Steben*, en *Geogn. Jahreshfte* n° XX).

El 5 de junio de 1908 llegó a Uruguay y rápidamente tomó contacto con la enseñanza universitaria; fue desde esa fecha Profesor de Mineralogía, Geología y Agrología, aunque luego esa denominación cambiaría. Elaboró y puso en práctica el primer programa de Geología en nuestro país (Documento 2). Su lectura nos permite obtener, a la distancia, un panorama sobre

prestigiosa universidad y un particular lustre: allí nació, vivió y trabajó Immanuel Kant (1724-1804). A principios de 1945, en las etapas finales de la Segunda Guerra Mundial, la región fue fuertemente bombardeada y ocupada por la Unión Soviética, y esa posesión fue consolidada en tratados posteriores; en 1946 la ciudad se rebautizó Kaliningrad, en homenaje al presidente de la URSS Mihail Kalinin, que acababa de fallecer; actualmente el territorio pertenece a la Federación Rusa.

12. Kayser tuvo la oportunidad de estudiar fósiles sudamericanos, los que le fueron confiados por los geólogos Alfredo Stelzner (1840-1895), considerado el fundador de las ciencias geológicas en Argentina, y Guillermo Bodenbender (1847-1941), estudioso de la geología de la Cuenca de Paganzo en el noroeste argentino. Las principales publicaciones de Kayser referidas a estos temas fueron: *Über primordiale und untersilurische Fossilien aus der Argentinischen Republik. Palaeontographica* Suppl. III, Kassel 1876, y *Beiträge zur Kenntnis einiger paläozoischen Faunen Südamerikas. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* Band 49, Berlín 1897. (*N. de los E.*)
13. La Universidad de Jena es un tradicional centro universitario fundado en 1548. Durante largo tiempo fue una de las instituciones europeas que dio mayor impulso a la reforma protestante, progresista y liberal durante el siglo XIX, dando lugar al denominado “espíritu de Jena”; su período más brillante corresponde al gobierno del duque Carl August de Sajonia-Weimar (1757-1828) entre 1787 y 1804, y a su “Superintendente en Medidas Directas para Ciencia y Arte” Johann Wolfgang Goethe (ver nota 29): entonces se reunieron allí varios de los mayores filósofos, científicos y escritores germanos. En la década de 1870 se consolidó junto a la Universidad una industria óptica de alta precisión (principalmente en torno al industrial Carl Zeiss) de importancia mundial. En 1908 la Universidad festejó su 350° aniversario con importantes eventos académicos e inauguraciones de edificios. En 1933, los nacionalsocialistas terminaron con la tendencia liberal; la Universidad, que no está muy lejos del campo de concentración de Buchenwald, se convirtió en sede de los teóricos de la eugenesia, de los investigadores de la teoría de las razas y la eutanasia negativa. Terminada la guerra, la ciudad de Jena quedó en la Alemania del Este, en el estado de Turingia. Luego de la caída del muro de Berlín y la reunificación alemana (1990), la Universidad de Jena (bautizada con el nombre del poeta, y docente en historia, Friedrich Schiller) ha logrado florecer y actualmente es una de las instituciones más codiciadas por aquellos que prefieren estudiar en centros de buen nivel y alejados de las grandes ciudades alemanas. (*N. de los E.*)

los conocimientos geológicos de la época y la organización temática y didáctica propuesta por el profesor Walther. En su primer informe de actividades anuales elevado a la Dirección deja ver que muy rápidamente se enfrentará a las dificultades de esta tierra así como a su idiosincrasia (Documentos 3).¹⁴



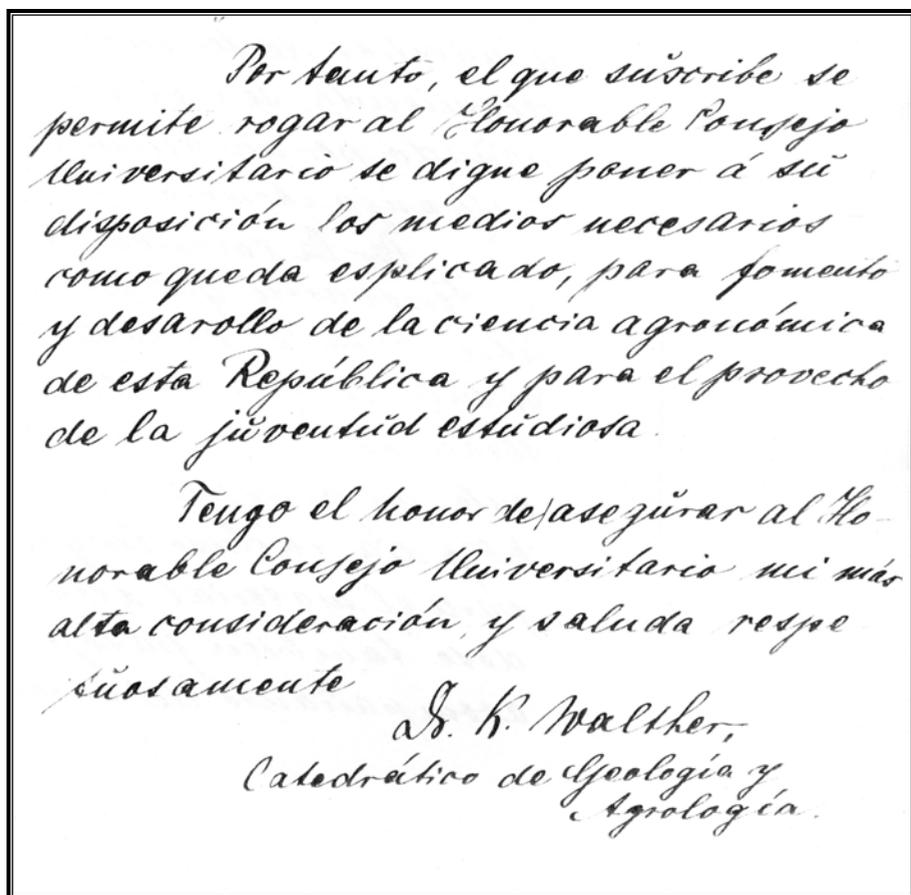
Walther con sus estudiantes hacia 1920.

Su prometida, la señorita Auguste Göller, de Bamberg, llegaría desde Alemania tan sólo unos meses después para contraer matrimonio (con un importante ajuar prolijamente detallado por la Aduana y en el que incluía, entre muchas otras cosas, “72 toallas para la cocina”). Se casaron en Montevideo el 17 de octubre de 1908, sus testigos fueron dos funcionarios del propio Registro Civil, y vivieron en una casa de la Av. Millán n° 199.

14. Se preserva en el Archivo General de la Nación una nota fechada el 11 de agosto de 1908 que Walther (de puño y letra) eleva a consideración del Consejo Universitario de la época. En ella explica la importancia de los estudios geológicos para el conocimiento agrológico de nuestro territorio y fundamenta la necesidad de recursos para realizar excursiones al interior con los estudiantes de agronomía. En un pasaje se lee “*Por lo tanto, el que suscribe se permite rogar al Honorable Consejo Universitario se digne poner á su disposición los medios necesarios como queda explicado, para fomento y desarrollo de la ciencia agronómica de esta República y para el provecho de la juventud estudiosa*”. En otra nota del 12 de septiembre de 1908, escrita ésta con su máquina de escribir recién llegada de Alemania, reitera la solicitud de recursos para relevamientos geológicos en obrado dirigido al Sr. Director de la Sección Agronomía de la Universidad de Montevideo, Don Alejandro Backhaus. (*N. de los E.*)

En 1908 y 1909, Walther publicó sus primeras contribuciones docentes sobre la geología de Uruguay. Un breve material con fines didácticos que aún mantiene vigencia (Documento 1), un artículo de opinión donde expone en forma muy clara la importancia de la geología y la mineralogía en la formación de los agrónomos, que por cierto también mantiene plena vigencia (Documento 4) y tres trabajos científicos sobre nuestra geología. El primero fue *Sobre la descomposición de unos granitos* en la Revista de la Sección Agronomía de la Universidad de Montevideo nº IV: 117-124.

A partir de 1909 y hasta su muerte, realizará un importante aporte al conocimiento y difusión de la geología uruguaya. Se conocen 68 publicaciones en diversas revistas nacionales e internacionales (*vide* Mones 1981). Se incluyen en ese total algunos artículos que corresponden a conferencias, escritos de divulgación, y su homenaje a Charles Darwin.



Por tanto, el que suscribe se permite rogar al Honorable Consejo Universitario se digne poner á su disposición los medios necesarios como queda explicado, para fomento y desarrollo de la ciencia agronómica de esta República y para el provecho de la juventud estudianta.

Tengo el honor de asegurar al Honorable Consejo Universitario mi más alta consideración, y saluda respetuosamente

J. K. Walther,
Catedrático de Geología y
Agrología.

Párrafos finales de una carta de Walther al Consejo Universitario (1908).

Tempranamente puso de manifiesto su espíritu solidario. En 1909 integró la Liga Uruguaya contra la Tuberculosis (Baumann 2002),¹⁵ prestigiosa institución que era presidida en ese entonces por el influyente médico Joaquín de Salterain y de la que participaban importantes personalidades de la sociedad montevideana.¹⁶

En 1910 publica un artículo en la Revista de la Asociación Rural del Uruguay donde resalta el interés que despiertan las “areniscas de Tacuarembó”, rocas que eran explotadas en ese entonces por la Sociedad “Piedras de Areniscas”¹⁷. A lo largo de su trayectoria, serán varias las contribuciones en las que Walther abordará con rigurosidad los recursos minerales de nuestro país, intentando mostrar el papel del geólogo en una sociedad moderna.

A partir de 1912 comienza a destacarse, ante la opinión pública en general, por sus aportes a la comprensión de los fenómenos geológicos, el conocimiento de la geología uruguaya y la justa valoración de los recursos minerales de nuestro país (comisiones nacionales, prensa, etc.).

En 1915 comenzó a afectarle una grave enfermedad que terminó por inmovilizarlo casi totalmente. El Ing. Jorge Aznarez se refirió a este aspecto de la siguiente manera (Aznarez 1948):

“Cuando le conocimos, hace 26 años, ya el terrible mal de la paresia iniciaba su demoledora obra. Sus movimientos comenzaban a ser dificultosos. Veíamos así, a través de los meses, cómo el mal avanzaba, hasta trabar sus miembros inferiores totalmente y, luego, su brazo derecho. ¿Creéis que se entregó? ¡¡No!! Aprendió a escribir con su mano izquierda y así durante 25, tal vez 30 años, ya fuese a pluma o a máquina, dificultosamente al principio, perfectamente después, podía llevar al papel la traducción de sus pensamientos y estudios.”

Iniciada la Primera Guerra Mundial se registraron algunos incidentes con los alemanes radicados en nuestro país. La situación empeoró cuando en

15. Varios datos de este apartado se basan en el trabajo de Néstor Baumann, distribuido en ocasión del 90° aniversario de la creación del Instituto de Geología y Perforaciones. (*N. de los E.*)

16. La Liga Uruguaya contra la Tuberculosis estaba integrada por distinguidas damas de nuestra sociedad que tan sólo un par de años atrás, y con motivo de una visita a la Comisión, no consideraron de su mismo nivel de decencia a la primera dama Matilde Pacheco, esposa de Batlle, y le ofrecieron un organizado desaire. (*N. de los E.*)

17. El edificio principal de ANCAP, ubicado en la Av. Libertador Brig. Gral. Lavalleja y Paysandú, está totalmente revestido en su exterior por “areniscas silicificadas de Tacuarembó”, rocas sedimentarias que afloran en el Norte del país y que además forman parte del Sistema Acuífero Guaraní. (*N. de los E.*)

1917 Uruguay rompe relaciones diplomáticas con Alemania.¹⁸ Walther debió sentir en carne propia la discriminación por su condición de extranjero; así lo dejaron ver algunas de sus polémicas y escritos.¹⁹

En 1919 publica *Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República O. del Uruguay*, tal vez la obra más importante de toda su aportación.

En 1921 ya es colaborador del Instituto de Geología y Perforaciones, donde tendrá una fecunda actividad hasta su desvinculación en 1940. En la década de 1920 fue nombrado miembro de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.

18. El veloz desarrollo industrial y económico de Alemania durante el siglo XIX, llegó a implicar la disputa con Inglaterra y Francia por mercados y fuentes de materia prima en Europa, por las posesiones coloniales de las potencias, y por clientes del mundo. Los pactos y alianzas militares habían producido, poco antes de 1914, dos bloques principales: por un lado Inglaterra, Francia y Rusia, y por otro Alemania, Austria-Hungría y Turquía. La inestable situación en los Balcanes, entre el dominio imperial austrohúngaro y los afanes independentistas estimulados por el otro bloque, culminó en el asesinato del príncipe Franz Ferdinand (probable heredero de la corona austrohúngara) y su esposa, cuando visitaban Sarajevo en junio de 1914. Entonces se sucedieron durante un mes y medio los reproches, las reclamaciones, los ultimátums y finalmente las declaraciones de guerra, todo acompañado por una intensa propaganda bélica al interior de los países involucrados. En febrero de 1917 Estados Unidos cambió su anterior discurso neutral (con el cual, entre otros argumentos de campaña, acababa de ser reelecto el presidente Woodrow Wilson), entró en la guerra del lado anglofrancés, y poco después lograba la adhesión de varios países americanos (Cuba, Brasil, Uruguay, Costa Rica, Perú); entonces empezó a abundar en el cine y la prensa americanas, propaganda contra los “hunos”, equiparando así al enemigo germano con las tribus “bárbaras” que asolaron el “civilizado” imperio romano quince siglos antes. En noviembre de 1917 se produjo en Rusia la revolución liderada por los bolcheviques, que retiró al país de la guerra. Tras una última ofensiva alemana contra el frente occidental, la guerra terminó con la victoria de las potencias occidentales, un armisticio en noviembre de 1918, y unos diez millones de muertos en total.

19. Un buen ejemplo de psicosis bélica a favor de un bando, o más bien contra otro, en medio de una guerra, se produjo en Uruguay a principios de 1918. El Presidente de la República don Feliciano Viera (1872-1927, en el cargo en 1915-1919) hizo el 15 de febrero este informe ante el Parlamento: “*Con motivo de abrigarse muy serias sospechas de que el Gobierno alemán patrocinaba una insurrección de los colonos alemanes a objeto de producir un levantamiento en las provincias del sur de Brasil, insinuándose a la vez que se pretendía llevar a cabo una invasión por el norte de nuestro territorio, el Gobierno uruguayo al poner este hecho en conocimiento del presidente [de Argentina] Yrigoyen, pidió se expresara cuál sería la actitud del Gobierno argentino en el caso de que el Uruguay se dirigiera a él en demanda de materiales bélicos para armar las milicias que movilizase. El presidente Yrigoyen hizo saber al representante de nuestro país en la Argentina que, en el caso de semejante atentado, el Gobierno argentino pondría todo su concurso en defensa de la soberanía de la nación uruguaya, asumiendo las responsabilidades consiguientes.*” Por supuesto, tanto dramatismo no pasó de las palabras; pero ciertamente la proliferación de semejantes rumores hostilizaba la relación con los alemanes residentes por estos lados. Por su parte Hipólito Yrigoyen (1852-1933), presidente desde 1916, hacía equilibrios entre las preferencias comerciales y aun diplomáticas que le exigían Estados Unidos e Inglaterra, y la neutralidad “oficial” de su política exterior; planteos como el de Viera buscaban obligarlo a salir de esa neutralidad.

En 1923 conoce en Montevideo al geólogo sudafricano Alexander L. Du Toit, con motivo del viaje de éste para relevar los terrenos geológicos de Brasil, Argentina y Uruguay.²⁰ En 1924, Walther publica su notable contribución sobre la búsqueda de carbón en el departamento de Cerro Largo.

En 1927 publica en la Revista de la Academia de Córdoba *Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural, aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional*. Esta contribución constituye un texto obligado para el relato histórico sobre la estratigrafía del precámbrico.

En 1928 sus dificultades físicas se hacen sentir progresivamente y, por ejemplo, luego de las salidas de campo, Walther deberá permanecer varios días inmovilizado esperando su recuperación. Así lo documenta una carta personal dirigida a Aznarez luego de un viaje de varias semanas en un auto Ford a la ciudad de Salto, para estudiar sus *gelitas* y *clastogelitas*.

En 1931 sus aportes son recogidos, en varios pasajes del primer libro de geología argentina.²¹ En ese texto histórico hay 20 referencias directas a las contribuciones de Walther. También en ese año se publica *Sedimentos gelíticos y clastogelíticos del Cretáceo Superior y Terciario uruguayos*, un texto de particular relevancia y tal vez poco apreciado posteriormente.

En 1933, como integrante de la Sociedad Linneana de Montevideo, dicta un conjunto de cursos y conferencias sobre Mineralogía, Petrología, Geología General y Geología del Uruguay.

