

UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA ORIENTAL DEL URUGUAY  
FACULTAD DE AGRONOMIA

# geomorfología de los humedales

de la cuenca de la Laguna Merín  
en el departamento de Rocha

Juan R. MONTAÑA

Jorge BOSSI

julio de 1995



PROBIDES



CATEDRA DE GEOLOGIA

*Serie: Documentos de Trabajo – N° 2*

Universidad de la República  
Facultad de Agronomía

GEOMORFOLOGÍA DE LOS HUMEDALES DE LA CUENCA DE  
LA LAGUNA MERÍN EN EL DEPARTAMENTO DE ROCHA

Estudio programado en convenio con PROBIDES

**AUTORES**

**Juan R. Montaña**  
**Jorge Bossi**

**DIBUJOS Y COMPAGINACIÓN**

**Carmen Olveira**

**DACTILOGRAFIA**

**Alejandra Piano**  
**Beatriz Falero**

**PROBIDES**  
Cátedra de Geología, Facultad de Agronomía,  
Universidad de la República

Rocha, julio de 1995

**CATALOGACIÓN EN PUBLICACIÓN (CIP)**

Montaña, Juan R.

Geomorfología de los humedales de la cuenca de la Laguna Merín en el departamento de Rocha / Juan R. Montaña, Jorge Bossi.- Rocha, UY : PROBIDES, 1995.

64 p.: ilus. (*Documentos de Trabajo*; 2)

Incluye bibliografía.

## TABLA DE CONTENIDO

PRESENTACION.....	4
DISTRIBUCION DE HUMEDALES.....	7
LA FOSA TECTONICA DE LA LAGUNA MERIN .....	11
CUENCA SUBSIDENTE DEL CHUY .....	20
CARTA GEOMORFOLOGICA.....	23
GEOMORFOLOGIA DEL PALEO-CURSO DEL RIO SAN LUIS .....	38
GEOMORFOLOGIA DE LA PLANICIE INFERIOR.....	41
GEOMORFOLOGIA DE LA PLANICIE INTERMEDIA .....	44
GEOMORFOLOGIA DEL PALEO-ESTUARIO Y DELTA DEL RIO CEBOLLATI... 45	
GEOMORFOLOGIA DEL BAÑADO DE INDIA MUERTA.....	47
ORIGEN Y CLASIFICACIÓN DE HUMEDALES DE LA CUENCA DE LA LAGUNA MERIN .....	49
EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA DE LA CUENCA DE LA LAGUNA MERIN.. 52	
CONCLUSIONES .....	61
BIBLIOGRAFIA.....	63

## PRESENTACION

El programa PROBIDES se orienta a la conservación de las condiciones naturales de los humedales, acompañando su evolución y al uso de los recursos con el menor grado de modificación de esas condiciones naturales.

Un objetivo importante es entonces, conocer la condición de equilibrio de los recursos naturales, cómo se generaron esas condiciones y como evolucionarían sin la intervención del hombre. Este objetivo es precisamente el motivo central del programa de este trabajo, orientado a definir el marco geológico asociado a este fenómeno geomorfológico que originó el desarrollo de extensos humedales.

SCARLATO (1994) analiza las condiciones de desarrollo agropecuario sostenible y enfatiza que se debe adoptar la perspectiva de que la historia de la naturaleza es un proceso de cambios en el tiempo caracterizado por la creación de situaciones nuevas y no por la repetición de eventos. Las imágenes de equilibrio, plantea el autor citado, no constituyen una buena representación de la realidad, por lo que no debe enfocarse volver a construir el equilibrio sino cómo conducir idóneamente una trayectoria de cambios.

Ya SUGUIO (1984) planteaba para las áreas costeras, que, aunque aparentemente inmutable, se caracterizaban por ambientes naturales muy cambiantes, en continua transformación a través del tiempo, con o sin intervención del hombre. Como corolario, para conseguir cualquier eventual intervención del hombre en perfecta armonía con los procesos naturales, es necesario antes que nada, alcanzar un correcto conocimiento de los mecanismos naturales de transformación que actúan en esas áreas.

La Geomorfología, disciplina geológica que describe e interpreta la forma del relieve, resulta ser el instrumento más idóneo para aproximarse a describir el equilibrio actual, la historia geológica de los procesos ocurridos durante el período Cuaternario y prever el próximo futuro.

Cuando cada uno de los episodios paleo-geográficos reconocidos por esta disciplina pueden datarse con precisión razonable por métodos geocronológicos, se hace posible definir las velocidades con que se produjeron los cambios y se accede a una vía cuantitativa de predicción de la evolución natural del área.

La Paleo-Ecología, rama especializada de la Paleontología, los isótopos de oxígeno y algunos criterios de meteorización cuantitativa, permiten agregar datos paleoclimáticos a los eventos individualizados y datados por los métodos anteriormente citados.

La superposición de la información local a los registros mundiales sobre cambios climáticos globales, tales como nivel del mar y temperatura media en cada paralelo a lo largo de algunos cientos de miles de años, permitirá definitivamente confeccionar un modelo cuya evolución pueda preverse con razonable precisión.

No toda la información necesario será obtenible con los recursos financieros previstos, pero se iniciaron convenios paralelos para determinación de edades por métodos C-14, estudios paleo-ecológicos por microfósiles y análisis hidrogeoquímicos para comenzar a volcar información cuantitativa que permita por lo menos indicar el camino a seguir.

En último análisis, la forma del relieve y su paisaje asociado, dependen de la evolución geológica y climática de cada región. La Geología, en lo que tiene que ver con los tipos de roca del subsuelo y la tectónica; las rocas del subsuelo determinan facilidad o no de edafización, elementos químicos cedidos al sistema, viabilidad de percolación...; la tectónica define el grado de fracturación, los movimientos relativos de los bloques pétreos... El clima, con relación a la temperatura media, lluvias, nivel global de las aguas... aporta los factores que determinan los procesos de meteorización, erosión, transporte y deposición.

En otros términos, la expresión geomorfológica actual es un fiel reflejo de los procesos geológicos ocurridos y de las condiciones climáticas a que estuvieron sometidos en superficie. Cada zona morfológica, caracterizada por una cierta topografía, una determinada asociación de suelos, una particular población vegetal... resulta de un subsuelo rocoso que fue levantado, hundido, plegado y/o basculado, sobre el que actuaron diversos climas superpuestos a lo largo de los tiempos.

En esta primera etapa del programa, se ha planificado realizar un análisis geomorfológico orientado a mostrar la secuencia de ambientes paleogeográficos ocurridos durante el Cuaternario, para explicar la génesis de los humedales, la causa de su distribución geográfica actual y establecer un modelo esquemático que esboce la evolución previsible en el próximo futuro.

De hecho, la evolución natural del área dependerá de factores geológicos y climáticos locales así como de cambios geológicos y climáticos que ocurran a nivel mundial. Algunos aspectos cuantitativos quedaron sin evaluar, pero algunos de ellos serán obtenidos en el correr de los próximos meses:

- a) más medidas geocronológicas de los ambientes paleogeográficos como para intentar modelos dinámicos que soporten extrapolaciones legítimas; ya existen contactos con los profesores Roberto BRACCO y Cristina URES para determinar C-14 y ello convendrá ampliarlo considerablemente.
- b) datos hidroggeoquímicos de superficie para comparar con las arcillas en actual equilibrio y prever posibles modificaciones globales de clima.
- c) tratamiento de datos gravimétricos para evaluar la magnitud de las anomalías isostásicas que permitan inferir el movimiento predecible de los bloques de la zona de los humedales.
- d) intento de evaluación de la fluctuación mundial de nivel global de las aguas y la temperatura media de los últimos milenios (proyecto PRODELUR).

Básicamente el programa pretende definir los siguientes parámetros:

- si los bloques conteniendo humedales están en equilibrio isostásico, si se están levantando o si se están hundiendo.
- si las áreas están acumulando sedimentos; en equilibrio, o en proceso de erosión.
- si el nivel general de las aguas oceánicas está en equilibrio, en ascenso o en descenso.
- si la temperatura media global es estable o se encuentra en vías de cambio.

No todos ellos podrán evaluarse en el plazo del proyecto, pero todas las tareas se realizarán encarando esos objetivos.

## DISTRIBUCION DE HUMEDALES

Los humedales constituyen una unidad geomorfológica caracterizada por topografía extremadamente plana, con mínima pendiente regional, que determina que el nivel de las aguas esté a ras de la superficie durante varios meses por año o en forma permanente.

Desde que constituyen masas de agua estancada en tierra firme, con escasa profundidad, son terrenos saturados de agua (medios palustres) que se divide en:

- pantanos, con vegetación acuática herbácea.
- ciénagas, con acumulación de fango orgánico (turbal).

El área ocupada por los humedales dentro del Dpto. de Rocha fue cartografiada a partir del documento plani-altimétrico a escala 1/500.000 del Servicio Geográfico Militar edición 1992, las imágenes satelitales a escala 1/250.000 de la misión enero 1987 y de cartas topográficas a escalas 1/50.000 y 1/100.000 del Servicio Geográfico Militar, edición 1994.

Para elaborar el documento gráfico se muestra en la figura No. 1, el área geográfica abarcada por los humedales, se le superpuso la grilla de distribución de las hojas a escala 1/50.000 del Plan Cartográfico Nacional. Este documento de base constituyó el punto de partida para la elaboración del programa de trabajo.