20. Du Toit (1878-1949) tendría un importante rol en afirmar la teoría formulada en 1912 por el explorador alemán Alfred Wegener (1880-1930) sobre los grandes desplazamientos continentales que la Tierra había sufrido en los últimos doscientos millones de años a partir de la desagregación de una enorme y única masa continental: Pangea. Esos desplazamientos son los que explicaban las sucesivas modificaciones en la distribución de los océanos y continentes sobre la superficie terrestre. La teoría era mirada con escepticismo y progresivo descrédito en el hemisferio Norte, hasta que hacia 1960 estudios sobre la naturaleza del fondo oceánico aportaron fundamentos para pensar que Wegener tenía razón. Los investigadores del hemisferio Sur siempre consideraron positivamente a Wegener; en *A geological comparison of South America with South Africa* (1927) Du Toit brindó un importante cúmulo de argumentos geológicos, estructurales y paleontológicos. En 1937 Du Toit sostuvo que todo empezó no en uno sino en dos supercontinentes: Laurasia (al norte) y Gondwana (al sur). Hoy se cree que hubo varias concentraciones y separaciones de masas continentales; y Pangea sería la quinta agregación continental a lo largo de los últimos 2000 millones de años.

21. Se trata de *Geología argentina* del Dr. Anselmo Windhausen (1882-1932) editada por Jacobo Peuser Ltda. en 1931. Windhausen fue uno de los más destacados geólogos europeos que llegaron a Argentina a principios del siglo XX. Inicialmente se incorporó a la Dirección de Minas, Geología e Hidrología donde trabajó en el levantamiento geológico de extensas regiones de la Patagonia y contribuyó de manera especial al conocimiento del potencial hidrocarbúrico de esa región. En sus últimos años de vida, se desempeñó como Profesor de Geología y Paleontología en la Universidad Nacional de Córdoba. El mapa geológico que aparece en su *Geología argentina* incluye el territorio uruguayo. (*N. de los E.*)

En 1934 la Asociación de Ingenieros Agrónomos le realiza un emotivo homenaje al celebrarse sus 25 años al frente de la Cátedra de Geología. Walther es todo un personaje en su Facultad, querido y respetado por su obra y actitud de vida.²² El 30 de abril de 1935 obtuvo su carta de ciudadanía legal uruguaya.

En un muy avanzado estado de su enfermedad, se acoge a los beneficios jubilatarios y la Facultad de Agronomía lo designa Profesor *Ad Honorem*. El 11 de octubre de 1944, la Facultad le hizo entrega del título de Profesor *Honoris Causa*, en acto en que también se distingue al Ing. Cayetano Carcavallo. Walther no pudo asistir por un quebranto de salud.

En sus últimos años muestra un esfuerzo humano digno de admiración. Se desplaza en silla de ruedas pero sigue trabajando 10 o 12 horas por día. Un viejo taxi que lo aguarda para trasladarlo desde su casa de la Av. Millán n° 836, pasaría a formar parte del paisaje cotidiano de la Facultad de Agronomía. Hasta el final de su vida trabajó. Su último viaje de campo, a pocos días de su muerte, según el testimonio del propio Aznarez, fue al Abra de Zabaleta, con la intención de estudiar los terrenos volcánicos de Sierra de Ánimas.²³

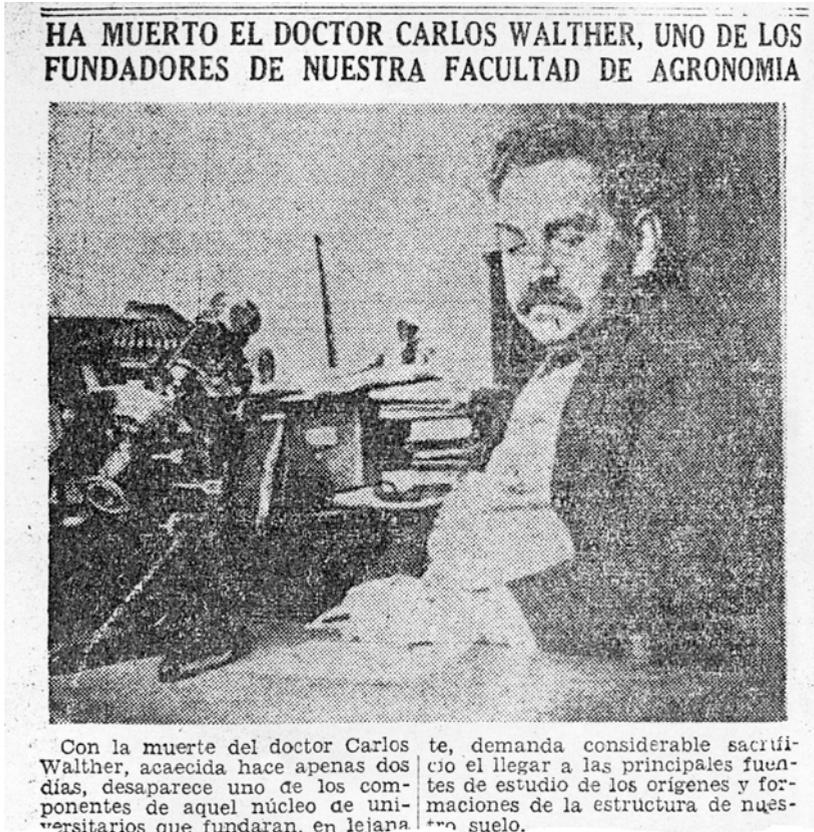
Karl Walther falleció el sábado 24 de abril de 1948. Sus restos fueron sepultados a la tarde del día siguiente en el Cementerio Británico de Montevideo. Las notas necrológicas recogieron el sentir de autoridades, funcionarios y estudiantes de la Facultad de Agronomía. Su último deseo había sido tener un sepelio modesto y que no se molestase a los amigos. Lo sobrevivió su esposa Auguste Göller, compañera y colaboradora inquebrantable de toda su vida, quien comparte también su tumba.



22. A partir de 1937 son varias las personas que colaboran con Walther para hacer posible sus excursiones de campo; entre otros, el geógrafo y botánico Jorge Chebataroff (1909-1984). (*N. de los E.*)

23. El Abra de Zabaleta está en el departamento de Lavalleja, en el entorno del km 92 de la Ruta 8.

Luego de su muerte se publicaría en 1948 *El basamento cristalino de Montevideo. Relaciones con yacimientos análogos del Uruguay y de los países vecinos*, una obra de síntesis sobre la mineralogía y petrografía de las rocas que componen el basamento cristalino de Montevideo.



Nota sobre el fallecimiento de Walther (El Día 27.4.48).

Walther y sus comentarios

Algunos aspectos del carácter de Karl Walther se vislumbran en sus propios escritos, particularmente aquellos en que por las circunstancias o el medio en el que lo hacía, podía dejar un poco de lado el sesgo formal de una obra científica. En esa materia, son muy ricos los llamados a pie de página en varios artículos de su extensa obra, conferencias publicadas y algunas polémicas en la prensa. Se seleccionaron algunos textos a manera de ejemplos que se presentan a continuación:

Ejemplo 1.- En un pasaje de “*Sobre la edad y el carácter geológico de la Formación Pampeana en el Uruguay*”, pág. 7, donde Walther hace una especie de ensayo acerca de las formaciones neozoicas de Uruguay, advierte sobre la necesidad de que existan esfuerzos sistemáticos para conocer la geología de todo nuestro territorio, sin importar la aplicación inmediata de los estudios. Aprovecha para dejar en claro el pensamiento demasiado utilitario de nada menos que Eduardo Acevedo y con ese fin transcribe a pie de página el siguiente discurso:

“El Director del Instituto de Geología y sus colaboradores no tendrán que estudiar palmo á palmo el territorio de la República, irán allí donde sea más útil su acción y especialmente donde encuentren materia prima utilizable para el Instituto de Química Industrial” (dicho por Acevedo en la Cámara de Representantes del 19 de septiembre de 1912, según el *Diario Oficial*).

Ejemplo 2.- En 1918 conmocionó la ciudad la noticia de un aparente vulcanismo en el Cerro de Montevideo, hecho que en cierta forma avalaron preliminarmente distintos técnicos. Por ejemplo, el *Diario del Plata* tituló el 14 de abril de 1918: “*Una noticia sensacional – FENÓMENOS VOLCÁNICOS EN EL CERRO – Columna de fuego y llamaradas fugaces*”. Walther hace en la pág. 26 de “*Líneas fundamentales...*” una llamada a pie de página con relación a la presencia de apatita en las rocas del Cerrito de la Victoria y aprovecha para ironizar:

“Es este el mineral según las experiencias de dos profesionales, uno químico y el otro geólogo (véase El Día del 14 de abril de 1918), bajo cuya forma “posiblemente” se presenta aquel fósforo que provocó una especie de pánico en el Cerro, temiéndose una actividad volcánica. Según el descubrimiento de las dos personas citadas “la concentración de fósforo, que origina el fenómeno de las llamas y desprendimiento de humo, es máxima en los materiales de alteración que cubren la roca, que es donde se ha evidenciado la presencia de fósforo libre”. Otra opinión expresada por un profesional, geógrafo, nos enseña (La Razón del 15 de abril de 1918), que “los habitantes de ciertas regiones de España, Noruega y Canadá, donde abundan las cristalizaciones de apatita, ven continuamente fenómenos como el del Cerro” (¡qué felices!). Finalmente merece ser tenida en cuenta la opinión de otro cuarto técnico nacional, meteorólogo, de que “se trata de piedras saturadas de fósforo, simplemente” (El Plata, del 15 de marzo de 1918). Recomiendo abstenerse de todo comentario y

*esperar con impaciencia el futuro! Resulta, pues, que los dos técnicos primeramente citados “proseguirán sus estudios, a fin de hacer no sólo el análisis cualitativo de la roca, sino el cuantitativo y ver de ese modo la forma de explotación del citado mineral”.*²⁴

La mención a este asunto no se trató meramente de la cercanía entre el fallido vulcanismo montevideano y la publicación de su trabajo. Mucho tiempo después, en un ciclo de conferencias dictadas en 1933, Walther se refiere al hecho de la siguiente forma:

“Tal vez recuerde el lector la presunta erupción volcánica en el Cerro en 1919, que algunos químicos y petrógrafos relacionaron con la presencia de fosfato de calcio en los esquistos hornbléndicos (!!). En el presente caso se trata de una variedad...

Ejemplo 3.- El material de revestimiento del Palacio Legislativo fue motivo de una violenta polémica pública entre diversos técnicos y “entendidos” a comienzos de la década de 1920. Por un lado, estaban los que defendían la utilización de mármoles nacionales (provenientes de la Cantera General Burgueño que había sido rebautizada, sugestivamente, como Nueva Carrara).²⁵ Por el contrario, Walther encontraba que esos mármoles no eran adecuados, por sus características petrológicas, para ese fin específico. Su parecer fue motivo, inclusive, de agresiones de tipo personal por parte del Sr. José Foglia (asesor técnico rentado de la Comisión del Palacio Legislativo). Además, Walther debió debatir públicamente sobre este asunto con el Dr. Maurice Lugeon, profesor de la Universidad de Lausanne (Suiza). En reali-

24. Walther no los menciona pero se trata de los siguientes personajes de la época: Ángel Goslino, director del Instituto de Química Industrial; Pascual Rubino, profesor de Mineralogía en ese Instituto; y el Sr. Morandi, director del Instituto Meteorológico del Prado. En la edición del *Diario del Plata* del 16 de abril de 1918, Walther y el entonces director del Instituto Geológico y Perforaciones, Dr. Maurice A. Lamme, son contundentes en la polémica: “*se trata de fósforo puro, que no procede de la tierra en sí, sino que ha sido arrojado en este paraje*”. Seguramente, algún descuidado soldado de la Fortaleza, donde existía en la época un polvorín, arrojó estos desechos en la falda del cerro provocando el polémico incendio “volcánico”. (*N. de los E.*)

25. Carrara es la más famosa cantera de mármoles de alta calidad. Está situada en la Toscana italiana, al pie de los Alpes Apuanos en su vertiente hacia el mar Tirreno. Tiene numerosas cuevas ya agotadas y abandonadas, de las que se extrajeron importantes bloques para diversas y perdurables obras y monumentos del estado romano entre los siglos II a.C. y IV d.C.; esa actividad fue lo bastante intensa como para que en 177 a.C. se fundara el puerto de Luna, boca de salida marítima de los materiales. Otras canteras de Carrara sirvieron para trascendentes obras artísticas de la Edad Media (la catedral y el baptisterio de Pisa, siglos XI y XII) y el Renacimiento; Michelangelo Buonarroti (1475-1564) iba personalmente a Carrara a elegir los bloques de mármol para algunas de sus más importantes esculturas. En los siglos siguientes las canteras de Carrara siguieron proveyendo mármol para obras civiles y artísticas de buena parte del mundo occidental.

dad, Lugeon se encontraba en nuestro país como asesor de la Dirección de Hidrografía para la instalación del embalse sobre el río Negro y fue contratado para defender, casi sin argumentos, los intereses de la Compañía de Materiales de Construcción. Finalmente, a pesar de Walther, todos los mármoles que revisten el Palacio Legislativo fueron provistos por nuestras canteras. Muchas de las observaciones y previsiones que hizo en su momento Walther pueden ser constatadas hoy, luego de la actuación durante casi 80 años de los procesos meteóricos.

“El informe del doctor Lugeon elaborado en favor de la Compañía de Materiales de Construcción no altera en nada las opiniones expresadas en mi informe. La parte esencial de mis estudios que han provocado mi criterio, es la parte petrográfica que fue descuidada por Lugeon. Estoy lejos de intentar rebajar la fama del geólogo suizo ganada por sus trabajos de índole estratigráfica - tectónica. Sin embargo, tengo que declarar que su informe sobre las calizas de la Compañía de Materiales de Construcción no contribuye a justificar la fama que goza de investigador científico basada en datos exactos y tiende a perjudicar a la vez el nombre de los geólogos europeos” (Karl Walther, *El Día*, 18 de mayo de 1924).

Ejemplo 4.- En varios sitios de Montevideo existen asomos de rocas de origen metamórfico del tipo pizarras y filitas, las que presentan tonalidades grises oscuras. El diario *El Día* se refirió a estas rocas y sus presuntas riquezas asociadas en su número de fecha 16 de enero de 1912, bajo el título “*Las nuevas riquezas naturales – Carbón, petróleo y pizarra*”:

“El país podrá explotar en breve tres nuevas fuentes de riquezas naturales, si hemos de atenernos a lo que se desprende de un acta, que hemos tenido a la vista, debidamente autenticada por escribano público y firmada por cinco operarios que trabajan en la mina de carbón de piedra y hierro “La Montevideana” en el Cerrito de la Victoria.

En el documento de referencia los aludidos obreros hacen las siguientes constataciones, cuyo interés no es necesario encarecer. Dicen que en la expresada mina se han hecho dos excavaciones a pico y con dinamita; un pozo cuadrado de diez metros de hondo, siendo las capas de gruesas pizarras y maderas petrificadas que alternan con arcillas calcáreas y ferruginosas... fueron extraídos varios fragmentos de carbón de vapores, negro, brillante y que arde con llama, para lo que basta con alcanzarle un fósforo encendido. Eso no es todo, los cinco operarios ocupados en la dura tarea observaron que en el agua que se extraía del pozo con la

bombita que se estila para esos casos flotaba o sobrenadaba una materia grasa exactamente igual al petróleo, hallazgo éste que también fue regocijadamente comentado [...]”

Walther, en *Líneas fundamentales de la estructura geológica...*, pág. 29, bajo la modalidad de nota al pie y con relación a lo anterior, escribe:

“La pizarra se encuentra cerca del fin NW del camino Propios en el lecho del A° Miguelete y especialmente en el rincón formado por el camino Burgues y el A° Casavalle. El color mencionado del esquisto cristalino ha provocado especulaciones sobre presencia de carbón (y además petróleo), productos de una fantasía desenfrenada, que dieron motivo a la creación de la “Mina La Montevideana”.”

Ejemplo 5.- Walther mostró una gran admiración por la obra de Charles Darwin, quien recorrió nuestro territorio en 1832 y 1833. Con motivo del centenario de la visita del sabio inglés publicó *La visita de Charles Darwin en 1833 al Cerro de los Claveles sobre el arroyo Perico Flaco, afluente del río Negro (depto. Soriano)* en el número 8 de la Revista de la Facultad de Agronomía. Walther había visitado por primera vez ese lugar en 1913, precisamente interesado por las agudas observaciones geológicas de Darwin en el Cerro de los Claveles. Luego lo visitó en varias oportunidades, por lo menos en 1928, 1930 y 1933. Transcribimos un pasaje del mencionado artículo que refiere a las rocas carbonáticas y silíceas (las Calizas del Queguay que nos ocuparon en los Capítulos III y XI) que se encuentran en el lugar.²⁶ Tan gratamente sorprendieron a Walther las observaciones del inglés, como para sugerir la instalación del obelisco que homenajea a Darwin en ese sitio y al que, por cierto, no es nada fácil llegar:

“[...] en estos departamentos efectuó Darwin observaciones dignas de tenerse en cuenta todavía hoy, pero de Colonia y Soriano proceden apuntes que tienen tangencias con un tema muy moderno y sugestivo. Es un ramo de la geología petrográfica que se halla en dependencia de la climatología. Aludo a la separación, el transporte y la nueva deposición del anhídrido silíceo acuoso y su participación no despreciable en la composición de los sedimentos, que durante mucho tiempo no se alcanzó a penetrar. No importa que Darwin haya confundido los ópalos, las calcedonias

26. Walther llamó gelitas a las secreciones silíceas que se observan asociadas a las rocas calcáreas y areniscas siliciclásticas del Cerro, pero advirtió que equivalen al término “silcretas” de la lengua inglesa. (*N. de los E.*)

y piedras jaspeadas de los departamentos nombrados, ligadas a calizas y areniscas, con las conocidas masas hidrotermales que acompañan a las rocas eruptivas mucho más antiguas, de los departamentos septentrionales y del Brasil, y se entiende perfectamente que haya sincronizado la totalidad de las concreciones y secreciones silíceas con los estratos terciarios marinos fosilíferos del Entrerriense, bien conocidos ya en aquella época. [...] Confieso sin reserva que algo de egoísmo me llevó a elegir la desembocadura del Perico Flaco para “rincón Darwin”, pues en el estudio del tema arriba esbozado, el análisis de este paraje, precisamente, me resultó en sumo grado sugerente y revelador. Pero considérese mi admiración por las bellezas de este lugar situado en una zona tan poco conocida, y mi deseo de que a él concurren los amigos de la naturaleza, ya por vía fluvial, por un río Negro ¡ojalá pronto navegable!, ya por tierra, contando con la deferencia del propietario.”