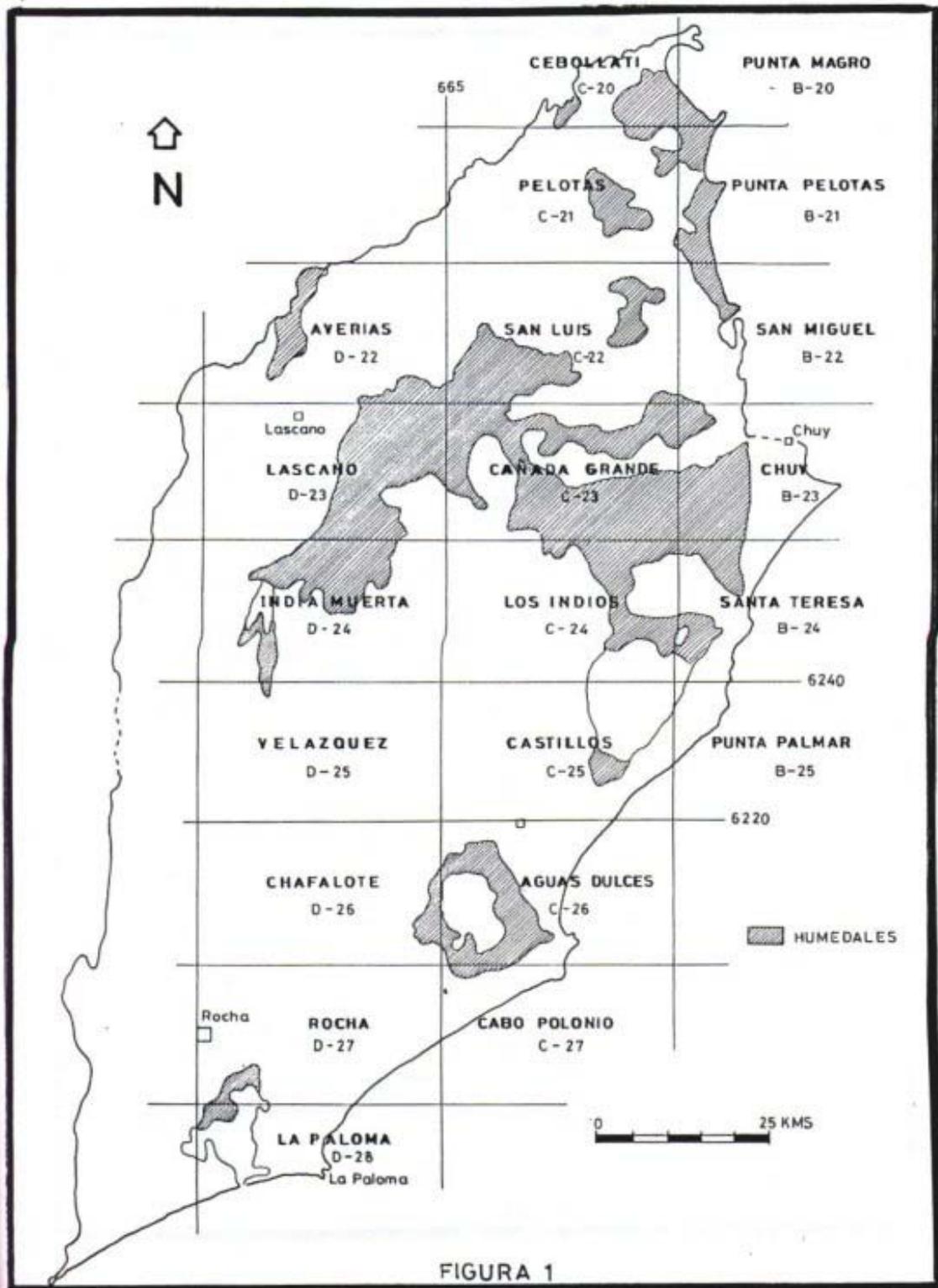
En efecto, las zonas ocupadas por bañados en extensión y proporciones considerables, se desarrollan exclusivamente al norte del paralelo de Santa Teresa (UTM y=6240), por lo que quedan limitados a la cuenca de la laguna Merín, con escasas excepciones sin trascendencia.

En la figura No. 2 se han superpuesto las áreas ocupadas por los humedales a la carta geológica esquemática del Dpto. de Rocha confeccionado a partir de datos de BOSSI et al. (1975), PRECIOZZI et al. (1985), BOSSI y CAMPAL (1993) y MASQUELIN (1991).

De dicha superposición surge claramente que desde el punto de vista geológico, las áreas con alta proporción de humedales, se ubican dentro de la fosa tectónica de la laguna Merín y en los alrededores de la laguna Negra. Ambas zonas tienen en común el hecho de haber experimentado un importante hundimiento del fondo cristalino, permitiendo la acumulación de espesos paquetes de rocas superficiales (lavas y sedimentos). Ambas zonas experimentaron una subsidencia poco importante pero sistemática que fue permitiendo durante el Terciario ingresos marinos desde el este y aportes continentales desde el oeste, con topografía relativamente muy plana, generando sedimentos de poca energía de transporte (grano medio a muy fino).

Esta relación geométrica entre áreas de humedales y bloques continentales de subsidencia, permite prever que la génesis de este paisaje se asocia íntimamente a su historia geológica. Como corolario, un análisis aunque sea somero de la evolución geológica de cada área, aportará elementos que permitan encarar la situación actual como un simple episodio de un prolongado proceso, que para enfocarlo con una adecuada perspectiva, es necesario usar varias escalas temporales y espaciales. En definitiva este método ha sido enfáticamente proclamado por TARDY (1986) quien

plantea que para el enfoque de problemas vinculados al análisis de las condiciones naturales y su evolución, es menester trabajar simultáneamente con objetos de diferente tamaño y apoyarse en diferentes escalas de tiempo.



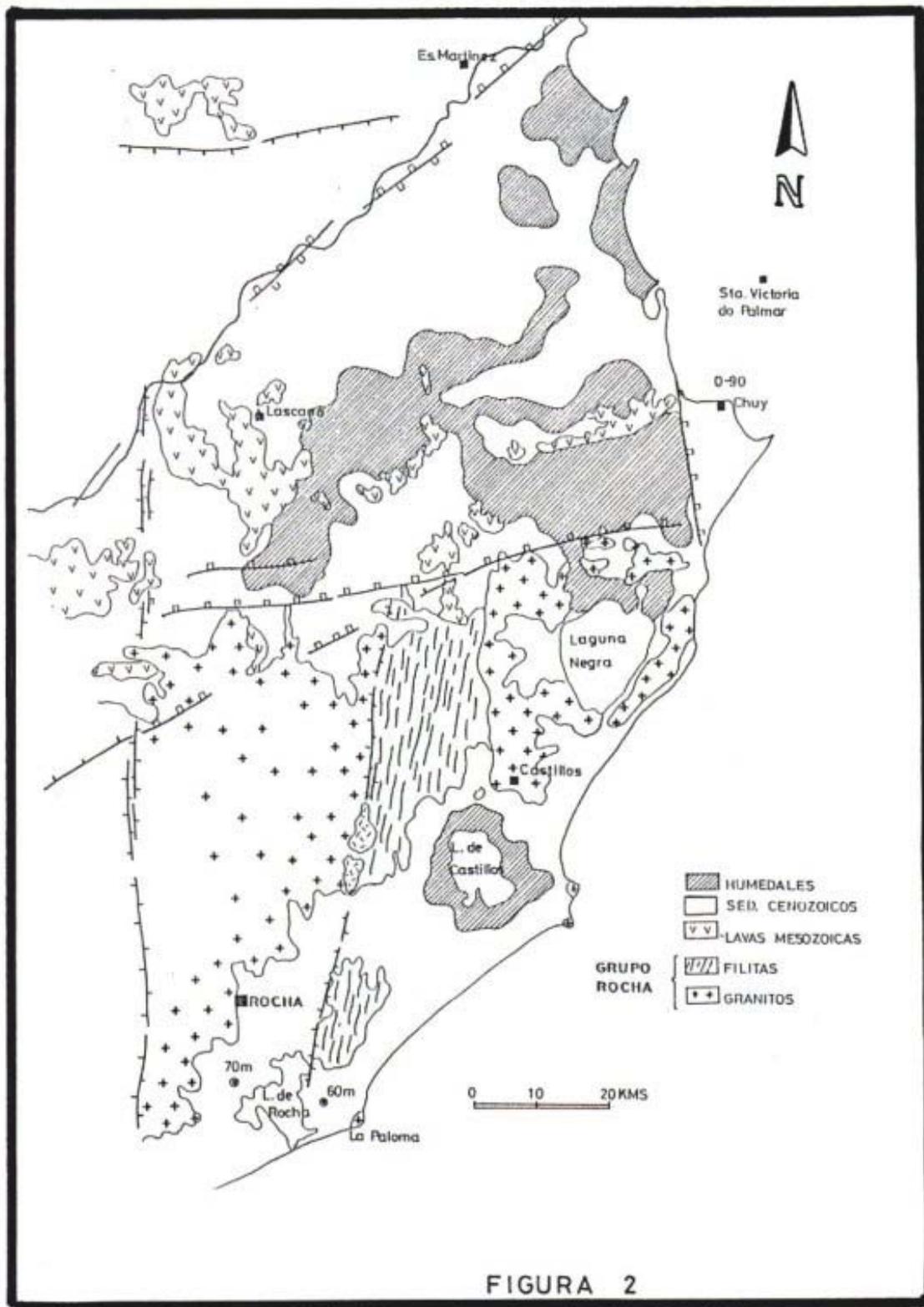


FIGURA 2

La posibilidad de análisis de la situación actual y de predicción del próximo futuro dependen estrictamente del grado de precisión con que se conozcan los fenómenos que ocurrieron en el pasado, las leyes que los rigieron y las modificaciones inmediatas que generaron.

Aunque ello se alcanzará solamente con la integración de un equipo multidisciplinario y observaciones a lo largo de varios años, algunos aportes concretos pueden provenir del análisis de factores geológicos y paleoclimáticos. En ese sentido se hará primero una puesta a punto de los datos geológicos disponibles, en segundo lugar un estudio sobre la evolución paleogeográfica de la cuenca de la laguna Merín y en tercer lugar un esbozo de las expectativas de evolución provisoriamente predecibles a partir del nivel de información cuantitativa por ahora obtenida.