Ejemplo 6.- En una conferencia sobre la geología de Montevideo que dicta en 1933, Walther siente la necesidad de recordar sus años en la Universidad de Jena, la geología de la región alemana y también su historia:

“[...] me permitiré llevar a ustedes espiritualmente a una ciudad del centro de Alemania – Jena, en cuya universidad actué durante cinco años como ayudante y privatdozent antes de trasladarme a Montevideo. Podrán ustedes advertir así la relativa facilidad con que allí podía iniciarse al novel estudiante en el conocimiento –tan atrayente en sus múltiples aspectos– de la Geología conjuntamente con cuatro disciplinas: Mineralogía, Petrografía, Paleontología y Morfología. Jena con su universidad, que cuenta 450 años de existencia, está ubicada sobre un río que se ha excavado su lecho en los estratos del Triásico, localmente fracturados y ligeramente plegados... hasta la altiplanicie que se eleva sobre el valle. Llegados allí, al gran campo de batalla donde Napoleón, el 14 de octubre de 1806, en victoria decisiva rindió al ejército prusiano, nos deleitamos en la contemplación del hermoso panorama...”²⁷ También Goethe, el gran amigo de la naturaleza, siendo ministro de Gobierno, quiso ver precisamente estas faldas, exentas de vegetación porque las rocas calcáreas ofrecen, a la salida y a la entrada del sol, los más hermosos efectos luminosos.”²⁸

27. La batalla, desarrollada al noroeste y al norte de Jena, significó un grave deterioro militar para el Imperio Germánico y especialmente para su principal estado, el reino de Prusia, que no pudo impedir el avance de la campaña europea que llevaba adelante el emperador francés Napoleón I. Varias localidades, calles, plazas y hasta empresas comerciales de Francia, se llaman Iéna en homenaje a esa victoria.

28. Johann Wolfgang Goethe (1749-1832) trabajó desde 1776 como administrador gubernamental en

Podríamos abundar en otros ejemplos que nos ilustran sobre la personalidad y obra científica de Walther. Nos alcanza con decir que varias de las contribuciones por él realizadas hace mucho más de 50 años continúan vigentes. Pero aun aquellas que han sido sobrepasadas por el avance del conocimiento y nuevos hechos, deben ser consideradas válidas en cuanto a sus actitudes y conductas. Intentamos en este apartado brindar nuestro reconocimiento a Karl Walther, rescatando la idea de que las grandes aportaciones de la historia de la ciencia las debemos interpretar en el contexto humano y social en el que se produjeron. Por eso revivimos, muy fragmentariamente a través de sus escritos y otras referencias, algunos de los momentos que un hombre de excepción debió sortear frente a los desafíos que la naturaleza le impuso, y en una época muy particular de nuestra historia.

Agradecimientos

Muchos datos y documentos que aquí se incluyen se obtuvieron a través de la colaboración de las siguientes personas e instituciones: *Cementerio Británico*: John Mountford y George Roper; *Corte Electoral*: Washington Ramírez; *Facultad de Agronomía*: Mariela Bueno, Carlos Cedrés, Miriam Fernández y Alicia Morán; *Facultad de Ciencias*: Gloria Daners, Héctor de Santa Ana, Henri Masquelin, Lucía Pérez y Graciela Siri; *Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación*: Josefina Repetto; y *Palacio Legislativo*: Gabriela Garrido. Asimismo, se hacen extensivos nuestros agradecimientos a los funcionarios del *Archivo General de la Nación* y la *Dirección Nacional de Migración*.

Algunas fuentes bibliográficas

- Antola S & Carmona L (1998): *Primeros edificios universitarios 1904-1911*. Ed. Instituto de Historia de la Arquitectura, Facultad de Arquitectura, Montevideo, 75pp.
- Arturo C (1944): *Discurso del delegado estudiantil, Br. César Arturo*, pronunciado el 11 de octubre en el homenaje al Dr. Karl Walther y al Ing. Cayetano Carcavallo. Revista de la Facultad de Agronomía, Montevideo, N° 38.

Weimar (unos 40 km al noroeste de Jena), nombrado por el nuevo duque Carl August (ver nota 13); en 1782 fue oficializado como primer ministro. Además de cumplir su trabajo (economía, arquitectura, obras públicas, enseñanza, etc.), de escribir importantes poemas y obras teatrales, y de enamorarse de Charlotte von Stein a quien le envió 1700 cartas, Goethe se interesó en la ciencia: estudió botánica, química, mineralogía, y anatomía con un profesor de Jena. En 1784 descubrió un hueso intermaxilar en el cráneo humano. En 1797 escribió su novela *Hermann y Dorothea* en el palacio ducal de Jena.

- Aznarez J (1948): *Karl Walther. Conferencia pronunciada en el salón de Actos del Instituto de Estudios Superiores de Montevideo*, Montevideo, Talleres Gráficos Al Libro Inglés, 12pp.
- Barrán JP & Nahum B (1982): *Batlle, los estancieros y el imperio Británico*, tomos III (*El nacimiento del batllismo*) y IV (*Las primeras reformas, 1911-1913*), Ed. Banda Oriental, Montevideo.
- Baumann N (2002): *Dr. Karl Walther, un ejemplo en la academia y en la vida*. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, 19pp.
- Góñi J & Guillemín C (1953): *Sur une variété aberrante de diaspore de l'Uruguay (Kaysérite)*, Bull. Soc. Franc. Minér. Crist. 76: 315-234.
- Mones A (1981): Bibliografía sobre geología y paleontología del Uruguay. Apartado del Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, N°38: 95-162.
- Nahum B (1987): *Historia uruguaya tomo 6 – 1905-1929: La época batllista*, Ed. Banda Oriental, Montevideo, 128pp.
- Vigil M (2003): *Matilde, la mujer de Batlle*. Editorial Planeta, Buenos Aires, 283pp.

Documento 1

Tomado de Agros N° 7, Año I, Tomo I, pág. 194, 1909. (Agros era el nombre de la revista editada por los estudiantes de Agronomía en esa época).

Material para investigaciones geológicas

Por el DOCTOR K. WALTHER

Los trabajos prácticos de Geología, los podemos dividir ventajosamente para facilitar su estudio, en los que se efectúan en el campo y los que se hacen en el laboratorio.

Trabajos en el campo.

Levantamiento de mapas geológicos. Equipaje práctico del geólogo.

1º El martillo; debe ser de acero especial, con mango tenaz, de una longitud de 40 centímetros.

2º La brújula de geólogo; que debe acompañarse con un clinómetro.

3º El taladro; con "mazorra" de importancia especial para efectuar estudios de agrología en capas flojas diluviales y aluviales.

4º La lente, para examinar rápidamente los minerales y rocas.

5º Lápices negros y coloreados.

6º Una botellita con cuenta gotas para ácido clorhídrico á fin de reconocer las rocas y minerales que contengan cal.

7º Un compás para medir las distancias en los mapas.

8º Un cuchillo; libreta de apuntes, un saco ó red para guardar las muestras de rocas, minerales, etc. Cada pieza debe ser envuelta en papel durable, bien etiquetada con su yacimiento tan exacto como sea posible, éste es uno de los puntos más importantes y del que

puede depender en mucho el éxito de nuestra excursión. Conviene munirse de cajitas y tubitos de vidrio para conservar las muestras frágiles.

9º Un mapa topográfico. El estudio topográfico es indispensable para una buena investigación geológica. Por eso los trabajos geológicos en el Uruguay excepto los del departamento de Montevideo, sólo pueden tener carácter preparatorio.

El mínimo de la escala para los mapas geológicos es de 1/100,000.

Para trabajos especiales se emplean un barómetro aneroide y un aparato topográfico.

10º Es muy importante observar aquellos lugares donde se manifiesten directamente las capas de la corteza terrestre. Puede observarse aquí: el material litológico de las rocas, su estructura y segregación.

La descomposición de las rocas y el origen del suelo.

Los yacimientos de fósiles.

Observaciones tectónicas, la configuración de la superficie de los estratos, división pizarrosa, rumbo e inclinación. Dislocaciones, plegamientos, fallas, estratificación concordante y discordante, transgresiones, fenómenos faciales, etc.

Observaciones de capas hidróforas y materias explotables.

(Continuará)

Documento 2

Tomado de la Revista de la Sección Agronomía de la Universidad de Montevideo (actual Universidad de la República) N° III: 241-244, 1908.

GEOLOGÍA

MINERALOGÍA, LITOLOGÍA, AGROLOGÍA

PRIMER CURSO

Lecciones teóricas (2 horas por semana)

INTRODUCCIÓN

- *Mineralogía*. - A. *Mineralogía general*. - ¿Qué son minerales?

Las propiedades respecto á la forma de los minerales. Estado cristalino y amorfo. a) *Cristalografía general*. Los elementos de los cristales. Caras, aristas, ángulos. Constancia del valor de los ángulos. Planos de simetría. Clasificación de los cristales. Determinación de los cristales según Chr. J. Weiss y C. Fr. Naumann. - b) *Cristalografía especial*. Sistema regular. Sistema tetragonal. Sistema exagonal-rombohédrico. Sistema rómbico. Sistema monoclinico. Sistema triclinico con sus formas respectivas más importantes. - c) Presencia de los cristales en la naturaleza. Concreciones. Anomalías. Maclas. Las propiedades físicas: - Estructura. Fractura. Caracteres mecánicos. Cohesión. Dureza. Caracteres ópticos. Peso específico. Caracteres electro-magnéticos.

Las propiedades fisiológicas: - Sabor. Olor, Untuosidad y grasitud.

Las propiedades químicas y acciones químicas. Relaciones entre estas y las otras (Dimorfismo etc.) Origen de los minerales. Clasificación de los minerales basada en sus estados químicos.

Mineralogía descriptiva. - Con preferencia de los minerales importantes para la agronomía.

Minerales no metálicos y compuestos por los metales alcalinos ó alcalino-terrosos, que contienen la mayor parte de los minerales importantes para la agronomía.

Hidrógeno y oxígeno, agua. Carbón carbonosos y carbonatos. Azufre y sulfatos. Nitratos y fosfatos.

Alúmina y sus formas más importantes. Sílice y silicatos. Cloruros y fluoruros. Minerales á base metálica.

Minerales del Hidrargiro, Plomo, Plata, Cobre, Oro, Platino. Minerales del Arsénico, Antimonio, Estaño, Bismuto. Minerales del Cobalto, Níquel, Zinc, Manganeso, Hierro y Cromo.

LITOLOGÍA

Litología general. - Extensión de la litología. - Métodos del examen de las rocas. - Minerales constituyentes de las rocas.

- Asociaciones, Concreciones, Secreciones, que se encuentran en las rocas, y sus formas. - Litología geológica. - Clasificación de las rocas.

Litología descriptiva.

Rocas eruptivas ó igneas (primitivas).

á) Rocas que contienen más de 50 % de ácido silícico.

(Granito, Sienita, Pórfido y Porfíro, Liparita y otras).

Rocas que contienen menos de 50 % de ácido silícico.

(Gabro, Diabas, Meláfiro, Fonolita, Basalto y otras).

Rocas sedimentarias (secundarias).

Rocas clásticas, Rocas de sedimentación y origen químico y mecánico. Rocas de procedencia orgánica. Pizarras cristalinas.

III - AGROLOGÍA

El suelo y sus partes constituyentes principales. 1. arena 2. partes decantables 3. materias humosas

Descomposición y disgregación de los minerales y las rocas.

1. descomposición física. 2. descomposición química. *Apéndice:* Acción de organismos en el suelo. 3. disgregación y traslación de los productos de la descomposición.

Rocas y minerales más importantes en la formación del suelo.

Materias orgánicas y humosas en el suelo.

Terrenos pedregosos, 2. T. arenosos, 3. T. arcillosos, 4. T. calcáreos, 5. T. humosos, 6. T. salitrosos y salinos.

IV - GEOLOGÍA GENERAL

Extensión de la Geología. - Geología fisiográfica y Geología dinámica. - Historia de la Geología.

Geología fisiográfica. - Teoría de Kant-Laplace. - Los meteoritos. - El calor de la tierra. - El mar. - Formaciones y yacimientos de las rocas. - Capas y Estratificaciones. - Filones. - Pliegues de los estratos. - Fallas y fracturas de los pliegues. - Fracturas con corte transversal de zanja. - Posiciones de los estratos.

Geología dinámica. - Acción del viento. - El agua. - Fuentes. - Formación de valles. - Ríos. - Lagos y Lagunas. - Fenómenos glaciales. - Formaciones sedimentarias. - Fenómenos volcánicos y sísmicos. - Formación de las sierras.

V. - GEOLOGÍA HISTÓRICA

Época azoica ó arcaica. - Sus rocas y su riqueza mineral.

Ép. paleozoica. - Carácter paleontológico. - Rocas y minerales de aplicación (Hulla, Sal piedra, etc).

Ép. mesozoica. - Carácter paleontológico. - Rocas y minerales de aplicación (Minerales de hierro).

Ép. neozoica. - Carácter natural. - Rocas y minerales de aplicación (Hulla lignitosa y turba).

Lecciones prácticas

Explicación y demostración de modelos de cristales. Determinación del sistema de un cristal demostrado por modelos y por

un mineral. - Determinación de minerales por medio de sus propiedades físicas. - Demostración de rocas eruptivas y sedimentarias. - Determinación de rocas por medio de sus propiedades físicas y litológicas. - Perfiles de suelo y subsuelo. - Excursiones geológicas principalmente en los alrededores de Montevideo.

[*Continúa con el programa del Curso Superior*]

Documento 3

Informe de actividad anual de 1908 publicado en la Revista de la Sección Agronomía de la Universidad de Montevideo, N° IV: 265-266.

GEOLOGÍA Y AGROLOGÍA

ENSEÑANZA.- Fué terminado el programa de los ramos, de la mejor manera posible, sin modelos y sin colecciones de ninguna clase: unas y otras han sido recibidas el 2 de Octubre de año corriente. Hubiera sido mejor si los modelos y las colecciones indispensables se hubiesen adquirido mientras el catedrático permanecía aún en Europa, Alemania, donde proceden. No es, pues, por culpa del profesor, la falta de enseñanza intuitiva necesaria. Debe también mencionarse la insubordinación constante de algunos estudiantes que perturbaron sistemáticamente la enseñanza, impidiendo el progreso provechosos á los elementos aplicados.

INVESTIGACIONES.- Observaciones sobre la composición del terreno arcaicogneis, micacita, hornblendita, filones pegmatíticos, granitos, filones lamprofíricos, etc. y sobre la estratigrafía diluviana. Investigaciones sobre la descomposición de unos granitos cerca de la estación Juan Jackson, F.C.O. y entre Rosario y Colonia. Esta última investigación forma el tema del trabajo científico publicado en la Revista IV. Estudio sobre el agrológico y propiedades idem del terreno postpampeano. No fue posible perfeccionar estos apuntes por falta de aparatos científicos y de laboratorio químico particular de la sección, además de la falta de dinero para viajes de estudio.

El infrascrito solicitó un subsidio de \$ 150 en Julio ppdo. paratres excursiones, sin que le fuera concedido hasta hoy. Permísemme afirmar una vez más que no es posible tratar la Agrología sobre la mesa del laboratorio; se impone la observación práctica sobre el terreno.

CONSULTAS.- No hubieron.

Dr. K. WALTHER

Documento 4

Tomado de *Agros N° 1 Año 1 Tomo 1, 1909, págs. 18-20.*

Importancia de la Mineralogía y Geología para el Agrónomo

Por el
DOCTOR KARL WALTHER

Catedrático de Mineralogía, Geología y Agrología

Con la creación de una Facultad de Agronomía especial anexa de la Universidad de Montevideo, ha demostrado la República del Uruguay la importancia que da a la Agronomía para el desenvolvimiento del país. Ha pensado, como muchos otros estados, dar a la Agronomía la base científica necesaria para sacar de ella el material é impulso para la práctica. Con este fin fueron instituidos una serie de materias, puesto que sólo así, por la posesión de cada ramo de la Agronomía con un especialista, se puede llegar á obtener algún provecho.

Tal vez parezca á los ignorantes que en el plan de estudios de la Facultad de Agronomía tengan realmente gran importancia para el Agrónomo y sean indispensables, materias como Industrias Agrícolas, Agricultura, Horticultura ó Química, pero que pueda prescindirse de ramos de la ciencia, como Mineralogía y Geología. En este concepto, se puede oír la preguntar: ¿para qué necesita el Agrónomo conocer la forma cristalográfica del feldespato, ó el origen de las montañas, ó los fósiles del período permiano? Etc., etc. Preguntas semejantes, autorizadas al parecer de los ignorantes, se podrían citar en gran número. Hay que dar por sentado que la relación de la Mineralogía, Litología y Geología con la ciencia agronómica y su alcance, no se puede reconocer fácilmente á primera vista. La relación de las dos primeras materias con la Agronomía llega, sin embargo, á verse claramente, si se considera que son indispensables para el conocimiento del suelo, la alimentación de las plantas y animales.