## LA FOSA TECTONICA DE LA LAGUNA MERIN

Esta megaunidad paleogeográfica se formó por la existencia de grandes esfuerzos distensivos que produjeron fracturas por las que se erupitaron lavas y permitieron el hundimiento de extensas masas de rocas del zócalo cristalino.

Estos fenómenos comenzaron hace 150 millones de años cuando se resquebrajó el enorme continente de Gondwana y están vinculados a la apertura de lo que hoy es el océano Atlántico.

Entre 150 y 120 millones de años atrás se produjeron abundantes derrames de lavas principalmente basálticas que alcanzaron espesores superiores a 1200 metros en la perforación de Puerto Gómez sobre el Cebollatí unos 10 kms. al SW de la localidad de Enrique Martínez (ex La Charqueada).

Los datos geológicos disponibles a partir de relevamientos regionales y datos de muestras de perforaciones, permiten definir con un aceptable grado de precisión, la forma de la periferia de fosa, y las principales fallas que actuaron, así como su edad relativa.

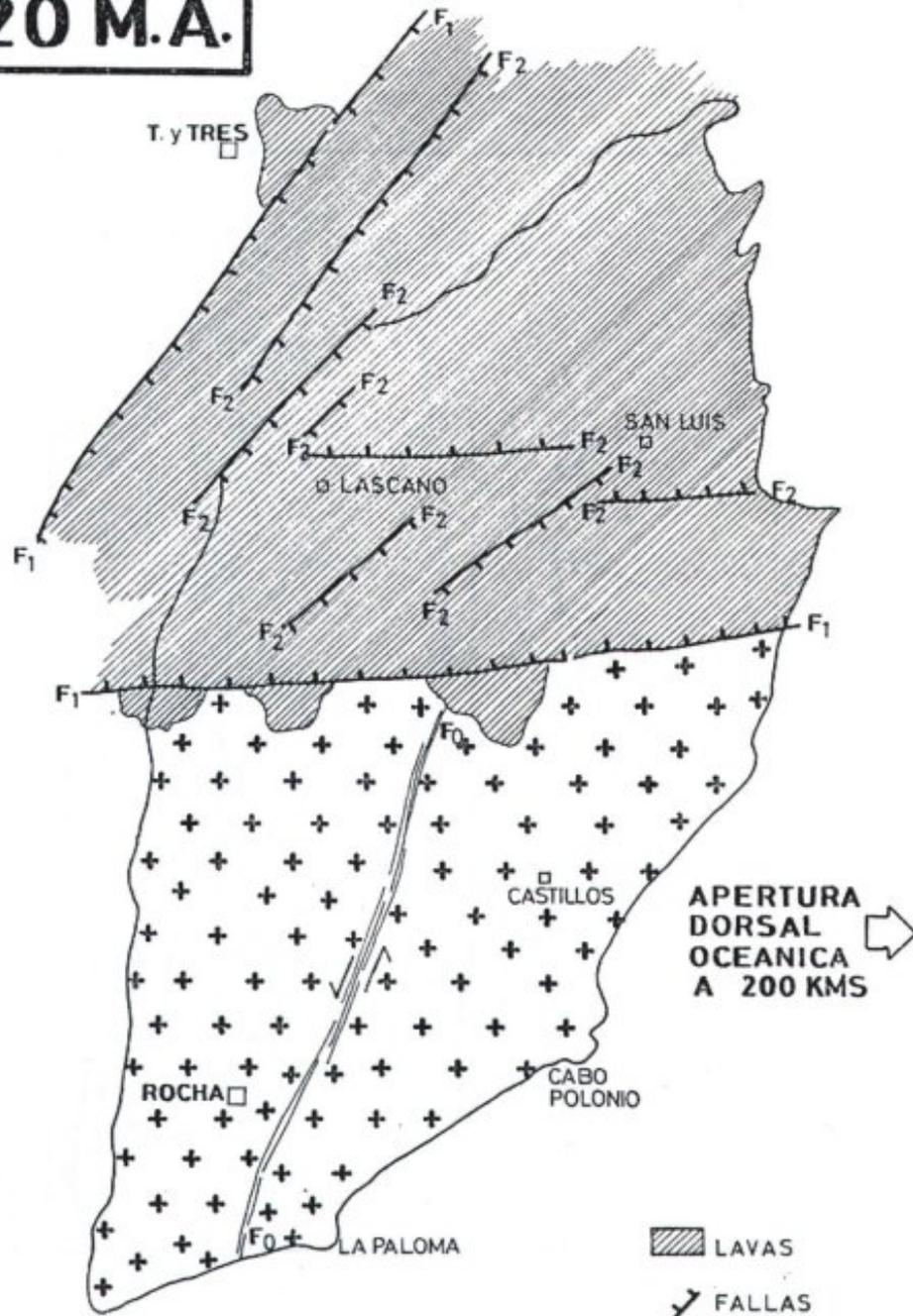
En la figura No. 3 se ha presentado en forma gráfica la situación geológica del Dpto. de Rocha hace unos 120 millones de años. Las fallas F1F1 limitan el borde de la fosa tectónica y fueron las primeras en producirse. Las fallas F2F2 son posteriores y generaron hundimientos adicionales, de modo que la mayor profundidad alcanzada por los materiales volcánicos y sedimentarios acumulados en la fosa se ubica en el extremo norte del Dpto. de Rocha.

Para mostrar la estructura profunda de la fosa tectónica de la laguna Merín actualmente aceptada, se han elaborado dos cortes geológicos aproximadamente perpendiculares, a partir de datos extraídos de BOSSI y NAVARRO (1991), modificados con información inédita más reciente. Estos cortes se muestran en la figura No. 4 aprovechando la información de la totalidad de los sondeos profundos en la zona incluyendo el perfil del Sondeo de Palmares do Sul en el Estado de Rio Grande do Sul, Brasil, según la descripción de BERTELS et al. (1982).

En la perforación de Puerto Gómez, realizada por el Instituto Geológico del Uruguay en la década de los 40, se atravesó el siguiente perfil extraído de datos publicados por BOSSI (1966):

0 m - 5 m	suelo vegetal y sedimentos arenosos actuales
5 m - 14 m	arcillas grises
14 m - 21 m	arenas gruesas con cemento arcilloso
21 m - 25 m	limo arenoso no calcáreo
25 m - 29 m	arenas gruesas y finas friables intercaladas
29 m - 33 m	arcillas grises
33 m - 37 m	arenas gruesas y finas friables intercaladas
37 m - 53 m	arcillas grises con delgados niveles de arenas gruesas
53 m - 63 m	arenas sueltas granocrecientes
63 m - 77 m	limo arenoso marrón claro
77 m - 97 m	loess calcáreo pardo anaranjado
97 m - 101 m	arcillas pardas con clastos angulosos
101 m - 144 m	loess pardo anaranjado con 10-15% de carbonato
144 m - 148 m	lodolita tilloide con clastos graníticos
148 m - 156 m	lutitas pardas con clastos angulosos
156 m - 191 m	areniscas gruesas y conglomerádicas, feldespáticas, rojizas
191 m - 222 m	areniscas finas y lutitas arenosas de colores rojizos en alternancia de estratos polimétricos
222 m - 1360 m	basaltos amigdaloides con rellenos de yeso, anhidrita ópalo y ceolitas, mostrando que la mayoría de los derrames se produjeron bajo agua, en áreas topográficamente deprimidas (GOÑI, 1956)

**120 M.A.**



**APERTURA  
DORSAL  
OCEANICA  
A 200 KMS** →

-  LAVAS
-  FALLAS  
F<sub>0</sub> F<sub>0</sub> 450 M.A.  
F<sub>1</sub> F<sub>1</sub> 150 M.A.  
F<sub>2</sub> F<sub>2</sub> 130 M.A.
-  CRISTALINO