Lo que llamamos *suelo*, no es otra cosa que una formación nueva originada de la descomposición de minerales y rocas, ya directa en el mismo lugar, ya después de un transporte más o menos largo por el agua y el viento. No puede, pues, el suelo, lo mismo que su composición química, ser conocido después de su nacimiento y formación, si es desconocido el material, que formaba aquel producto de descomposición. En el plan de estudios se tuvo en cuenta este hecho, pues se tratarán primero la Mineralogía y la Litología, y sólo después la Agrología. Separadas de éstas, aparecen simultáneamente desde el principio del año de estudios la Geología, como la enseñanza del

nacimiento y transformación de la corteza terrestre y de la edad relativa de los yacimientos de rocas.

Volvamos, para aclarar lo dicho, á la pregunta más arriba citada: ¿para qué necesita el Agrónomo (iel moderno!) algo sobre la forma cristalográfica del feldespato?

Los feldespatos y las micas son, como se sabe, los proveedores más importantes de los álcalis, indispensables para el suelo. El análisis químico demostrará en un suelo que deriva de los minerales nombrados, que existiendo suficientes álcalis, será innecesario un abono de sales potásicas. Pero no hay que darse por satisfecho con esto; es necesario preguntarse más: ¿de dónde viene ese contenido alcalino, especialmente, por ejemplo, aquí en la República? ¿porqué se encuentra aquí en el Sur, mientras en el Norte es raro, y por que son, por eso, en general, de más valor los suelos aquí que allá?. La Mineralogía, la Litología y la Geología, materias desvinculadas, y no obstante íntimamente unidas entre sí, nos dan la contestación; y la Mineralogía especial da en este caso la posibilidad de reconocer el feldespato por su forma cristalográfica.

Está por demás decirlo que en la descripción de la Mineralogía en la Facultad de Agronomía, sólo se tratan aquellos minerales que ofrecen importancia para el Agrónomo; de la Litología, sólo las rocas que le interesan y de la Geología únicamente las cuestiones que le conciernen. Pero se entiende igualmente que para la explicación de muchos hechos es necesario echar mano á relaciones europeas, puesto que han sido mejor estudiadas científicamente en aquel continente. No se han aceptado aquí aun que los viajes de investigación en el interior de la República sean de urgente necesidad, tanto para la práctica del Agrónomo, como para la enseñanza. Tratar la Geología y la Agrología en la mesa de estudio, es un desatino.

Pasemos al segundo ejemplo citado más arriba y tomado al acaso.

En Geología general debe considerarse la división pizarrosa, es decir, la exfoliación de la roca, perpendicularmente á la dirección de la presión, como una aparición que acompaña á la forma-

ción de las tierras plegadas. Reconocer la exfoliación y distinguirla de la estratificación no es nada sencillo, pero de gran importancia práctica, aun para el agrónomo. Sólo puede ser explicada por el modo de formación, como ya se ha dicho anteriormente. Rocas bien dispuestas en capas se emplean ventajosamente en la construcción de edificios; rocas pizarrosas y planas, al contrario, se usan como tejas para techos. Pizarras arcillosas dispuestas en hojas de manera confusa e irregular, y por consiguiente, astillosas, son inapropiadas para construir; por el contrario, es posible que á causa de su fácil descomposición, se puedan usar como abono para plantas.

Tratemos finalmente del último ejemplo citado. La formación permiana sobresale por su riqueza en sal, no sólo en Europa, sino también en otros continentes. Este mineral, precisamente de suma importancia para la República del Uruguay, parece faltar aquí; sin embargo, no se puede decir nada categórico sobre este punto, pues el país casi no ha sido explorado del punto de vista geológico.

El agrónomo debe ser el iniciador de esas investigaciones; debe, pues, conocer también los caracteres de los periodos geológicos, á los que pertenecen en primer lugar los fósiles. En este caso sería de gran importancia el descubrimiento de *Walchia piniformis*, por ejemplo; y el feliz descubridor y clasificador de esas coníferas podría prestar á la República un gran servicio.

El número de estos ejemplos se podría aumentar todavía, especialmente en lo que á Geología general se refiere. Preguntas como las que siguen, pueden ocurrírsele á cualquier agrónomo: ¿En qué prado se encuentra agua para pozo?

¿Cuál es la razón de que en este lugar haya agua y en aquel no? ¿Se encontraría tal vez una roca que contuviese ácido fosfórico en la misma proporción que la apatita?
Etc.,etc.

La importancia de la Geología (con ella también de la Mineralogía) ha sido reconocida por muchos estados y se le presta la atención debida.

Un ejemplo tenemos en las cartas geológico-agronómicas especiales que publica el Real Instituto Geológico de Tierras de Prusia, cartas que, basadas en un excelente levantamiento topográfico, contienen todo lo importante para el conocimiento del suelo. Estas cartas están abiertas de inscripciones agrológicas, tales como:

1° Constitución litológica del suelo, como arena, arcilla , cal, turba, etc.

2° Superposición de las capas que constituyen el suelo y de las que se encuentran debajo de él. ⁽¹⁾

3° Caracteres agrológicos de los suelos; p. Ej.:humus, arena o mezclas arcillosas.

Los resultados, tanto de las investigaciones geológica, como la agrológica, están generalmente explicados con claridad en un folleto adjunto á cada carta y ampliados con los resultados de las excavaciones y análisis químicos. Las cartas y sus explicaciones se pueden obtener á un precio muy reducido (2 marcos).

Describir aquí con menos palabras la magnitud de la utilidad que presta al Estado la exploración geológico- agronómica de una región, es imposible; pueden estar seguros que el que suscribe, quien ha levantado cartas geológicas por encargo oficial, ha aprendido á medir y comprender sus grandes ventajas.

Repitámosle una vez más: dese por sentado que la importancia de la Mineralogía y Geología para la Agronomía no se manifiesta á primera vista; naturalmente, para todo el que no se ha ocupado de esta ciencia nunca o sólo de una manera superficial. Es, pues, tarea de los versados en ciencias físicas y naturales, como también de la juventud estudiosa, demostrar esa importancia. Justo es mencionar esta importancia sólo cuando uno mismo ha trabajado científicamente; recién entonces se convencerá uno también de la belleza y de la sugestión mental que presentan al discípulo de la ciencia justamente la Mineralogía y Geología á consecuencia de su complejidad y escabrosidad.

(1) Es indudablemente de gran importancia saber qué constitución tiene la capa debajo del suelo.

LÁMINAS

Lámina I – Palinomorfos de las asociaciones asignadas al Eoceno Medio. Las barras negras indican una escala de 10 μm , excepto en la foto 5 (5 μm).

1. *Enneadocysta? dictyostila*
- 2 y 3. *Muratodinium fimbriatum*
4. *Enneadocysta* sp. A de Brinkhuis *et al.* 2003
5. *Tritonites asteris*
6. *Adnatosphaeridium multispinosum*
7. *Spiniferites pseudofurcatus*
8. *Deflandrea antarctica*
9. *Wetzeliella* sp.
10. *Emmetrocysta urnaformis*
11. *Enneadocysta multicornuta*
12. *Thalassiphora* cf. *T. pelagica*

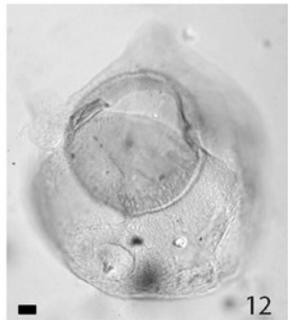
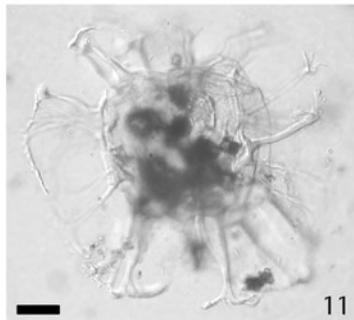
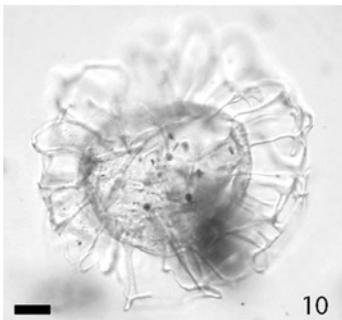
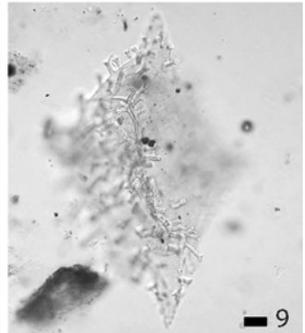
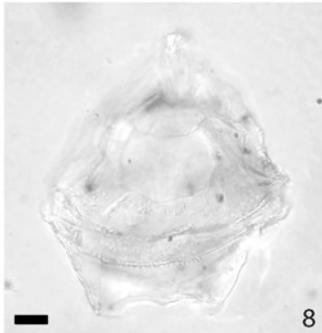
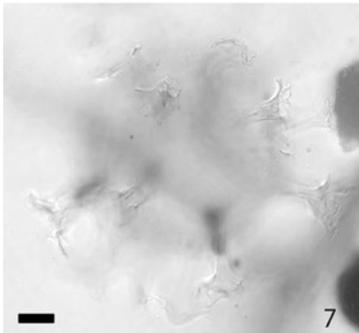
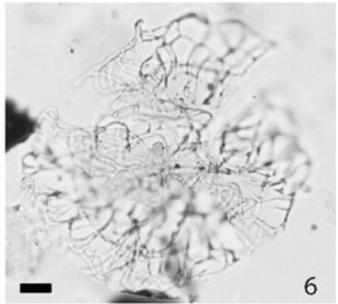
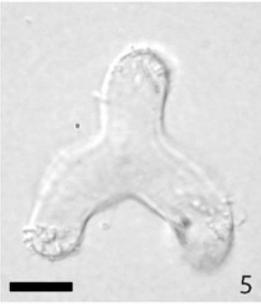
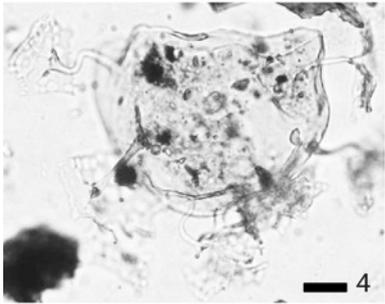
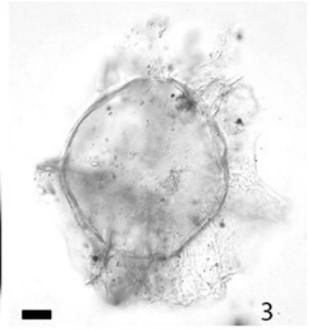
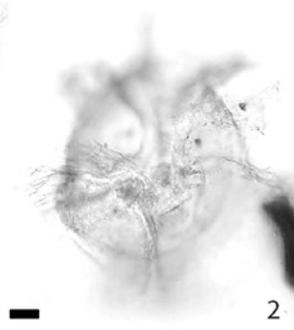
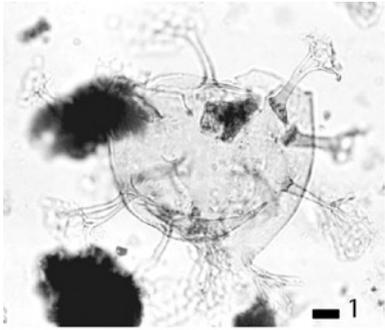


Lámina II – Palinomorfos de las asociaciones asignadas al Paleoceno Inferior (Daniense). Las barras negras indican una escala de 10 μm .

- 1 y 2. *Damassadinium californicum*
3. *Deflandrea robusta*
- 4 y 5. *Palaeoperidinium pyrophorum*
6. *Fibrocysta exiguapicis*
7. *Spiniferites (Hafniasphaera) septatus*
8. *Spiniferites (Hafniasphaera) cryptovesiculatus*
9. *Spiniferites (Hafniasphaera) fluens*
10. *Baltisphaeridium angulosum*
11. *Classopollis* sp.
- 12 y 13. *Palaeocystodinium lidiae*

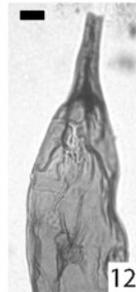
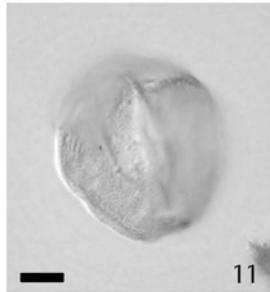
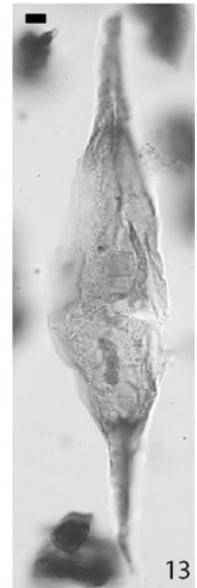
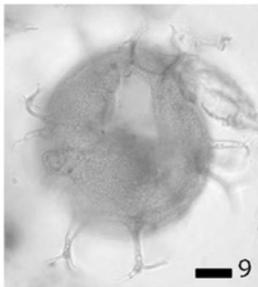
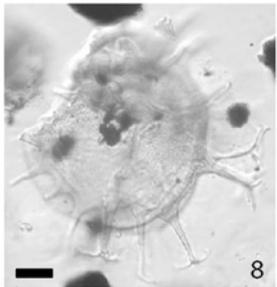
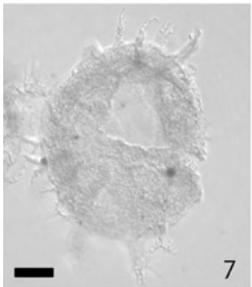
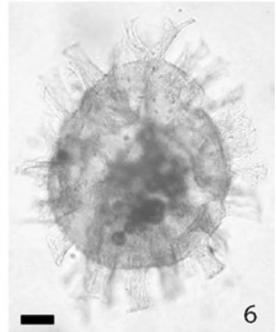
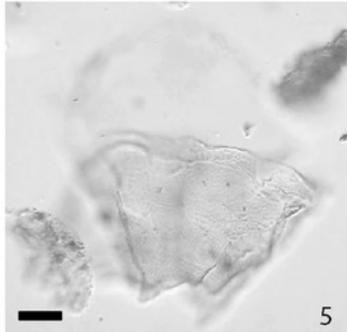
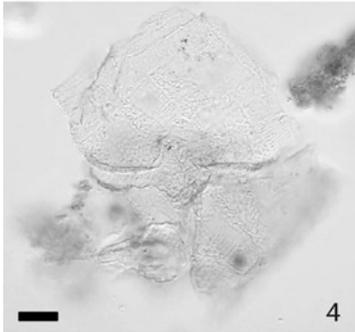
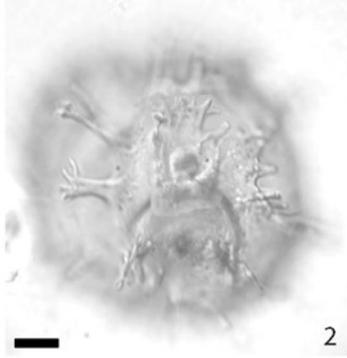
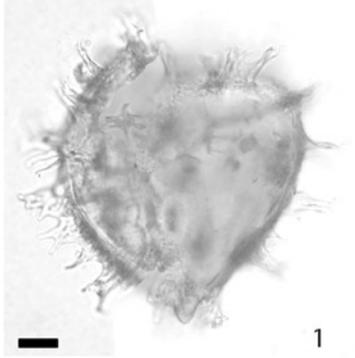


Lámina III – Palinomorfos de las asociaciones asignadas al Cretácico Tardío (Maastrichtiense) – Paleoceno Inferior (Daniense). Las barras negras indican una escala de 10 μm , excepto en la foto 13 (5 μm).