FIGURA 3

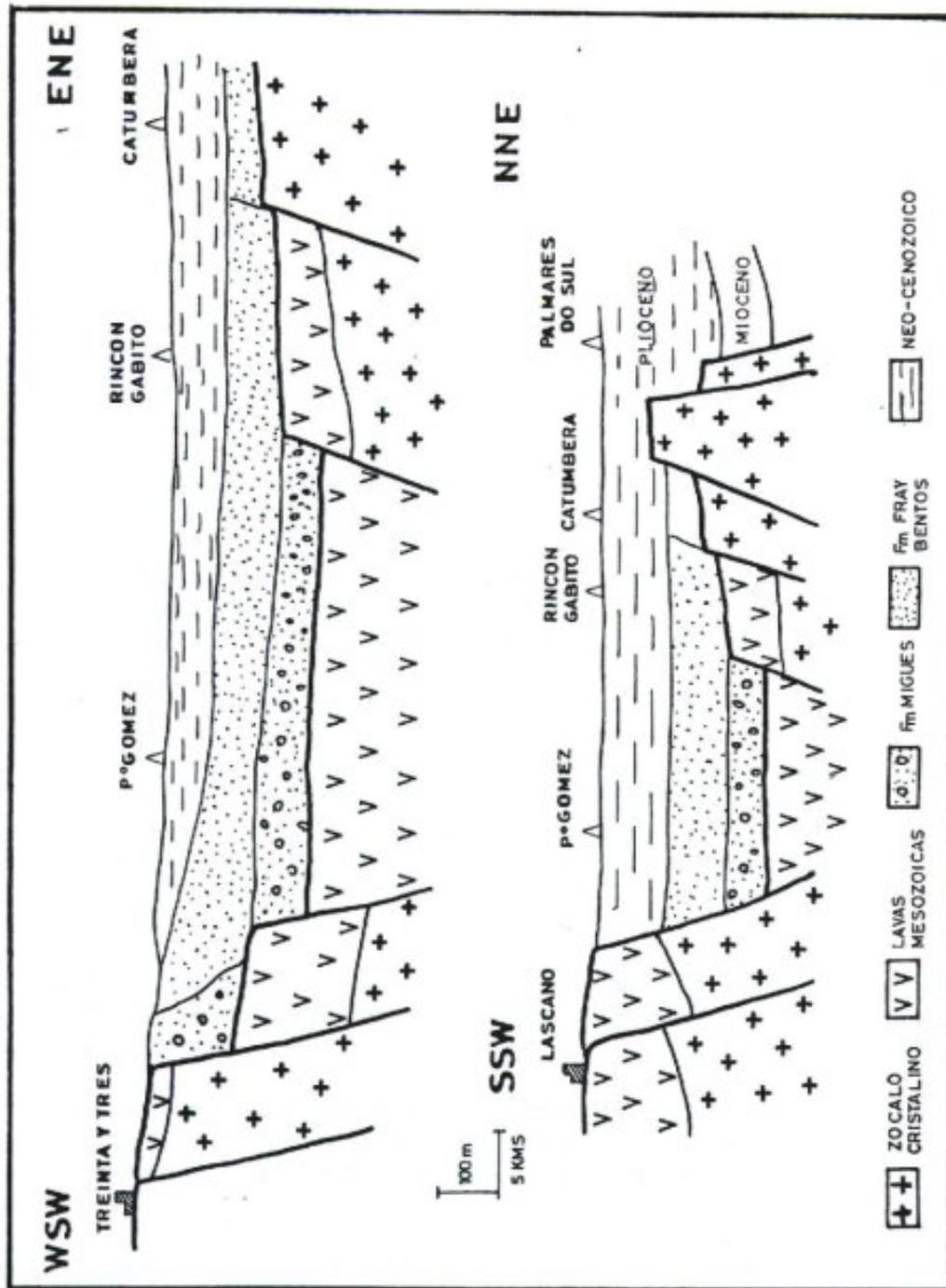


FIGURA 4

El perfil esquemático es el siguiente:

- 0 - 63 m sedimentos cenozoicos continentales, litorales y marinos
- 63 - 156 m formación Fran Bentos (loess periglaciales)
- 156- 222 m formación Mígues (relleno de fosa tectónica)
- 222- 1360 m basaltos de la formación Puerto Gómez

Por lo que se puede inferir de los datos expuestos, dentro de esta fosa tectónica ha existido un hundimiento sistemático del fondo cristalino desde hace 150 millones de años, aunque con velocidades variables a lo largo de los tiempos geológicos.

Esta primera aproximación geológica a la génesis de los humedales es relativamente poco precisa, pero sirve para mostrar la sucesión de fenómenos que condujeron a la elaboración de un relieve plano y de muy baja pendiente.

Entre 150 y 120 millones de años atrás se derramaron basaltos en coladas superpuestas por un espesor total estimable en no menos de 1200 metros. Esto significa que en 30 millones de años el sustrato cristalino se hundió por lo menos 1200 metros, lo que da un valor medio de 40 micras/año (0,4 cm/siglo).

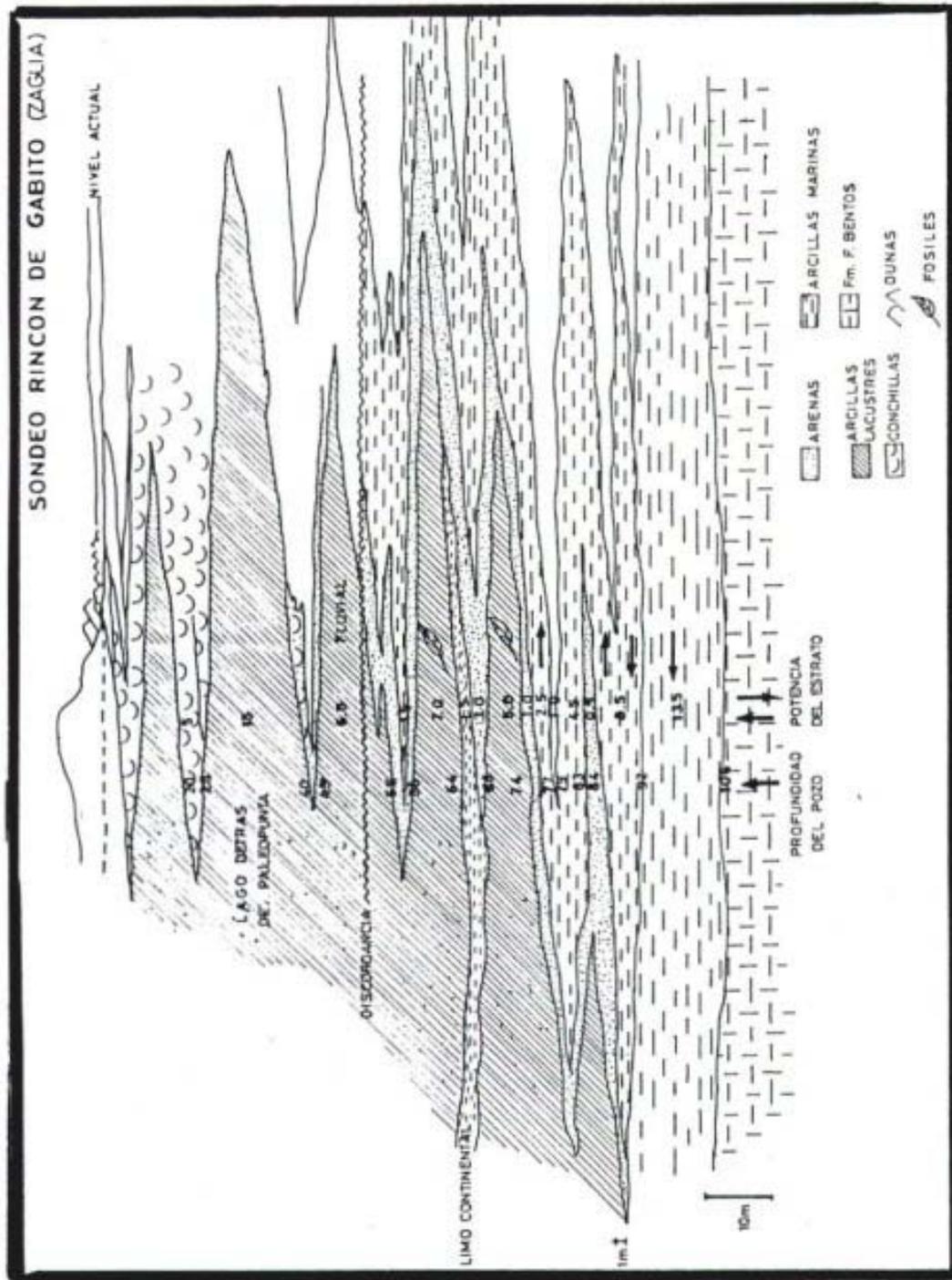
Durante el período comprendido entre 120 y 110 millones de años atrás se depositaron alrededor de 70 metros de sedimentos de la formación Migués, compuesto preferentemente por areniscas y rocas pelíticas en la zona del sondeo del Puerto Gómez, pero representada por espesos conglomerados depositados con abanicos aluviales, en la periferia de la fosa: Lascano, Velásquez, Sierra de los Ajos. La zona entonces estuvo sometida a un nuevo hundimiento, ahora a razón de 7 micras/año (0,07 cm/siglo) en promedio.

Desde el Cretácico Inferior hasta el Oligoceno no existe registro de depósito. En principio debe asumirse que la subsidencia se enlenteció o detuvo completamente. Durante el Oligoceno (40-20 millones de años atrás) se instala un clima semiárido periglacial que provoca importantes depósitos de loess que en la zona en análisis alcanzan espesores de alrededor de 90 metros por lo cual se infiere una reiniciación de la subsidencia, ahora con una tasa de hundimiento de por lo menos 5 micras/año (0,05 cm/siglo). En este período debe admitirse una subsidencia a ritmo homogéneo sin erosión posterior, pues el espesor de limos es el máximo conocido en el país, indicando que no sufrió erosión posterior.

Desde el Mioceno hasta nuestros días, se depositaron entre 70 y 100 metros de sedimentos continentales, litorales y marinos, en alternancia de estratos de pocos metros de espesor, mostrando la existencia de una rápida variación cíclica del nivel de las antiguas costas.

Esta alternancia debió ser generada por la superposición de variaciones eustásicas durante las glaciaciones del Terciario tardío Cuaternario con hundimientos graduales (o también cíclicos) del bloque continental limitado por las grandes fallas jurásico-cretácicas del borde de la fosa tectónica.

La secuencia de estos depósitos ha sido mejor estudiada en el sondeo del Rincón de Gabito, por lo que se describe a continuación el perfil allí atravesado, tomando los datos de BOSSI y NAVARRO (1991); a partir de los datos del sondeo se ha elaborado un esquema evolutivo con alternancia de intrusiones y regresiones, tal como se muestra en la figura No. 5.



**FIGURA 5**

0 m - 10 m	rocas limosas verdes, oxidadas en los metros superiores
10 m - 15 m	arcillas gris-verdosas con Azara Labiata
15 m - 20 m	limos gris-verdosos
20 m - 25 m	los mismos limos con restos conchillíferos
25 m - 40 m	lutitas verdes
40 m - 42 m	areniscas finas color pardo claro
42 m - 45 m	lutitas verdosas
45 m - 50 m	areniscas finas color pardo
50 m - 54 m	areniscas finas, blancas, con restos vegetales
54 m - 56 m	areniscas finas gris-verdosas con conchillas quebradas
56 m - 57 m	areniscas finas blancas
57 m - 60 m	limos verdes con restos vegetales
60 m - 63 m	limos pardos con restos vegetales
63 m - 65 m	nivel de turba
65 m - 66 m	limos pardos
66 m - 67 m	areniscas finas blancas
67 m - 75 m	lutitas gris-verdosas
75 m - 77 m	lutitas verdes
77 m - 79 m	lutitas negras con pirita, restos vegetales y conchillas
79 m - 92 m	arcillas micáceas grises con delgados lechos arenosos

El efecto final de esa evolución costera ha sido la acumulación de 70 metros de sedimentos en casi 20 millones de años en el sondeo de Puerto Gómez y de 92 metros en el mismo lapso en el sondeo de Rincón de Gabito (establecimiento Zaglia) en la barra del Cebollatí en la laguna Merín del lado de Rocha. La tasa de subsidencia promedio es del orden de 4 micras/año (0,04 cm/siglo) para esta acumulación sedimentaria del Cenozoico más joven.