1. *Eisenackia circumtabulata*
2. *Eisenackia reticulata*
3. *Eisenackia margarita*
4. *Deflandrea tuberculata*
- 5 y 6. *Areoligera medusettiformis*
7. *Manumiella druggii*
8. *Trithyrodinium evittii*
9. *Xenascus* cf. *X. esbeckianus*
10. *Phelodinium magnificum*
11. *Tanyosphaeridium variecalamum*
12. *Tanyosphaeridium xanthiopyxides*
13. *Alisogymnium euclaense*
14. *Palaeocystodinium australinum*

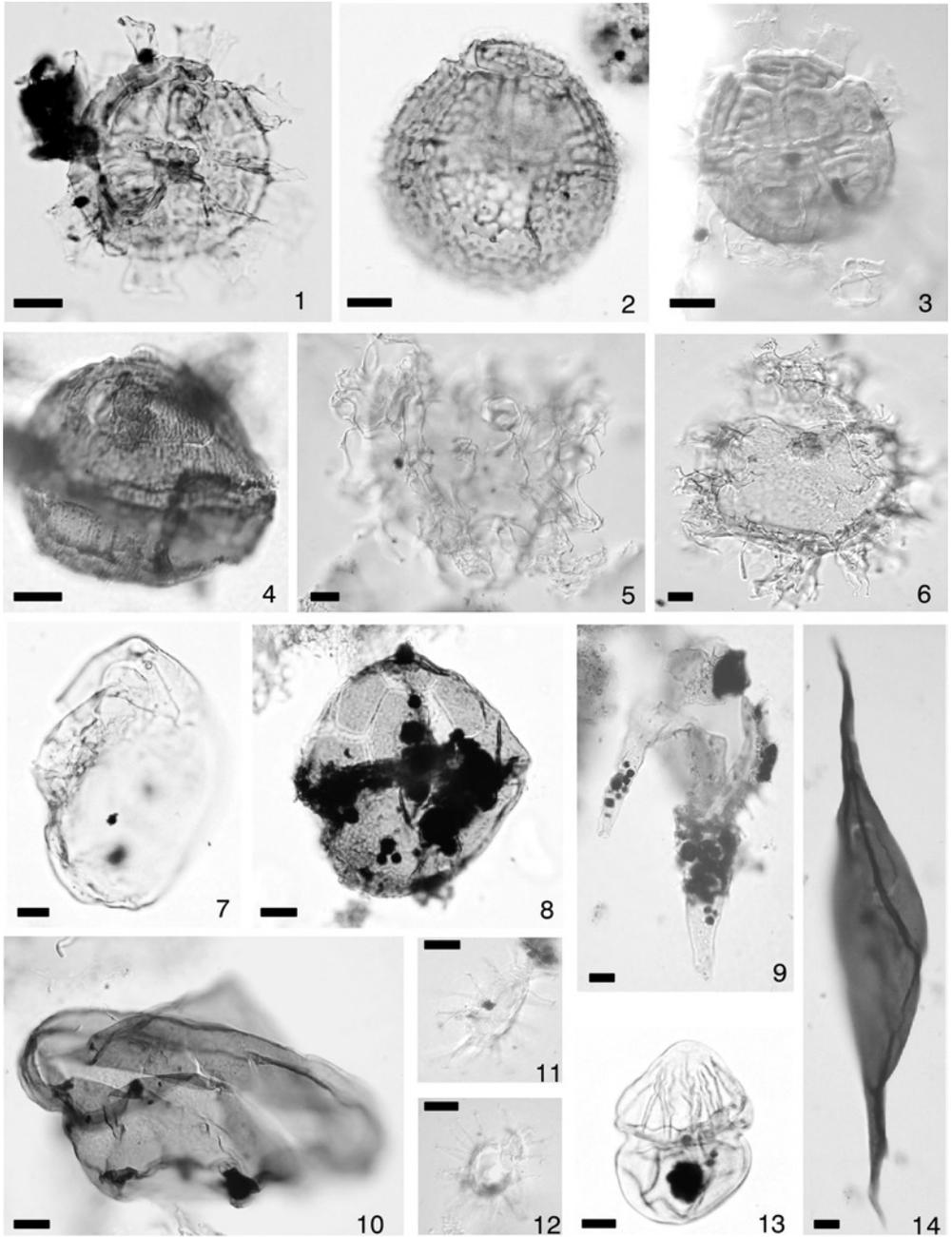


Lámina IV –

A: Areniscas ferrificadas con nidos de insectos (Geosuelo del Palacio de Goso & Perea 2003) que se apoyan sobre las areniscas blanquecinas neocretácicas (Formación Mercedes) al norte de la ciudad de Paysandú (cantera próxima al Puente Internacional).

B y C: Nótese las superficies erosivas suaves y pronunciadas afectando las areniscas blanquecinas que son rellenadas por las areniscas con nidos de insectos.

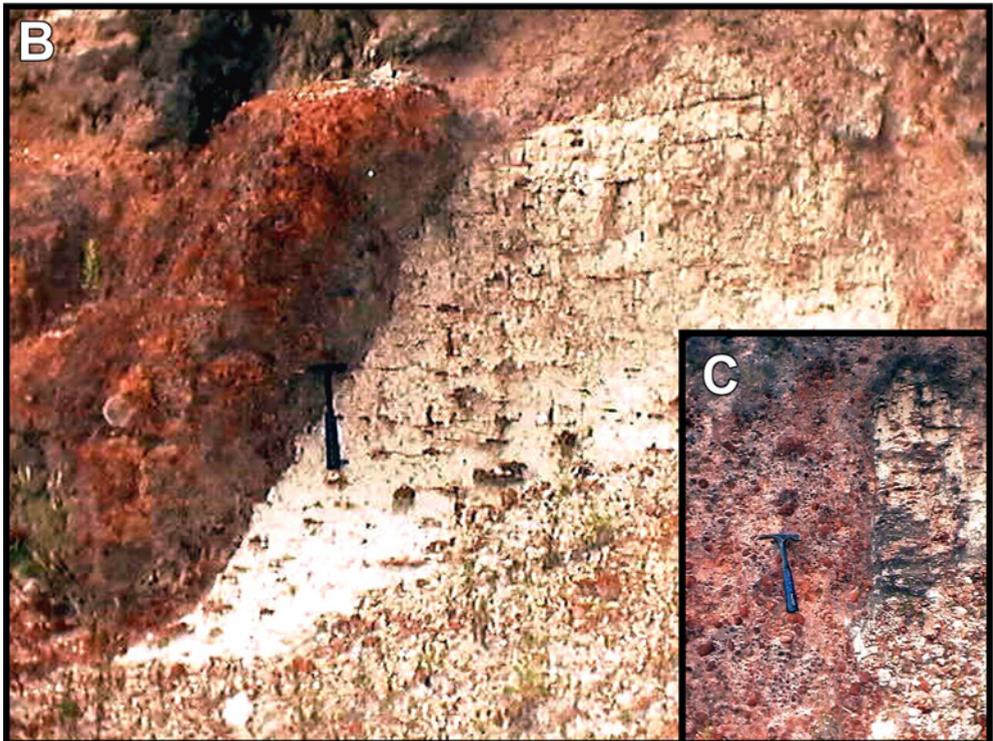


Lámina V –

A: Antiguo frente de cantera para la explotación de rocas calcáreas situado al sur de la localidad de San Jacinto, departamento de Canelones. En la parte superior, las rocas calcáreas, portadoras de material arenoso silicoclástico, son “estratificadas” (calcretas laminares - estratificadas), mientras que hacia la base son más puras y compactas (calcretas macizas).

B: Microfotografía de calcreta pedogénica donde se observa la disolución y formación de engolfamientos de los bordes de la arena fina cuarzosa (CO), el cemento carbonático (micrítico y subesparítico) y la conchilla de un gasterópodo reemplazada por calcedonia fibrosa (C).

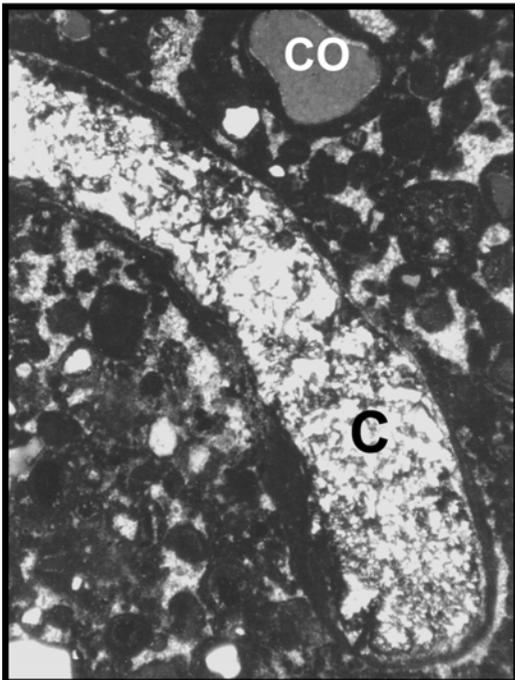
C: Microfotografía mostrando clastos de cuarzo reemplazados por material micrítico hacia los bordes y los espacios intergranulares rellenos por material esparítico.

B y C: escala $\times 35$ y nicoles cruzados.

A



B



C

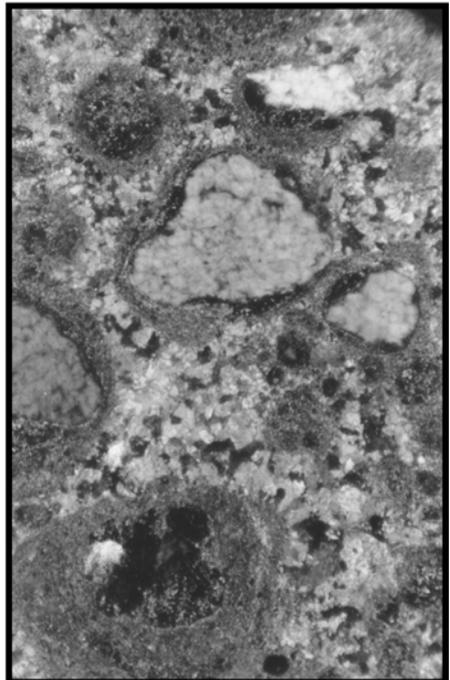


Lámina VI –

Principales fósiles de cuerpo que aparecen asociados a las “Calizas del Queguay” (*vide* icnofósiles en Cap. VI).

A: endocarpo de *Celtis* sp.

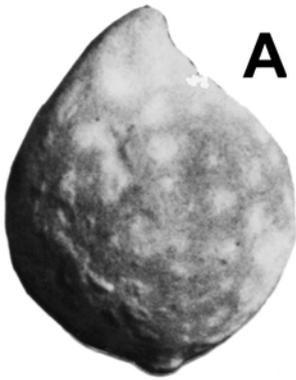
B: *Lymnaea klappenbachi*.

C: *Biomphalaria waltheri*.

D: *Eoborus charruanus*.

E: *Stenophysa* sp.

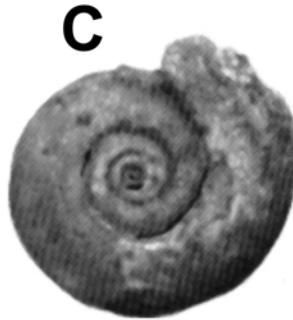
B y C: tomados de Parodiz (1969). **E:** tomado de Morton & Herbst (1993).



1 mm



10 mm



10 mm



10 mm



1 mm

Lámina VII –

A-D: Hipoestratotipo de la Formación Fray Bentos (Picada de Berget, río Santa Lucía, departamentos de Canelones y Florida). **A:** Vista general. Las líneas de rayas indican discontinuidades; **B:** Ampliación de recuadro en **A**. Estructura de canal y pasaje lateral a depósitos de planicie de inundación; **C:** La flecha indica calcretas laminares; **D:** Rizolitos y discontinuidad.

E: Fractura acotada por flechas (Rancho Verde, río Santa Lucía, departamento de Canelones).

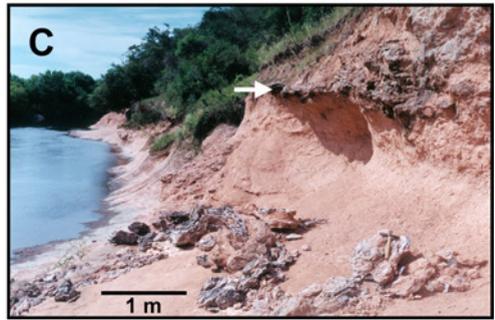


Lámina VIII –

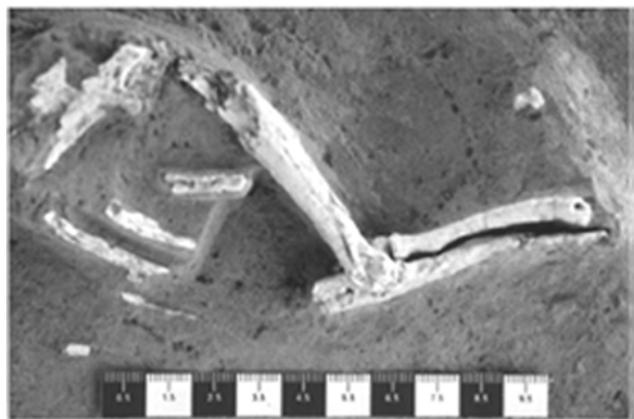
A: miembro articulado (colección Museo de Canelones, N° 48).

B: mandíbulas de *Eopachyrucos ranchoverdensis* (Reguero *et al.* 2003).

C: mandíbula de *Scarrittia robusta* (Ubilla *et al.* 1994).

D: cráneo de Isotemnidae, parte de un esqueleto casi completo articulado (Museo de Canelones, N° 25).

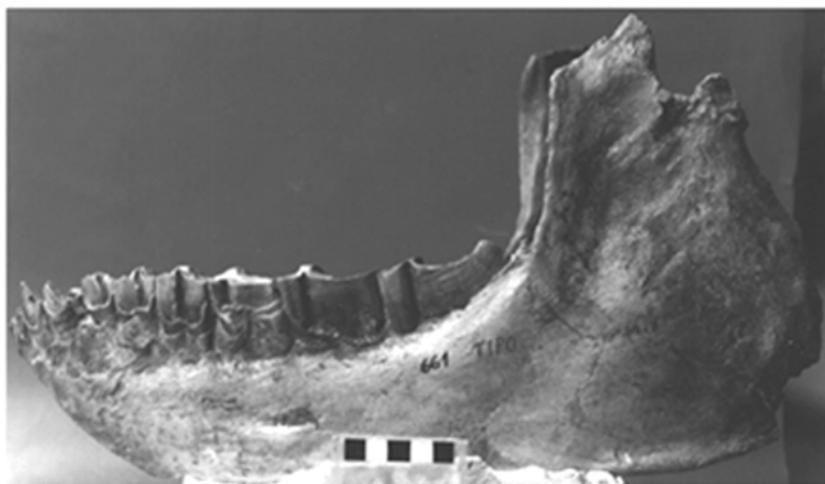
A



B



C



D

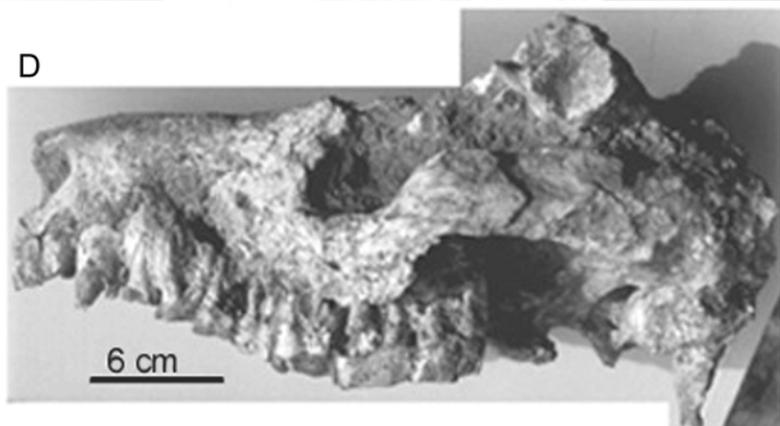


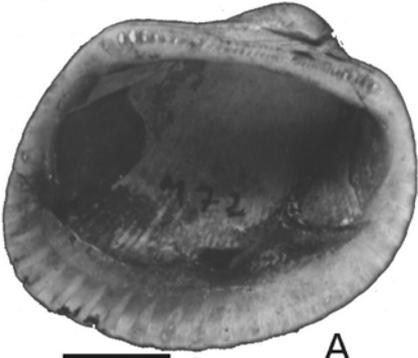
Lámina IX – Algunos fósiles de la Formación Camacho.

Moluscos: **A:** *Anadara bravardi*; **B:** *Caryocorbula caribaea*; **C:** *Chionopsis munsterii*; **D:** *Amusium figueirasi*; **E:** *Epitonium* sp.

F: Equinodermo: escudo de mar.

G: Diente del tiburón *Isurus hastalis*.

H: Fragmento rostral del delfín *Saurocetes argentinus*.



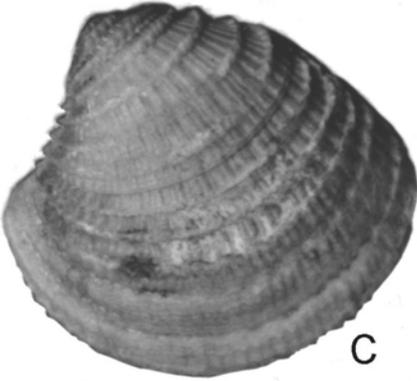
A

1 cm



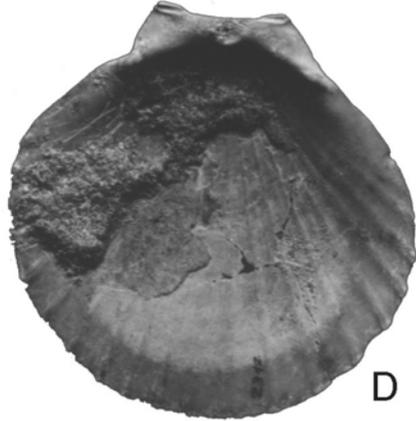
B

1 cm



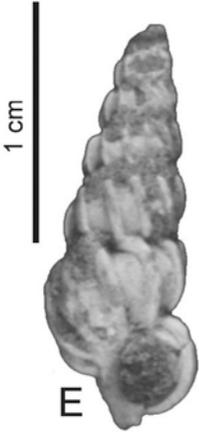
C

1 cm



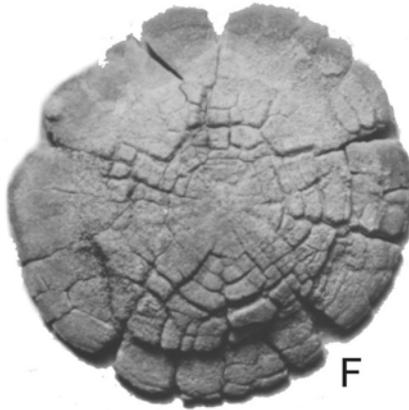
D

1 cm



E

1 cm



F

1 cm



G

2 cm



H

5 cm

Lámina X – Restos de *Pseudoplohophorus* hallados en el Miembro San Pedro de la Formación Camacho. La mastofauna de esta unidad se atribuye al Huayqueriense (Mioceno Tardío).

A, B, C: cráneo.

D: mandíbula.

E, F: coraza dorsal.

G, H: tubo caudal.

Modificado de Perea (en prensa).



A



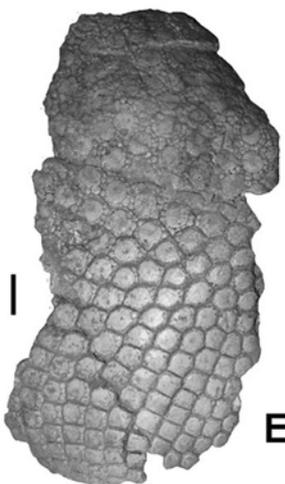
B



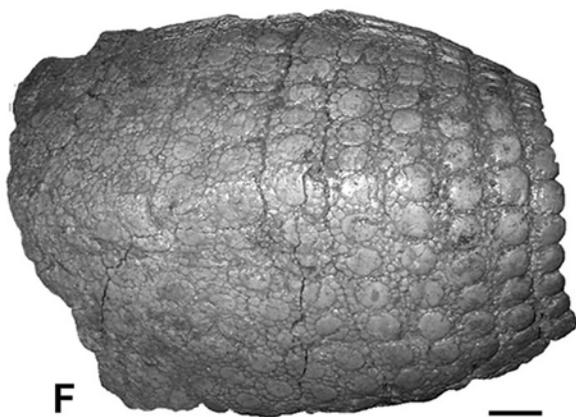
C



D



E



F

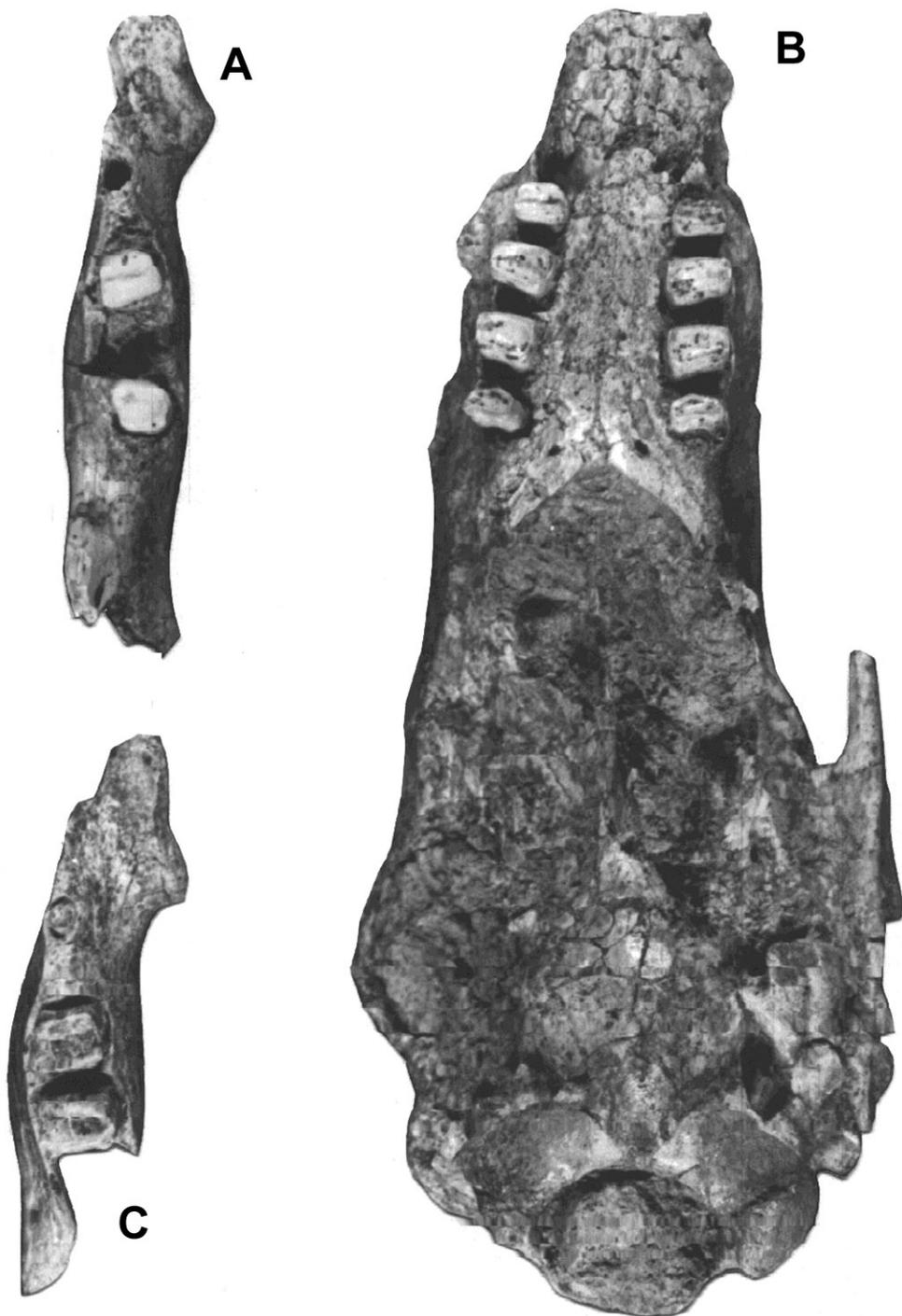


G



H

Lámina XI – Restos de perezosos de las formaciones Camacho y Raigón.
A y B: mandíbula y cráneo de *Pronothrotherium mirabilis*.
C: mandíbula de *P. figueirasi*.
Modificado de Perea (1989).



A

B

C

5 cm

Lámina XII –

A: *Coprinisphaera*.

B: *Uruguay*, vista desde las aperturas de las celdillas.

C: *Uruguay*, corte longitudinal.

D: *Teisseirei*, vista interna.

E: *Teisseirei*, moldes internos.

F: *Monesichnus*.

G y H: *Celliforma* ispp.

Escalas 1 cm, excepto en **G** y **H**, que equivalen a 0,5 cm.

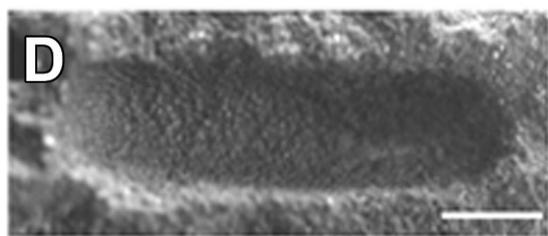
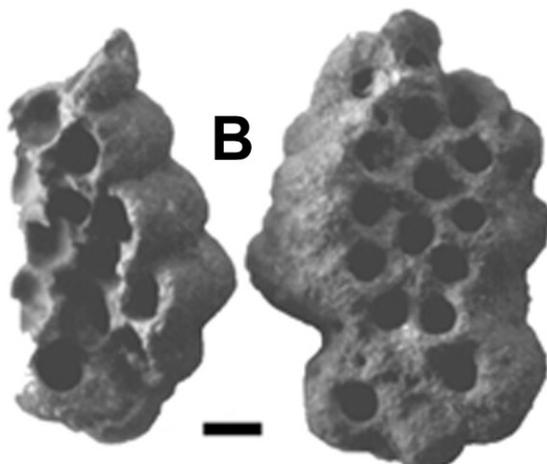
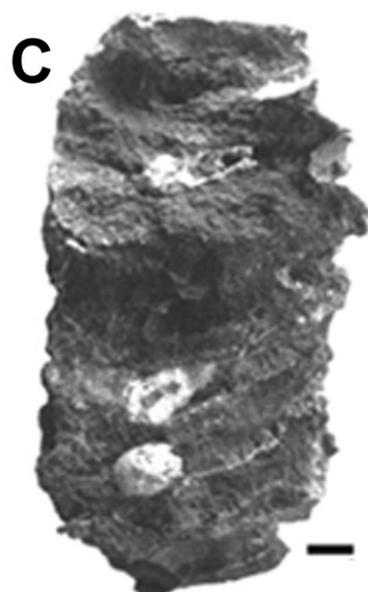
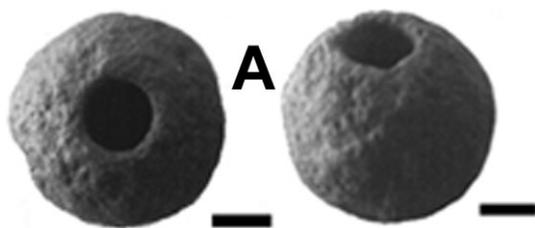


Lámina XIII –

A: *Celliforma*, vista lateral, escala 4 mm.

B: opérculo en espiral del ejemplar ilustrado en **A**, escala 2 mm.

C: “cocoons”, probablemente de avispas, escala 1 cm.

D: *Ophiomorpha*, vista en planta, el cubrelente mide 5 cm.

E: *Thalassinoides*, vista en planta, el marcador mide 13 cm.

F: *Thalassinoides*, corte transversal, escala 10 cm.

G: *Ophiomorpha*, corte transversal, escala 5 cm.

H-J: *Maiakarichnus*, escalas 1 cm; **H:** corte vertical; **I-J:** cortes horizontales.

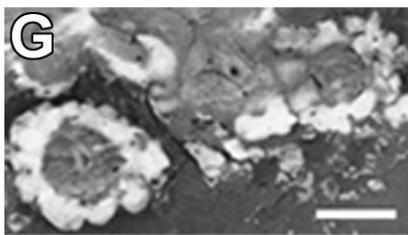
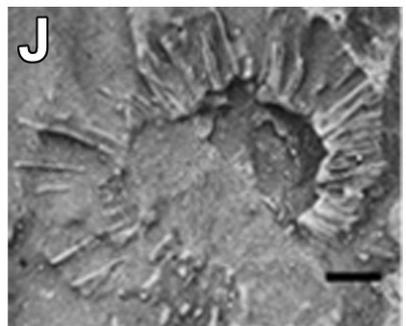
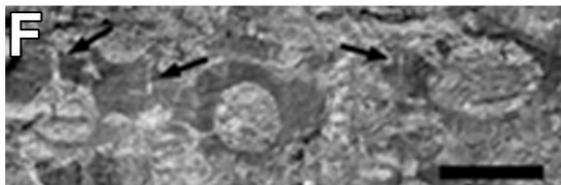
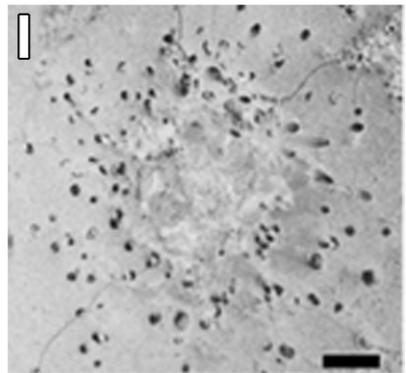
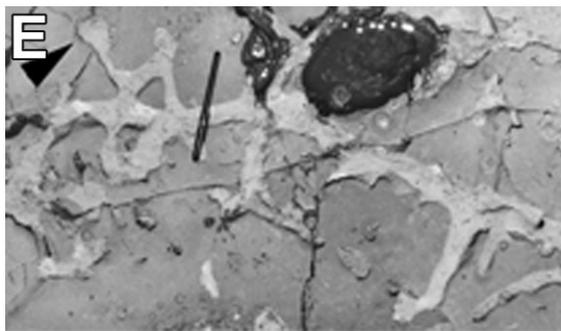
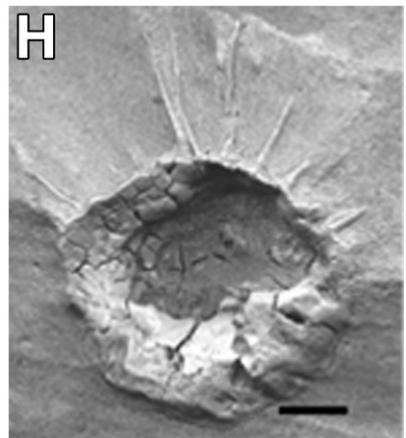
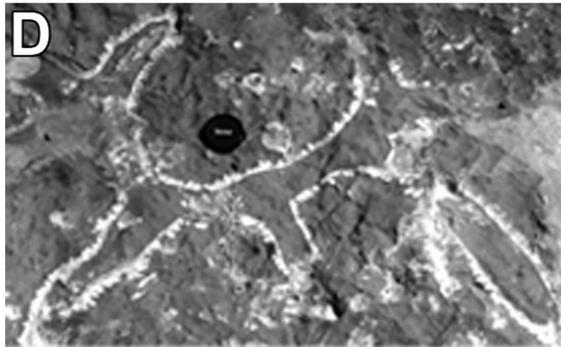
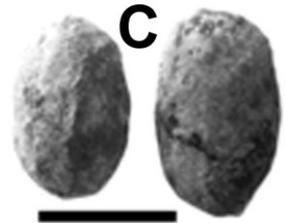
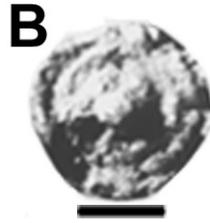
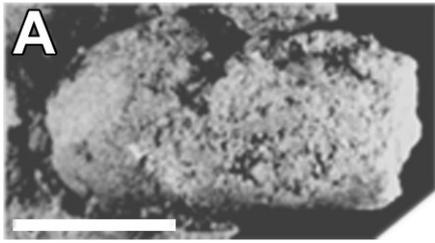


Lámina XIV –

A: *Gastrochaenolites*, molde artificial.

B: *Maeandropolydora*.

C: *Entobia*.

D: *Oichnus*.

E: *Pennatichnus*.

F: *Conchotrema*.

G: *Teredolites*.

Escalas 1 cm, excepto en **B**, **E** y **F** donde representan 1mm.

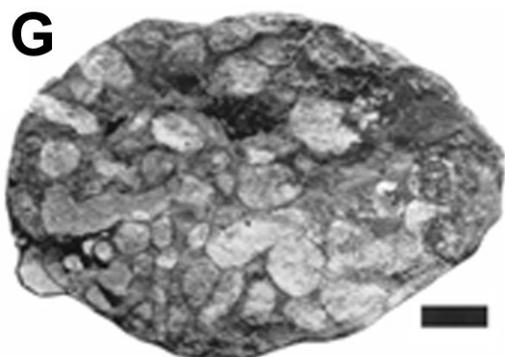
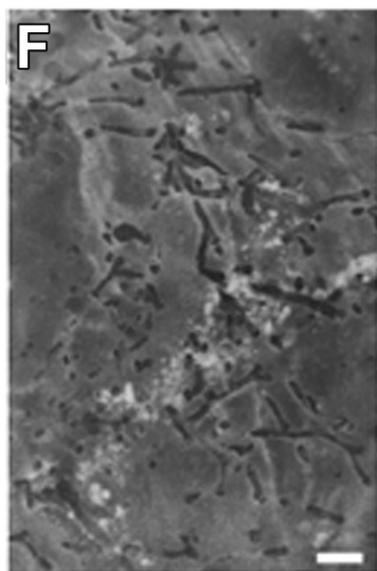
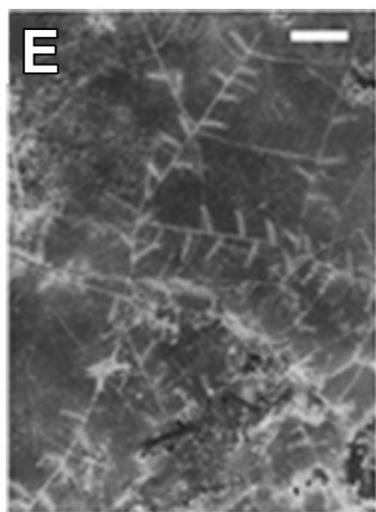
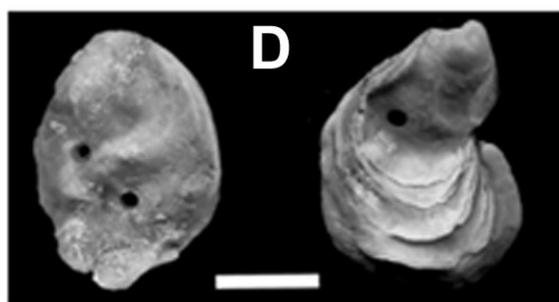
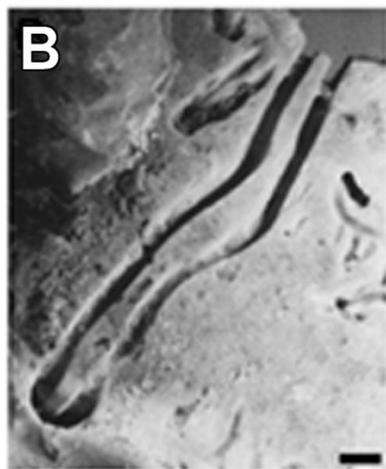


Lámina XV –

A: Afloramiento a 500 metros de la Puerta de la Sabiduría, ciudad de Salto. Se observan en secuencia, un paquete pelítico basal al que se intercalan finos niveles conglomerádicos y hacia el tope areniscas y areniscas conglomerádicas fuertemente silicificadas.