Los datos del sondeo señalan una fuerte discordancia a una profundidad de 50 metros que parece sugerir el límite entre Terciario y Cuaternario. No se han efectuado estudios paleontológicos que lo confirmen (lo que deberá hacerse más adelante si se accede a poder retirar muestras del museo de DINAMIGE) pero la secuencia litológica permite suponerlo.

De ser así la verdadera evolución, las tasas de subsidencia serían muy diferentes:

de 20 a 3 millones de años	50 m	3 micras/año
de 3 a 0 millones de años	50 m	17 micras/año

Este tema exige ser analizado con más detalle y se le dedicará un tiempo considerable durante la segunda etapa del proyecto tratando de obtener perfiles paleontológicos cuantitativos y su comparación con las cifras de anomalías isostáticas.

En sus grandes líneas, la evolución geológica del área en la que se desarrollan los grandes humedales del Dpto. de Rocha, está asociada a un hundimiento sistemático desde hace 150 millones de años, con 5 fases bien diferenciadas:

1. Etapa entre 150 y 120 millones de años, con intenso vulcanismo predominantemente basáltico y una fuerte subsidencia del fondo cristalino con las lavas recientemente derramadas.

2. Entre 120 y 110 millones de años, continúa el hundimiento, aunque alternado, cesa el vulcanismo y se producen depósitos lacustres en el centro de la cuenca y espesos niveles conglomerádicos en la proximidad de los bordes acantilados de la cuenca.
3. Período de equilibrio entre 110 y 140 millones de años, sin evidencias de acumulación sedimentaria ni de grandes levantamientos que erosionen depósitos previos.
4. Clima semiárido con depósito de loess en una cuenca que reinicia una atenuada subsidencia durante 20 millones de años.
5. Continúa la subsidencia a un ritmo equivalente, pero el aumento del nivel del mar genera alternancia de depósitos marinos, litorales y continentales.

En la figura No. 6 se ha intentado mostrar gráficamente la evolución de las tasas de subsidencia desde hace 150 millones de años, tomando en cuenta solamente los 5 episodios seguramente detectables con el actual nivel de conocimientos.

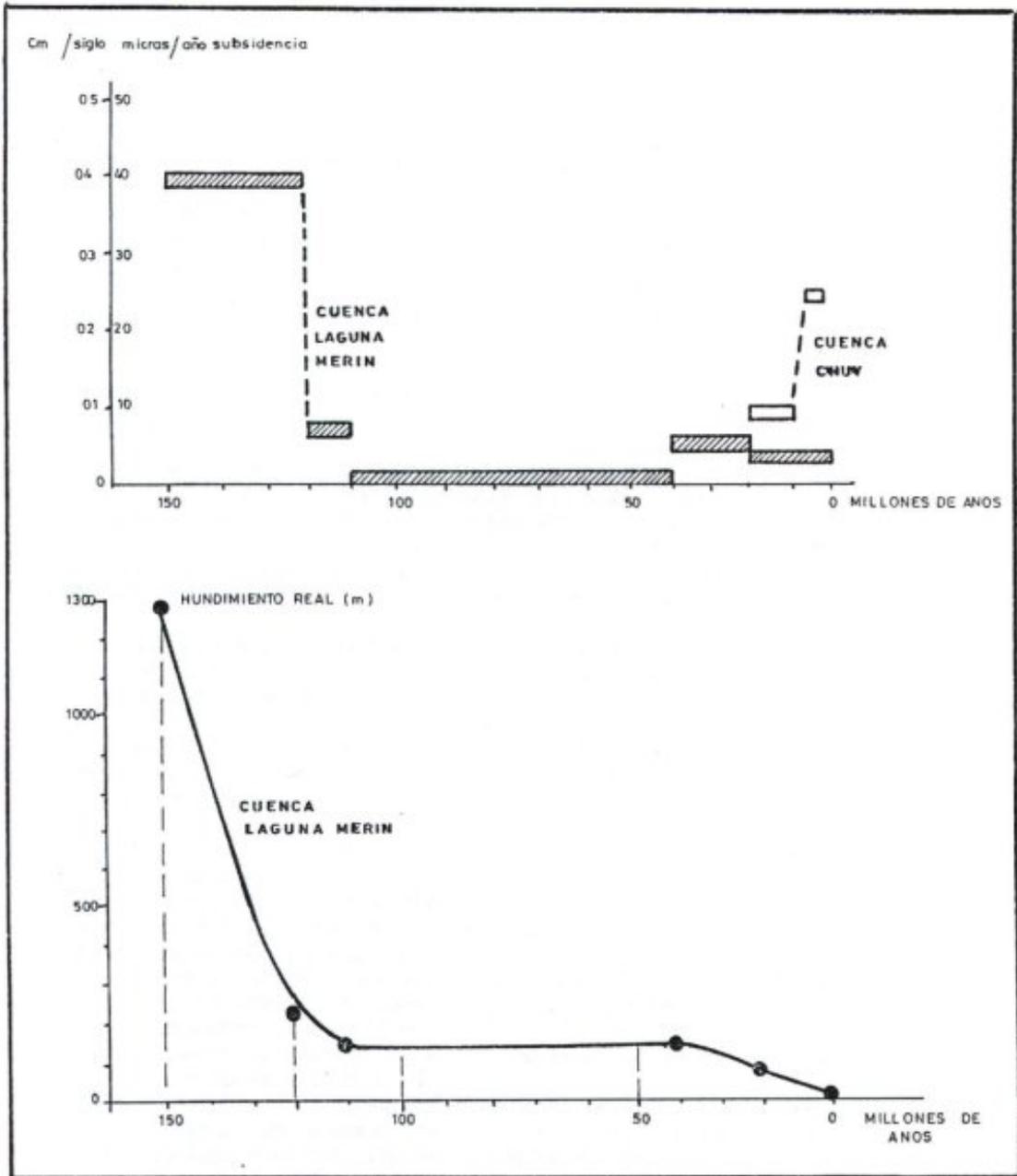


FIGURA 6

## CUENCA SUBSIDENTE DEL CHUY

Otra región con extensas áreas cubiertas por bañados se encuentra en la zona de los alrededores de la localidad de Chuy, limitada al norte por la sierra San Miguel, al oeste por la sierra de Los Ajos y al sur por el macizo granítico de Santa Teresa (ver figura No. 7).

Esta cuenca es mucho más pequeña que la anterior y según la descripción del sondeo en Chuy (BOSSI, 1966), los sedimentos miocénicos de la fm. Camacho se apoyan directamente sobre rocas cristalinas. Esto significa que durante la evolución de la fosa tectónica de la laguna Merín, con sedimentación cretácica y posterior acumulación de limos eólicos durante el Oligoceno, esta zona estaba levantada y la erosión dominaba sobre la sedimentación.

La pequeña cuenca de Chuy se forma entonces a partir del Mioceno, coincidiendo con un aumento global del nivel de los océanos y al depósito de la denominada ingresión Entrerriana, que en Uruguay se identifica como formación Camacho.

Los bordes de esta cuenca no son perfectamente conocidos y su existencia se descubrió gracias al sondeo en la localidad de Chuy realizado por el Instituto Geológico, que mostraba la existencia de 130 metros de sedimentos, con depósitos marinos de la formación Camacho en la base. Como estos sedimentos marinos terciarios se depositaron a nivel del mar de entonces y hoy se encuentran entre cotas -113 y -133 metros, resultó evidente un hundimiento de por los menos 130 metros en 15 millones de años (subsistencia de 8 micras/año).

La perforación de Chuy fue descrita por varios autores con discrepancias en las interpretaciones estratigráficas. El único estudio muy detallado desde el punto de vista paleo-ecológico y estratigráfico fue realizado por SPRECHMANN (1978).

ECOCHART (1970) en su trabajo sobre geomorfología de las hojas Santa Teresa y Los Indios, en un informe interno del Ministerio de Ganadería y Agricultura de la época, realiza la siguiente descripción del sondeo de Chuy:

0 m - 7 m	limos arenosos
7 m - 27 m	arenas blancas sueltas de origen litoral (Platense)
27 m - 50 m	lutitas grises y verdes de ambiente lagunar
50 m - 70 m	arcillas arenosas negras con restos de moluscos asignada a la ingresión marina Querandinense; contiene <i>Córbula Patagónica</i> y <i>Erodona Mactroides</i>
70 m - 85 m	arenas feldespáticas gruesas, poco cementadas representando un ambiente de sedimentación continental
85 m - 90 m	alternancia de arenas finas y arcillas verdes sin microfósiles; se interpreta como un episodio ingresivo
90 m - 113 m	arenas finas con niveles arcóscicos y arcillas verdosas en la base, y hacia la cima arcosas gruesas poco cementadas (formación Raigón o equivalente)
113 m - 138 m	arcillas y arenas finas y gruesas con restos de caparzones de <i>Ostrea Patagónica D'Orbigny</i> (formación Camacho)

En este sondeo quedan aparentemente registrados 4 episodios ingresivos cuyas edades se suponen a partir de su correlación con equivalentes de la Rca. Argentina.

SPRECHMANN (1978) realizó un minucioso estudio de las muestras extraídas entre 113 y 133 m. de profundidad. Entre 113 y 122 m. aparecen exclusivamente restos fosilíferos macroscópico, siendo abundantes *Amiantos purpureta*, *Chione Coellojuradoi*, *Macra* sp., *Ostrea* sp. y *Balanus* sp. Entre 122 y 133 m. aparecen abundantes foraminíferos, siendo los más abundantes *Amphistegina gibosa*, *Cibicides aknerianus* y *Cibicides pseudoungerianus*. Estos foraminíferos pertenecen con certeza al Mioceno, indican temperaturas próximas a 25°C, salinidad superior a 32 g/l. La máxima profundidad de los depósitos se encuentra entre 122 y 124 m. de profundidad, siendo ingresiva la base del perfil y regresiva la sección entre 113 y 122 m.

El perfil entre 70 y 113 m. de profundidad se asigna a la formación Raigón, de edad Plioceno y origen continental, tal vez con un rápido episodio ingresivo entre 85 y 90 m. Esta unidad se considera que terminó de sedimentar hace 3 millones de años, por lo que la pequeña fosa habría experimentado una tasa de subsidencia de 24 micras/año.

Los 70 metros superiores son de edad controvertida. Si los limos de la fm. La Coronilla fueran equivalentes a la fm. Dolores, las ingresiones inferiores pertenecerían a la fm. Chuy según la definición de DELANEY (1965); si las ingresiones pertenecieran a la fm. Villa Soriano, las edades serían mucho más jóvenes y la tasa de subsidencia, completamente diferente. Una de las tasas necesarias a cumplir en el menor plazo posible, es precisamente datar muestras de profundidades entre 50 y 70 m. para poder obtener cifras más cercanas a la época actual.

SPRECHMANN (1978) ha estudiado detenidamente las asociaciones de foraminíferos de estas profundidades en el sondeo No. 364 de Chuy y concluye que se depositaron en aguas poco profundas y frías, con salinidad elevada.

Según el mismo autor, la paleogeografía del Holoceno Inferior muestra un desplazamiento de los ambientes deposicionales estuarinos hacia el oeste. El esquema evolutivo deducido es el que se muestra en la figura No. 8.

Las tasas de subsidencia registrables en la fosa tectónica de Chuy a partir de los datos del sondeo de la localidad homónima, se expresan gráficamente en la figura No. 6 donde además se comparan con los valores calculados para la fosa de la laguna Merín. Resultan tasas de subsidencia crecientes y relativamente más importantes que las experimentadas durante la misma época en la fosa tectónica de la laguna Merín.

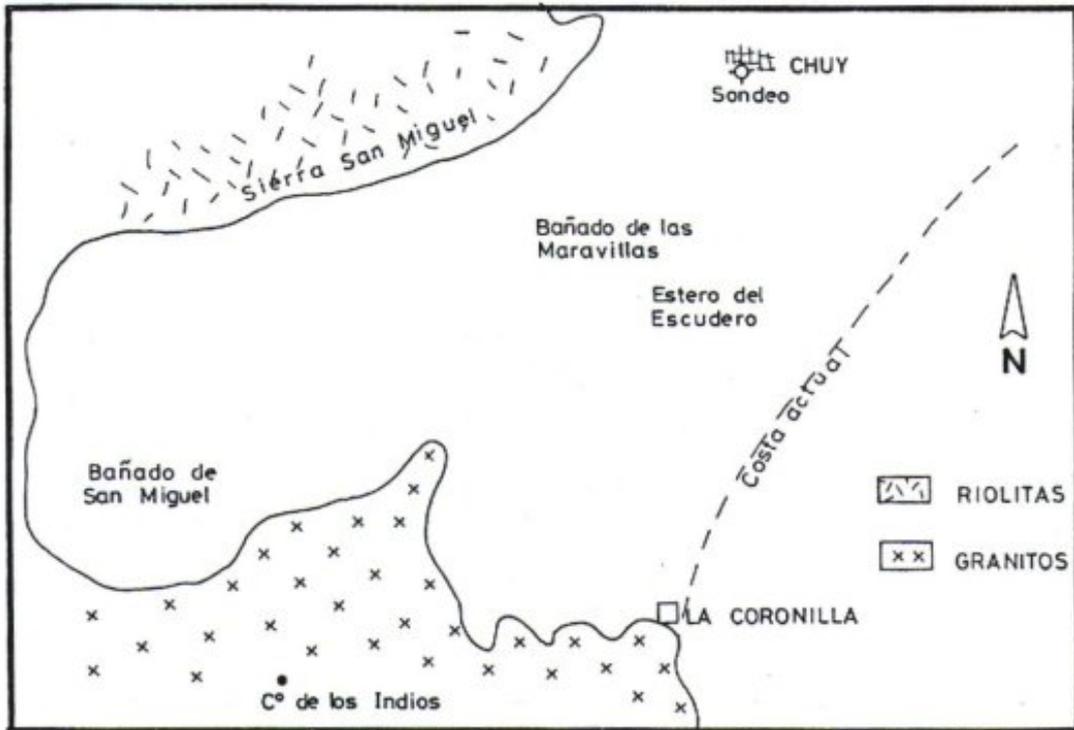


FIGURA 7

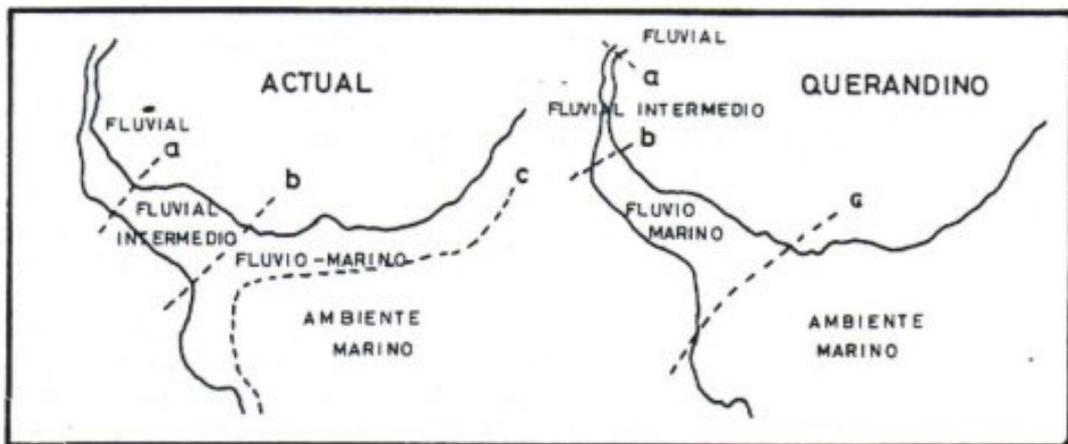


FIGURA 8

## CARTA GEOMORFOLOGICA

El segundo paso dado para aproximarse a la determinación del origen de las condiciones que provocaron la formación de humedales fue confeccionar la carta geomorfológica a escala 1/200.000 de la zona que los contiene.

Dicho documento incluye la totalidad de geoformas que fueron individualizadas en fotos aéreas a escala 1/40.000 de la misión 1966-67, y grandes trazos deducidos de la observación de imágenes satelitales a escala 1/250.000 y vinculadas a cotas relativas al cero de Montevideo utilizando las cartas topográficas a escala 1/50.000 del Servicio Geográfico Militar.

Las geoformas individualizadas fueron las que se señalan y describen a continuación, a diferentes escalas, según convenga a la posibilidad de observación directa.

El área estudiada, que se ubica al norte del Dpto. de Rocha, corresponde a una porción de un sistema de abanicos aluviales que evolucionaron de W a E con sus facies distales en lo que es actualmente la laguna Merín.

Este enorme sistema de abanicos aluviales se extiende desde el norte de la sierra San Miguel hasta el estado de Río Grande del Sur en Brasil apoyándose en sus porciones proximales en las rocas cristalinas que bordean toda la cuenca de la laguna Merín.

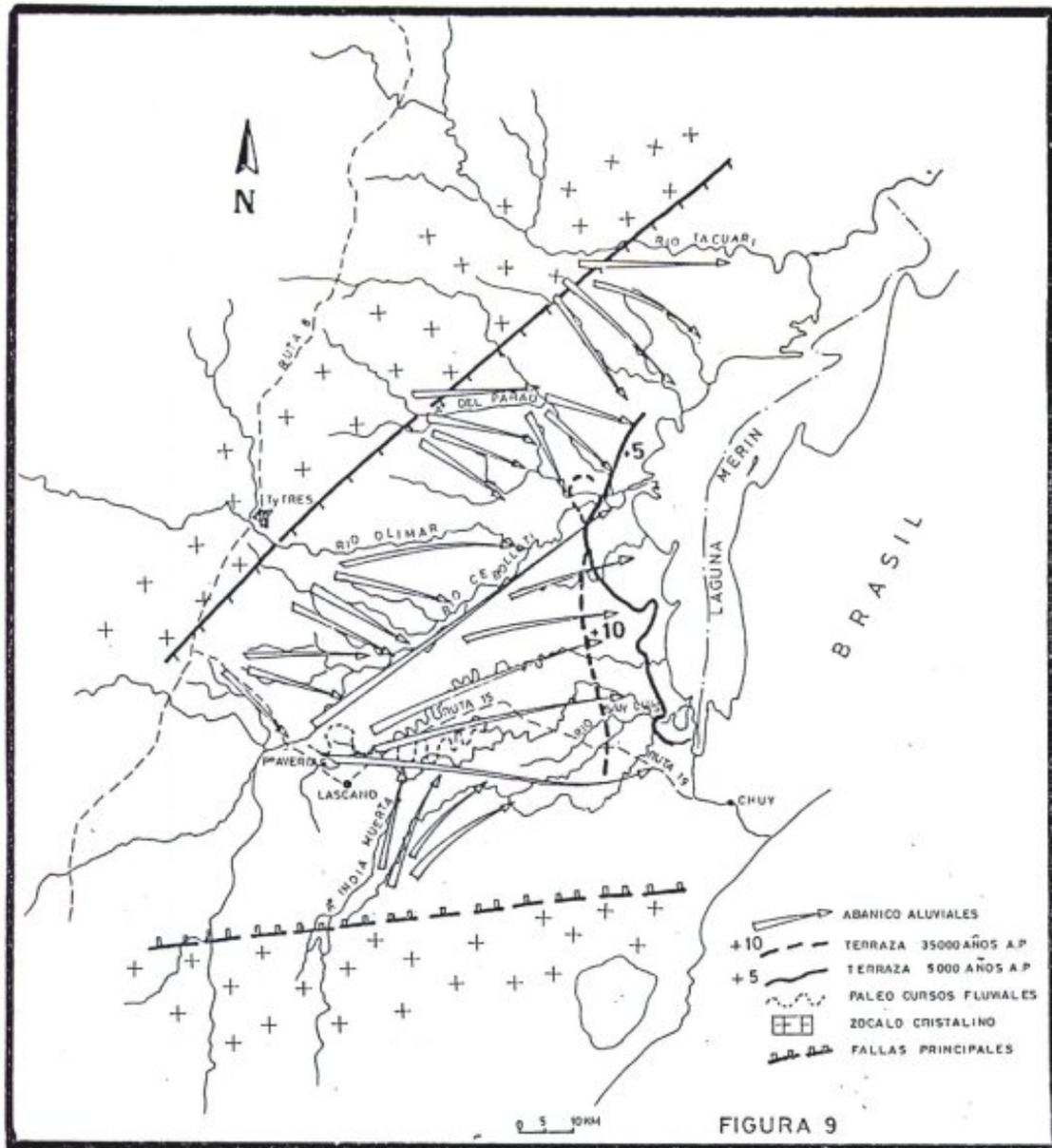
En la figura No. 9 se muestra a escala 1/500.000 este sistema de abanicos aluviales, el borde de las rocas cristalinas y las terrazas identificadas en la planicie aluvial, vinculadas a diferentes transgresiones marinas.