B: Intraclasto pelítico de más de 30 centímetros de diámetro. Está incluido en las areniscas ocre de la región del sur de Salto –cantera de Vialidad–. Nótese la formación de una coraza ferruginosa hacia los bordes del intraclasto.

C: Estratos con expresiva continuidad lateral. Están constituidos por conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas con fuerte estratificación horizontal, igual localidad que **B**.

A



B



C

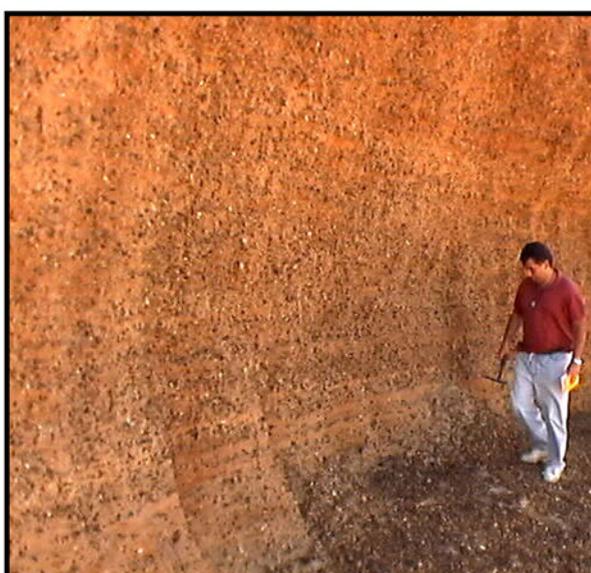


Lámina XVI –

Depósitos marinos:

A: Formación Villa Soriano (departamento de Colonia) y detalle de fósiles en disposición caótica.

B: Formación Villa Soriano (A° Pando sobre ruta Interbalnearia) y detalle de fósiles en posición de vida.

Depósitos continentales:

C: facies conglomerádicas y de areniscas de la Formación Sopas (A° Malo, departamento de Tacuarembó).

D: facies limosas de la Formación Sopas (Río Cuareim, departamento de Artigas)

E: sedimentos asignables a la Formación Dolores (Río Santa Lucía, departamento de Canelones).

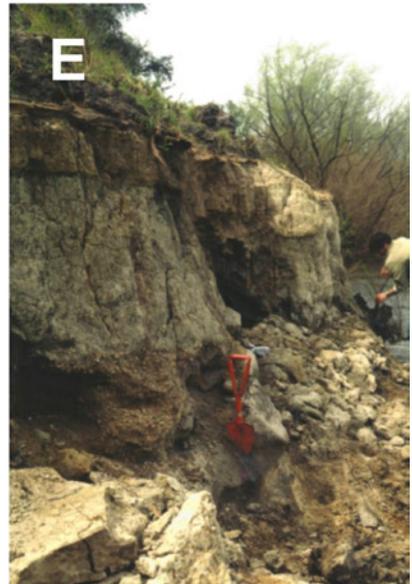


Lámina XVII – Moluscos de la Formación Villa Soriano.

A: *Ostrea puelchana*.

B: *Anomalocardia brasiliana*.

C: *Cyclichna bidentata*.

D: *Nioche subrostrata*.

E: *Chrysallida gemmulosa*.

F: *Cymatium parthenopeum*.

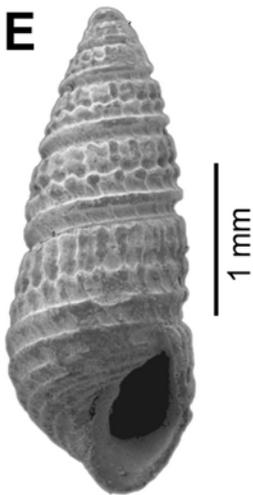
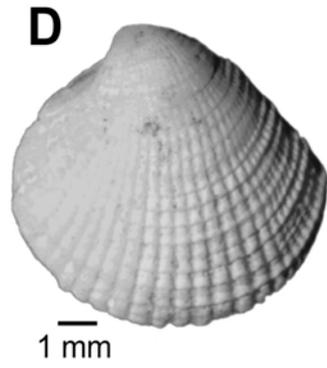
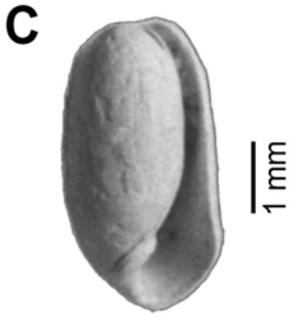
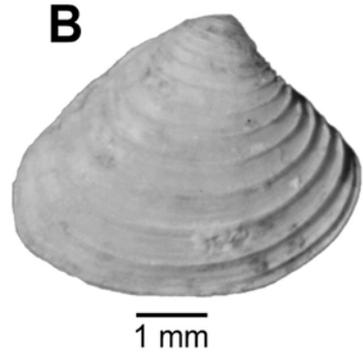
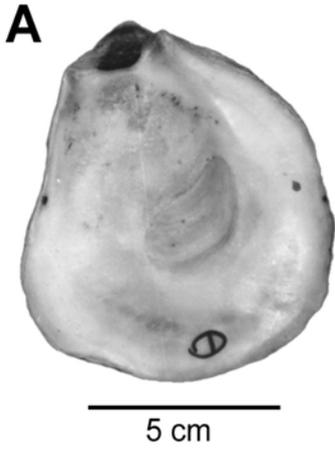


Lámina XVIII –

Fósiles de la Formación Sopas:

A: Cráneo de *Pampatherium humboldtii* (de Ubilla 1996).

B: Cráneo de *Microcavia criolloensis*.

C: coprolito (departamento de Artigas, de Verde & Ubilla 2002).

D-E: mandíbula y metatarsiano III de *Equus (Amerhippus) neogeus* (Río Arapey, de Ubilla *et al.* 2004).

Fósiles de la Formación Dolores:

F: Troncos (departamento de Canelones, Río Santa Lucía). Foto: Federico López.

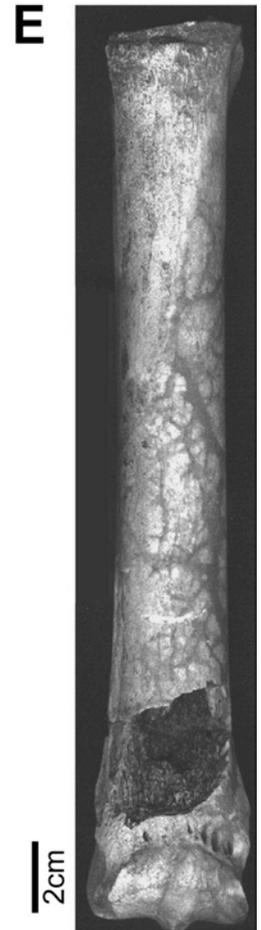
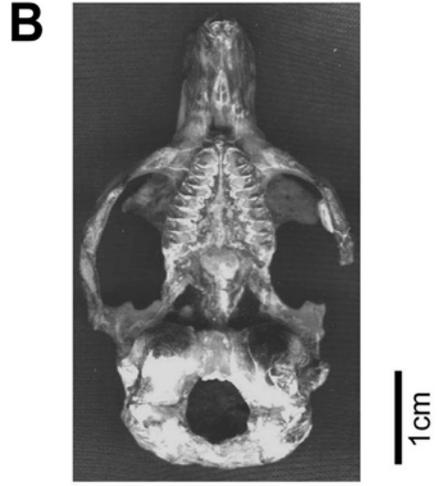


Lámina XIX –

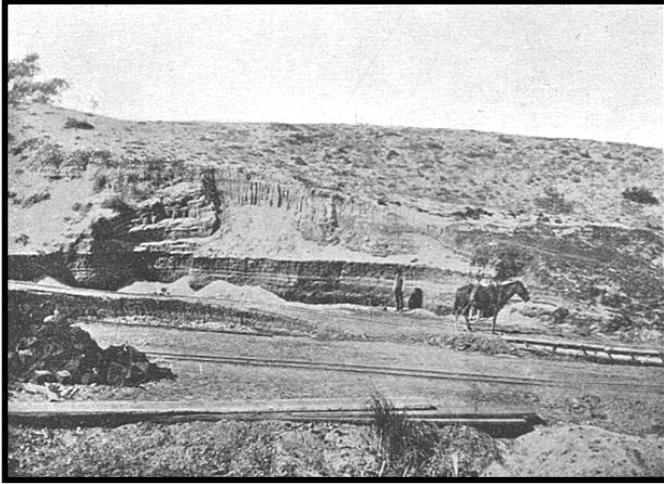
A: Depósitos de playa de “arenas negras” en Villa Argentina (departamento de Canelones).

B y C: Vistas de antigua explotación de turba próximo a la ciudad de Maldonado (**B:** Frente de la explotación donde se visualiza el nivel turboso; **C:** Preparación y acopio de turba en briquetas). Fuente: Walther (1919).

A



B



C



Lámina XX –

A: Vista parcial de explotación abandonada de arcilla para cemento en Sayago (Montevideo, ex-planta de la Compañía Uruguaya de Cemento Portland).

B: Vista parcial de cantera de gravas de la Formación Malvín, en el curso superior del arroyo Solís Chico (departamento de Canelones).

C: Vista aérea de lagos correspondientes a antiguas areneras en Ciudad de la Costa (km 21 de Avda. Gianattasio, departamento de Canelones).

D: Cantera de material granular (depósito residual) del Granito de La Paz en Melilla (departamento de Montevideo) (foto: D. Perea, 2001).



A



B



C



D

Lámina XXI –

A: Cantera de material granular de origen sedimentario (base: areniscas ferrificadas del Geosuelo del Palacio; tope: limolitas rosadas con cemento carbonático de la Formación Fray Bentos) en Nueva Palmira, Colonia (1999).

B: Antigua explotación de conchillas de la Formación Villa Soriano. Fotografía: R. Méndez Alzola, Villa Soriano, 1961.

C: Utilización de la Formación Libertad para fundación de viviendas en Montevideo.

D: Alcantarilla sobre el arroyo Malo (departamento de Paysandú) con evidencias de asentamiento diferencial en uno de sus accesos, (sedimentos del Reciente y Actual).

A



B

C



D

Lámina XXII –

A y B: Preservación parcial del protolito siliciclástico (arenoso) englobado por la masa carbonática (calcretas).

C y D: diferentes tipos de contacto entre los términos calcáreos y silíceos, interpenetración y neto, respectivamente.

Muestras provenientes de la Cantera Vichadero, departamento de Paysandú (Colección de rocas sedimentarias de la Facultad de Ciencias). La moneda utilizada como escala mide 2,6 cm.



Lámina XXIII –

A: Vista de cárcavas de erosión afectando a sedimentos cuaternarios en Santa Isabel de la Pedrera (MTOP, departamento de Rocha, 1979).

B: Vista aérea (500 m) de cárcavas en la Formación Libertad en Ruta Interbalnearia (km 72, departamento de Canelones) Fuente: Jones (1956).

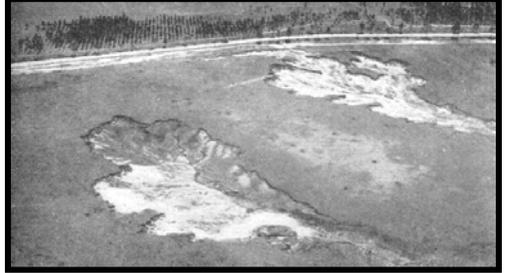
C y D: Tormenta y sus efectos sobre la rambla de Montevideo (Compañía del Gas) el 10/07/23. Fuente: MTOP (1979).

E y F: Efectos de erosión litoral en depósitos de las formaciones Chuy y Dolores en Villa Argentina (departamento de Canelones). “El Águila” en 1977 y 2002, respectivamente. Fotografía: Carlos González Grasiuso.

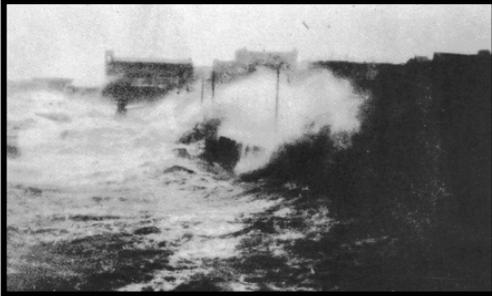
A



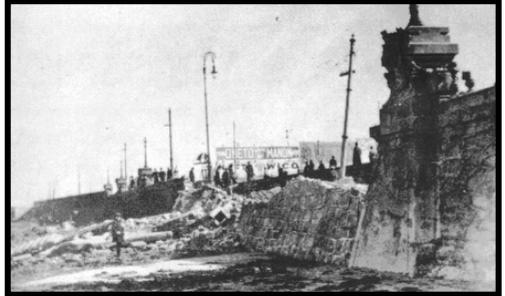
B



C



D



E



F



Lámina XXIV – Vistas aéreas desde el Sur al Norte de la desembocadura del arroyo Pando en el Río de la Plata (departamento de Canelones). Las flechas indican la desembocadura del arroyo Trova Vieja. Obsérvese la erosión de la espiga y de la margen izquierda del arroyo Pando.

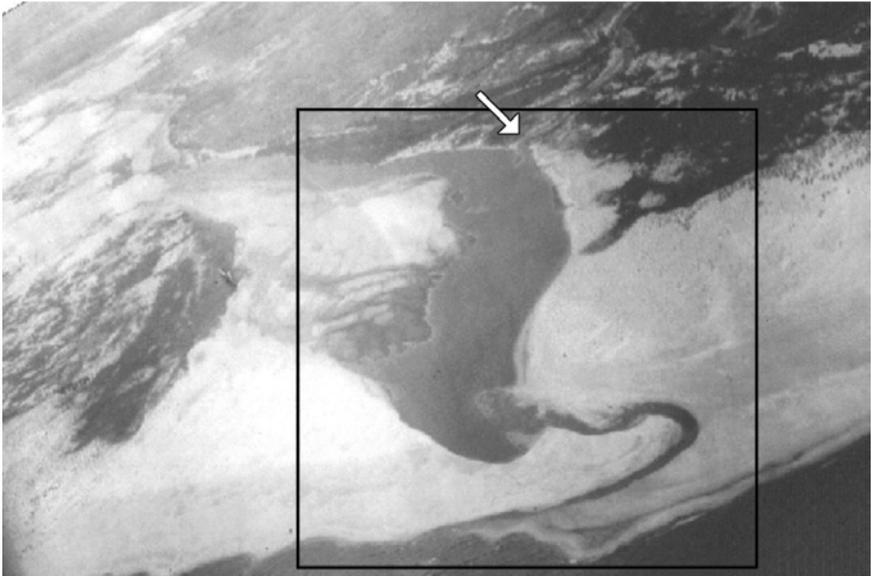
A: Fotografía tomada en 1937.

B: Fotografía tomada hacia 1956.

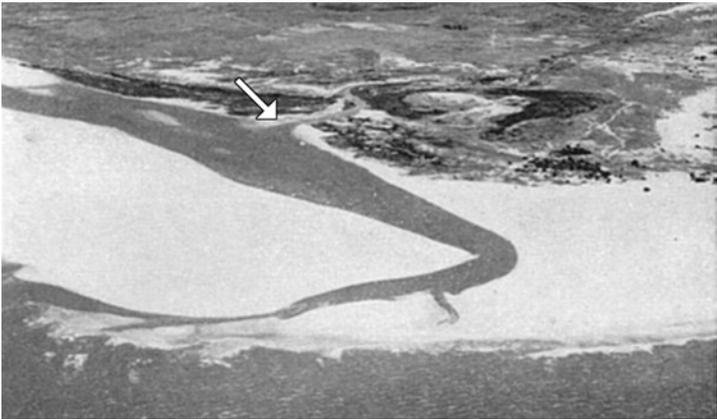
C: Mosaico de fotos tomadas en 1998.

Fuentes: Fuerza Aerea Uruguaya (1937), Jones (1956) e IMM (1998).

A



B



C



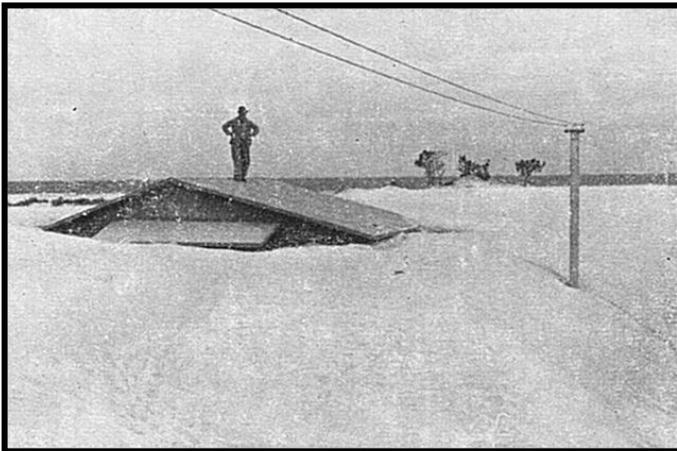
Lámina XXV –

- A:** Vista aérea de desembocadura del arroyo Solís Grande con formación de espiga al Este. Fotografía: Servicio Geográfico Militar (1966).
- B:** Vista panorámica de sedimentación de dunas sobre construcciones en Parque del Plata (departamento de Canelones). Fotografía: Jones (1956).
- C:** Afloramiento de freático (zona oscura en la playa) en Playa Mansa de Atlántida (departamento de Canelones, 2002).