En las áreas cristalinas la topografía es fuertemente ondulada, en los abanicos aluviales se desarrolla una planicie apenas ondulada y al este de cada terraza la superficie es absolutamente plana con pendientes inferiores al 0,1% hacia el este.

En el área cristalina se observaron con frecuencia relieves típicos de ambiente árido, cuchillas de cresta filosa con laderas fuertes de igual pendiente y baguadas subparalelas nítidamente entalladas. Un ejemplo notable se observa a lo largo de la ruta nacional No. 13 entre el Paso de los Talas sobre el Ao. Alférez y el empalme a la localidad de Velásquez. Otro ejemplo típico de relieve modelado en clima árido lo constituye la sierra San Miguel, como fue descrito en detalle por GALAN y GONZALEZ (1990).

Este relieve construido en clima árido, fue meteorizado en clima más húmedo y erosionado por corrientes torrenciales efímeras generando productos que contribuyeron a rellenar la fosa tectónica de la laguna Merín en varios ciclos climáticos. Estos ciclos se asocian a la alternancia de glaciaciones y períodos interglaciales, que en el hemisferio sur dejaron sus huellas desde el Terciario.

En la figura No. 10, extraída de WOLDSTET (1954) y FAIRBRIDGE (1961), se muestran las alternancias de niveles eustásicos y variación de temperatura aceptadas como válidas para el período Cuaternario y que afectaron el comportamiento del área en estudio.



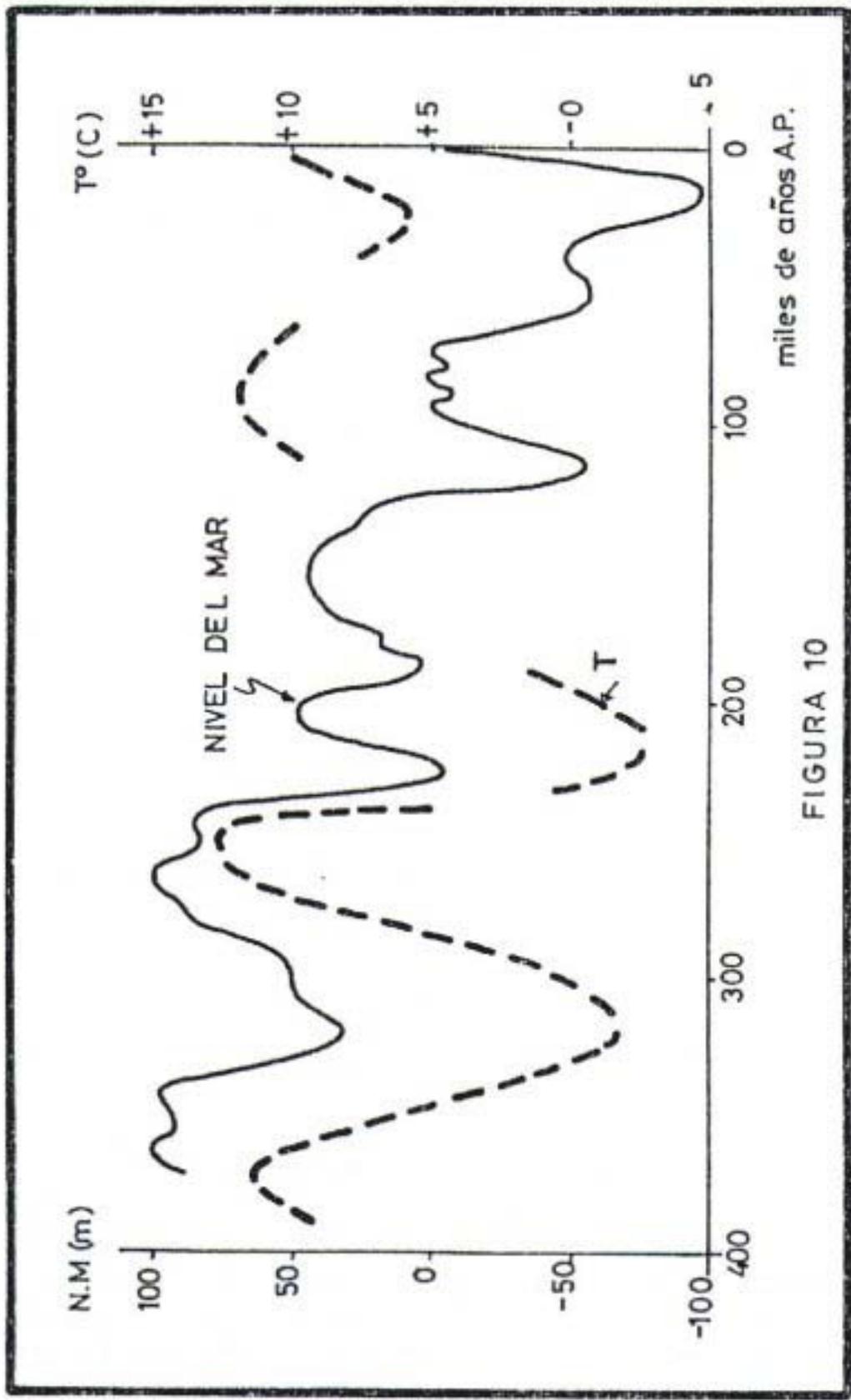


FIGURA 10

En la figura No. 11 se presenta la carta geomorfológica del Dpto. de Rocha al norte del paralelo de Velásquez a una escala de elaboración 1/200.000.

Dentro del Dpto. de Rocha existe el mayor de los abanicos aluviales de este sistema con una extensión del orden de 50 Kms. de longitud y un ancho máximo equivalente. Es de baja pendiente (del orden de 1%), presentando un sinnúmero de canales en diverso grado de abandono por avulsión y reapertura, que van migrando de sur a norte.

La actual salida de agua del abanico está representada por el río Cebollatí, que fue capturando uno a uno los 4 abanicos aluviales que se desarrollaron en el SE del Dpto. de Treinta y Tres (Olimar Grande, Paso Corrales, etc.) para constituirse en el curso colector del sistema.

El actual río San Luis se corresponde con uno de los mayores cursos de salida que funcionaba desde el Paso Averías hasta la laguna Blanca. Fue el más importante de la serie de paleocursos de este abanico. El río era meandroso dado que el nivel de base estaba más alto y poseía una gran carga sedimentaria de arena fina y arcilla.

Desde el punto de vista geomorfológico, el curso del río San Luis (paleo-Cebollatí) presenta dos porciones con comportamiento netamente diferente. La porción al oeste de la localidad de San Luis al Medio, hasta el Paso Averías sobre el río Cebollatí, era de meandrosos grandes, muy divagantes, anchos y poco profundos, con abandonos y aperturas periódicas, dentro de una extensa planicie de inundación.

El lecho de estos antiguos cursos de agua está constituido por limos arcillosos pardos impermeables (ver figura No. 12). La porción al este de la citada localidad presenta meandros pequeños, fijos y entallados en limos con barrancas verticales de hasta 4 m. de altura.

Esta diferencia de comportamiento morfológico está mostrando que el nivel de base tuvo un marcado descenso desde una época por ahora desconocida que deberá ser determinada cuando se encuentren materiales viables de datar por C-14.