A



B



C



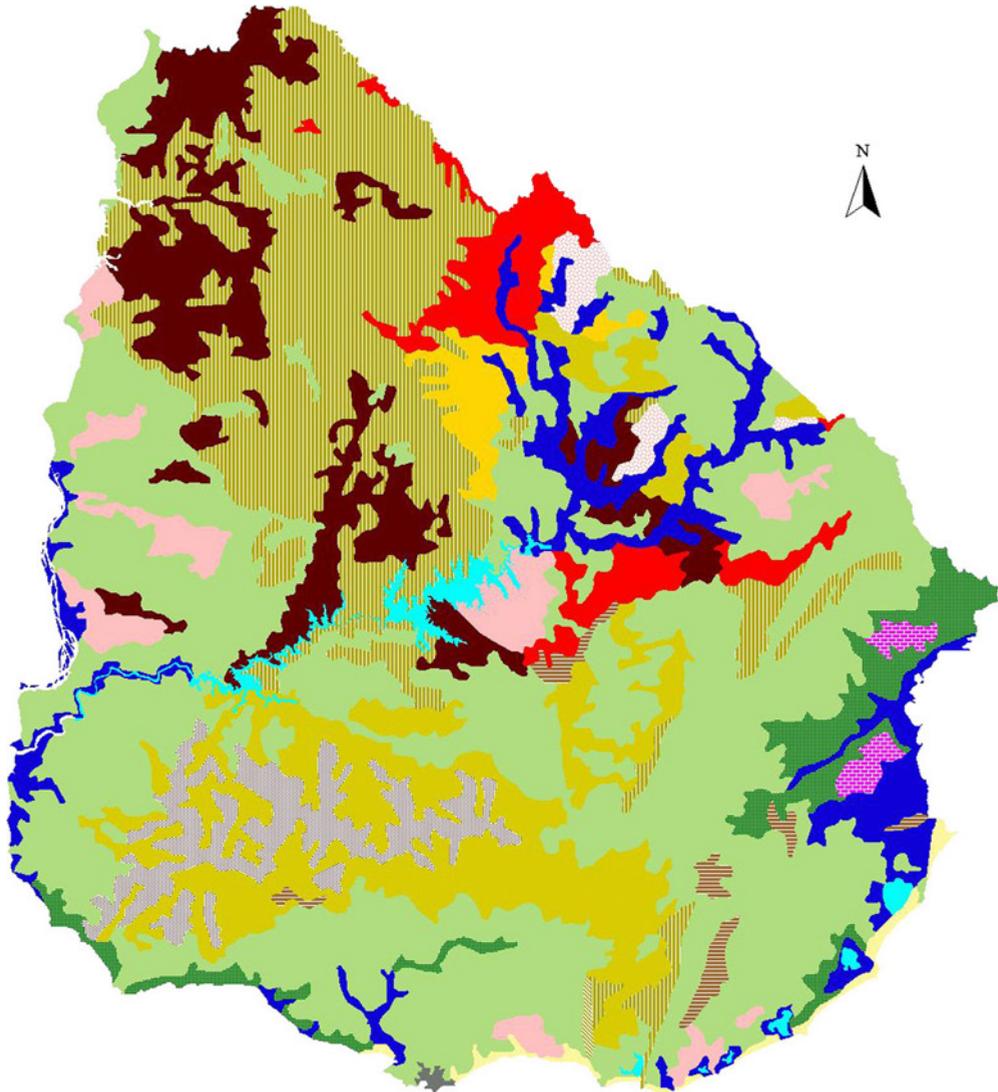
Lámina XXVI – Principales perfiles representativos de suelos de Uruguay.

1. Litosol ócrico abrupto (Ar., hm.)
2. Fluvisol eterotextural melánico (Fr.)
3. Brunosol subéutrico dístrico háptico (Fr.)
4. Brunosol éutrico típico (L.Ac.)
5. Brunosol subéutrico lúvico (Ar.F.)
6. Argisol dístrico ócrico abrupto (Ar.)
7. Vertisol rúptico lúvico (L.Ac.)
8. Planosol dístrico ócrico (F.)
9. Solonetz (L.)
10. Acrisol ócrico abrupto (Ar., r)

Fuente: Museo de perfiles de referencia de perfiles de suelos de Uruguay (MGAP)



Lámina XXVII – Carta de Suelos de Uruguay de la FAO (1990).



Grupos de suelo					
	Leptosoles Districos		Vertisoles Cállicos		Gleysoles Mólicos
	Leptosoles Éútricos		Planosoles Mólicos		Arenosoles Lúvicos
	Cambisoles Éútricos		Luvisoles Hápicos		Espejos de agua
	Phaeozems Hápicos		Luvisoles Crómicos		Montevideo
	Phaeozems Lúvicos		Alisoles Hápicos		
	Vertisoles Éútricos		Acrisoles Hápicos		
			Solonetz Mólicos		

Lámina XXVIII – Estimación de riesgo de erosión de los suelos de Uruguay (Modificado de Puentes 1982).

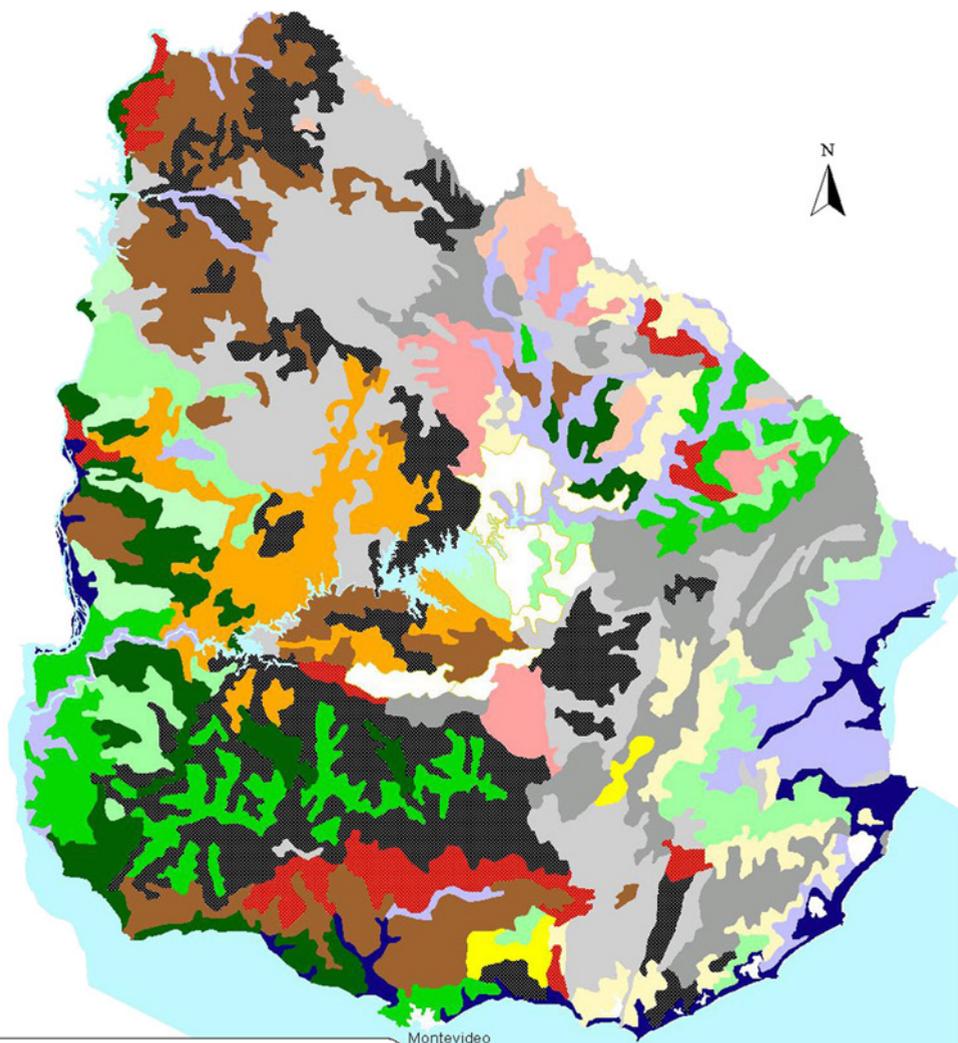


Riesgo de erosión de los suelos

Riesgo de erosión		IX	VIII
I	IX, X	VIII, X	
II	IX, XI	VIII, XI	
III	V	VIII, XI	
III, IV, XI	V, XI	X	
IV	VI	X, XI	
IV, V	VI, XI	XI	
IV, VII	VII		
IV, XI	VII, X, XI		

30 0 30 60 kilómetros

Lámina XXIX – Carta de capacidad de uso de las tierras de Uruguay.



Capacidad de uso de las tierras

Órdenes y Clases			
	I-muy alta		III-alta
	I-alta		III-media
	I-media		III-baja
	I-baja		IV-alta
	II-muy alta		IV-media
	II-alta		IV-baja
	II-media		V-Pastoril-arrozable
	II-baja		V-Reserva flora y fauna
	III-muy alta		

30 0 30 60 kilómetros



ÍNDICE TEMÁTICO

- Algorta, Miembro: 77.
Andalhualá, Formación: 113.
Arapey, Formación: 151, 242, 245, 260, 312, 322, 331.
Arazatí, Formación: 199.
Arroyo Castillo, Formación: 73.
Asencio, Areniscas ferrificadas de: 68.
Asencio, Formación: 64, 68-71, 77-80, 129, 130, 132, 144, 275.
Austral, Cuenca: 58.
Barra del Chuy, Formación: 149, 198, 201.
Bellaco, arcillas yesíferas de: 151, 164.
Bellaco, Formación: 209-211.
Bonaerense, Piso: 220.
Camacho, Areniscas de: 105, 112.
Camacho, Formación: 30, 105-119, 122, 124, 135, 141-143, 145, 146, 242, 248-253, 265-267, 298-300, 302, 304, 306, 311.
Cerrezuelo, Formación: 275.
Cerro Bautista, Miembro: 108, 109, 112, 118.
Chapadmalalense, Edad: 117.
Charrúa, Acuífero: 306.
Chasiyuense, Formación: 113.
Chilcas, Formación: 37.
Chiquimil, Formación: 113.
Chuy, Acuífero: 320.
Chuy, Formación: 30, 33, 149, 198-202, 206, 210, 215, 223, 230, 231, 233, 242, 247, 250, 252, 254-256, 263, 265-267, 298-302, 304, 306, 308, 310, 311.
Cidreira, Formación: 107.
Colorado, Cuenca del: 38, 49, 54, 57-62, 75, 82.
Conglomerado osífero: 112.
Cuaró, Formación: 312.
Daymán, lineamiento: 163.
del Palacio, Miembro: 64, 71, 130, 144.
Deseadense, Edad Mamífero: 91, 94, 97-103.
Deseadense, Fauna: 91, 93, 94, 99-101.
Dolores, Formación: 106, 200, 209-212, 217, 218, 222, 226, 227, 233, 238, 241, 242, 244, 245, 256, 263, 265-267, 298, 300-302, 304, 306, 310, 311.
Ensenadense, Piso: 117.
Entrerriense, mar: 107, 108, 115, 119, 124.
Epecuén, Formación: 112.
Fossil Hill, Formación: 179, 181, 183, 185, 192, 193.
Fray Bentos, Formación: 30, 83-88, 90, 95-98, 100-104, 116, 131, 133, 134, 151, 163,

-
- 240, 242, 245, 248-250, 258,
259, 263, 265-267, 306, 310,
311, 322, 323.
- Frayle Muerto, Formación: 312.
- Gaviotín, Formación: 30, 37, 38,
47-49, 54, 57-59, 63, 75.
- Guerrero, Miembro: 222, 226.
- Guichón, Formación: 151, 275,
322.
- Huayqueriense, Edad Mamífero:
112, 113, 123, 124.
- Imbé, Formación: 107.
- Itapebí Grande, Lineamiento:
163.
- Ituzaingó, Formación: 112-114.
- Kiyú, Miembro: 110.
- La Despedida, Formación: 58.
- Las Arenas, Formación: 242.
- Las Escobas, Formación: 204.
- Libertad, Formación: 30, 106,
116, 209, 210, 212, 238,
241, 242, 244, 245, 256,
263, 265-268, 298-300, 302,
305, 306, 311.
- Luján, Formación: 222, 226.
- Lujanense, Edad-Piso: 218.
- Lujanense, Fauna: 218, 222.
- Maldonadense, Piso: 115.
- Maldonado, Formación: 115, 122.
- Malvín, Formación: 251-253,
304.
- Mangrullo, Formación: 312.
- Marambaia, Formación: 107.
- Martín Chico, Formación: 110.
- Martín García, Alto de: 45.
- Matajojo, Formación: 209, 212,
215.
- Mercedes, Formación: 48, 49, 55,
68, 71, 72, 77, 80, 81, 260,
261, 271-276, 280, 283, 285,
322.
- Mercedes-Colonia, Alto de: 69.
- Merín, Cuenca: 64, 84, 87.
- Mesopotamiense: 112, 116, 124.
- Mesopotamiense, Piso: 112, 119.
- Mio-Pliocena, Secuencia: 105,
121.
- Montehermosense, Edad: 113.
- Montevideo, Formación: 240,
268.
- Navarro, Formación: 209.
- Neuquina, Cuenca: 54, 58, 61.
- Norte, Cuenca: 321, 322.
- Nueva Hespérides, Unidad infor-
mal: 322.
- Palacio, Geosuelo del: 30, 70, 82,
129-132, 260, 261, 272, 276.
- Palmirensense, Piso: 83.
- Palmitas, Formación: 69, 70, 79.
- Pampeano: 83, 209.
- Paraná, Cuenca: 119.
- Paraná, Formación: 107, 114.
- Paraniana, Provincia: 119.
- Paso Aguiar, Formación: 312.
- Paso del Puerto, Formación: 198,
209, 242.
- Patos, Grupo: 204.
- Paysandú Colón, Alto de: 275.
- Pedro Luro, Formación: 58, 61.
- Pelotas, Cuenca: 45, 49, 60, 65,
107, 121.
- Península Fildes, Grupo: 179,
184.
- Plata, Cuenca del: 30, 65.
- Polonio, Alto de: 45.
- Puerto Gómez, Formación: 261,
312.
- Puerto Madryn, Formación: 107,
114.
- Puerto Yerúa, Formación: 73, 81.
- Punta de Los Loberos, Ingresión:
208.

-
- Punta del Este, Cuenca: 37, 45-49, 58, 59, 62, 64, 65, 75, 81.
- Queguay, Alto del: 275, 287.
- Queguay, Calizas del: 30, 64, 69, 72-78, 80, 81, 98, 129, 130, 133, 145, 249, 269-273, 275, 284.
- Queguay, Formación: 77, 78, 84, 248-250, 265-267.
- Raigón, Acuífero: 33, 320.
- Raigón, Formación: 30, 105, 106, 110, 115-119, 123, 149, 209, 226, 240, 242, 250-256, 259, 265-267, 298-300, 302, 304, 306, 311.
- Río Acre, Fauna local: 113, 122.
- Río Turbio, Formación: 58, 59.
- Salado, Cuenca del: 37, 38, 45, 49, 61, 62, 65, 82.
- Salto Chico, Formación: 147, 151, 165.
- Salto, Acuífero: 33, 149, 320, 321, 323, 324, 327-332.
- Salto, Areniscas de: 149.
- Salto, Formación: 30, 147-164, 165, 209, 211, 242, 247, 250, 251, 254, 265, 266, 267, 321-323.
- San Pedro, Miembro: 108-111, 114, 118, 119, 135, 139, 140.
- Santa Lucía, Cuenca: 64, 74, 75, 80, 82-84, 86, 87, 89-91, 93, 94, 98, 100, 101, 104.
- Santa Rosa, Alto de: 73, 74, 275.
- Santaluciense, Piso: 83.
- Sao José de Itaborai, Cuenca: 75, 80.
- Sistemas Pedológicos: 337.
- Solimões, Formación: 121.
- Sopas, Formación: 209, 212-215, 217-221, 224, 227, 304.
- Suelos, Clasificación de: 343, 344.
- Tethys, mar de: 17, 18, 29.
- Transantártica, Flora: 59.
- Villa Soriano, Formación: 30, 198, 200, 201-208, 230, 231, 233, 235, 240-242, 251, 252, 254-256, 263, 265-267, 300, 306, 308, 310.
- Vizcaíno, Formación: 198, 200, 201, 202, 206.
- Yaguarí, Formación: 312.
- Yapeyú, Miembro: 70.
- Yapeyú, Paleosuperficie: 70, 81.

La última gran extinción en masa ocurrió hace 65 millones de años y marca el inicio del Cenozoico. A partir de ese momento, la evolución de la Tierra nos condujo a la geografía, clima y vida tal cual la conocemos hoy. En buena medida, los cambios están pautados por los grandes desplazamientos de los continentes, y el predominio de los mamíferos y las plantas con flores en la mayor parte de los hábitats terrestres. Los mares adquieren definitivamente un aspecto “moderno”. En los últimos dos millones de años, se alternan periodos glaciares e interglaciares que se traducen en momentos de ascenso y descenso del nivel del mar. Es sobre terrenos cenozoicos que el Hombre edificó su morada; los suelos, formados en los últimos miles de años, lo harán sedentario...

Este libro constituye el segundo de la serie “Cuencas Sedimentarias de Uruguay”. Está integrado por catorce capítulos que refieren a nuestra geología, paleontología, ambiente y recursos naturales.

Está dirigido a estudiantes y profesionales de la Geología, profesores de Geografía y Geología de la enseñanza media, biólogos, geógrafos, ingenieros, arqueólogos y aficionados a las Ciencias de la Tierra en general.