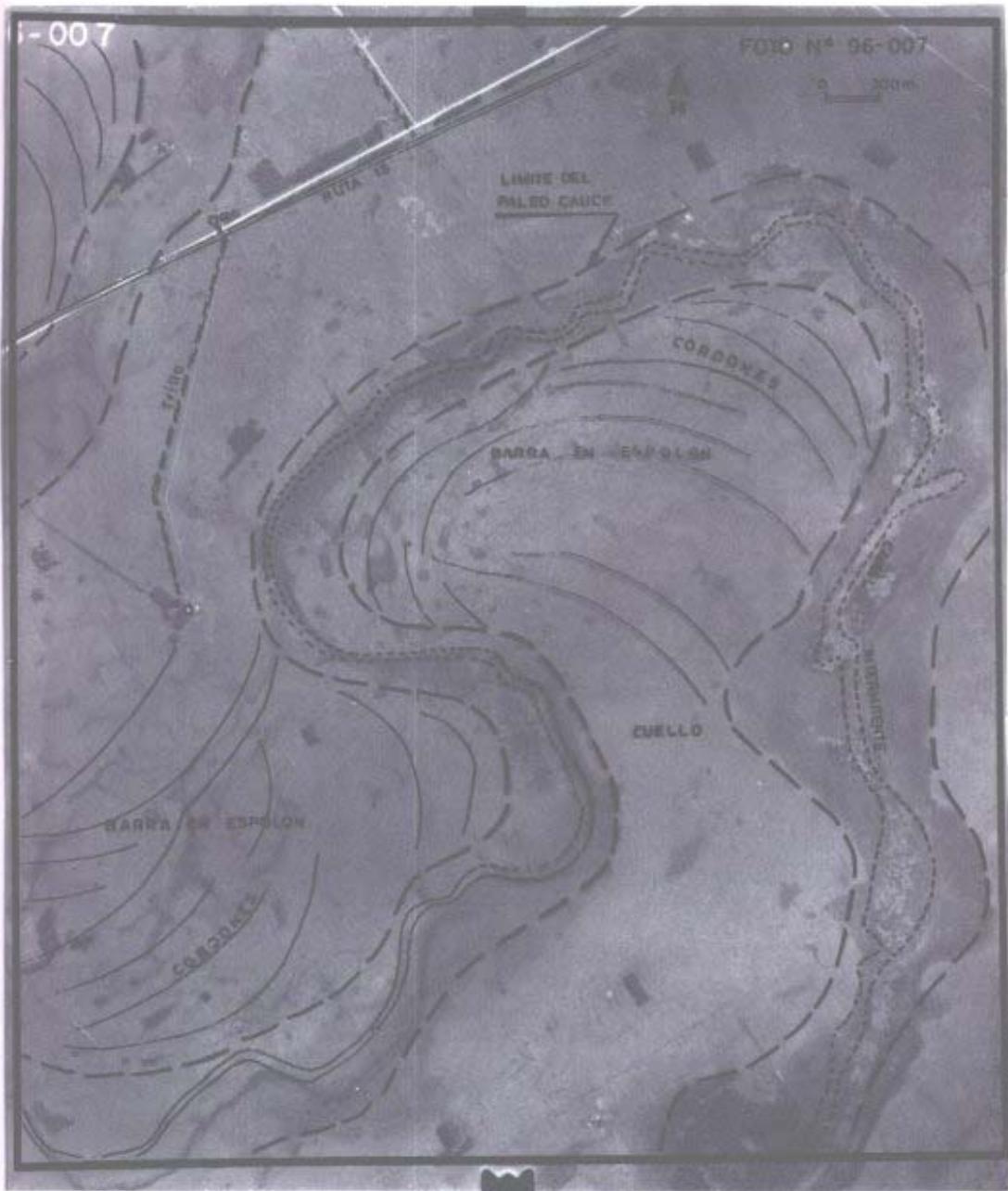
El desarrollo de este abanico aluvial produjo el cierre del valle del abanico de India Muerta y generó la existencia de un bañado a cota superior de +10 m. (actual bañado de India Muerta).

El abandono del gran paleo-canal al W de San Luis se produce debido a que el actual río Cebollatí captura la cabecera a la altura de Paso del Gringo (8 Kms. aguas debajo de Paso Averías). En esta zona se desarrolla precisamente, el vértice del gran abanico aluvial.

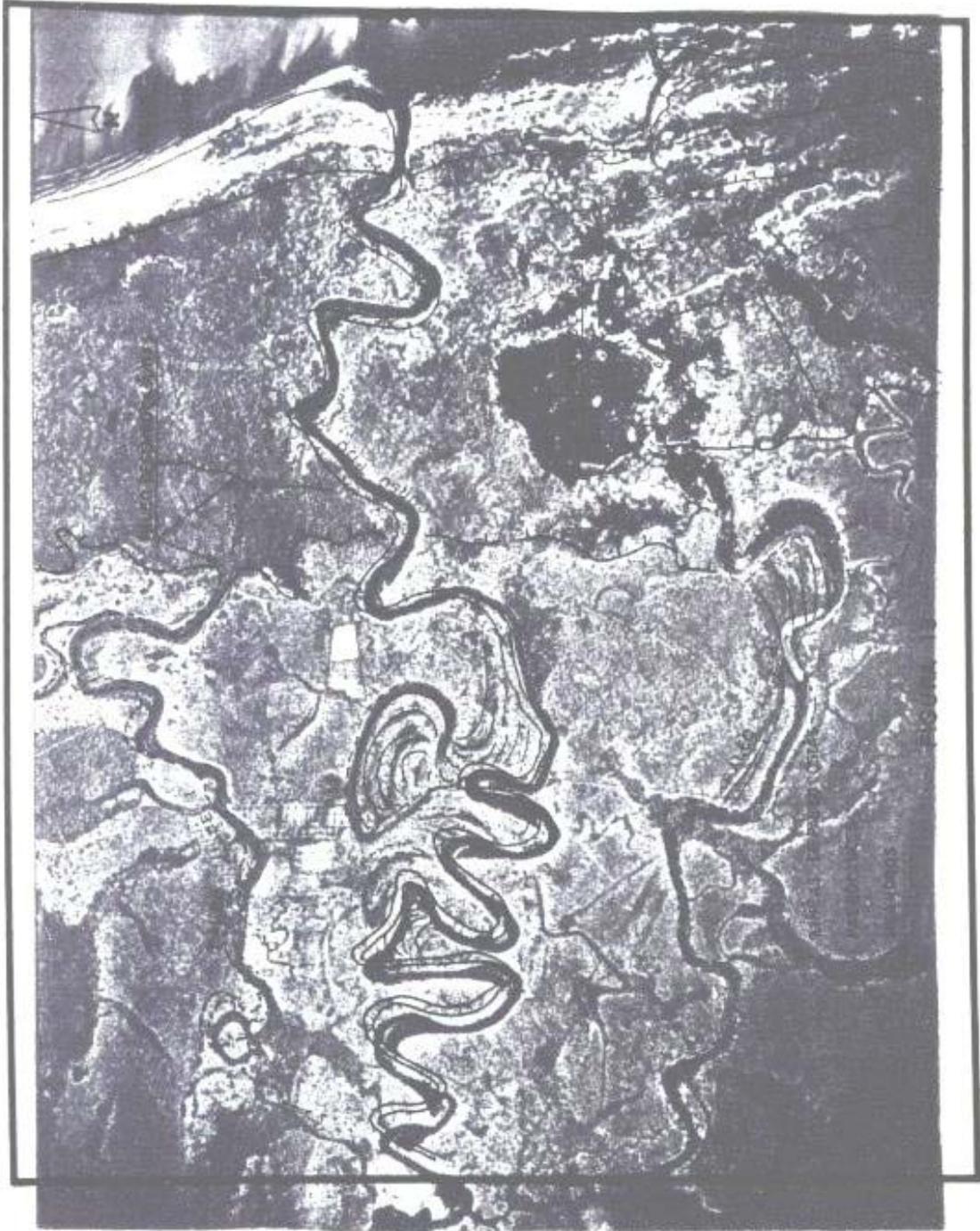
El bañado de Pelotas, unos 10-15 Kms. al norte del anterior, constituye otro de los antiguos cursos de salida del abanico aluvial, teniendo también dos porciones morfológicamente bien diferenciables, a ambos lados del cerro Ceibos. La porción occidental muestra enormes meandros de gran radio de curvatura (1,5 a 2 Kms.) con muchas lagunas lunadas típicas de cortes a través de cuellos (neck cutt-off) que constituyeron canales de alivio en épocas de creciente. Aún hoy se mantienen en las porciones cercanas al actual río Cebollatí, evidencias de la actividad de este paleo-curso, demostrando que estuvo en operación hasta hace poco tiempo.

Al este del cerro Ceibos se desarrolla el actual arroyo de Pelotas, en un cauce muy meandroso que se ha fijado recientemente (en primera aproximación se sospecha que hace 2000 años). En la figura No. 13 se muestra una foto aérea y el dibujo interpretativo correspondiente.





**FIGURA 12**



Continuando hacia el norte otros 10-15 Kms., se encuentra el bañado de Tala surcado por la actual cañada del Cardal. Esta cañada representa el último paleo-curso del gran abanico que actualmente desagua en el río Cebollatí. También como en el caso de los anteriores cursos de agua, presenta dos porciones netamente diferenciadas: la del este, se desarrolla a través de extensos bañados denominados de Tala y Estero Grande; la porción del oeste se desarrolló en enormes meandros similares a los del tramo occidental del río San Luis. Los grandes meandros se desarrollaron en una planicie que se extiende hacia el este hasta una terraza geomorfológicamente muy bien definida con desniveles entre 2 y 5 metros. Esta terraza se extiende sin interrupción desde Pelotas Nuevo hasta la laguna Laureles o Poblado Correa.

Al este de la referida terraza las alturas de la planicie se ubican por debajo de cota +5 m. Allí es posible reconocer que los bañados surcados por la cañada del Cardal son paleo-lagunas separadas de la actual laguna Merín por espigas de arena formadas por material aportado a la laguna re TRABAJADO por los vientos dominantes de la época: E y SW.

En la figura No. 14 se muestran las estructuras identificadas de esta antigua bahía donde por fotogeología a escala 1/20.000 pudieron reconocerse sistemas de paleo-lagunas guachas encadenadas con canales de salida y entrada de agua en cuyos extremos se reconocen paleo-deltas atribuibles a actividad mareal.

En la figura No. 15 se muestra en foto aérea y dibujo interpretativo un detalle de las paleo-lagunas encadenadas del Estero Grande.

También en la carta geomorfológica (figuras 11 y 14) se representó una paleo-laguna de grandes dimensiones (ovoide de 14 x 6 Kms.) ubicada al SE de la localidad de Cebollatí y alcanzando en el borde sur el bañado de Pelotas, cuyo fondo tiene cota mayor a +5 m. y sus bordes +7 m. Esta paleo-laguna fue separada de la laguna Merín por el crecimiento hacia el norte de una enorme espiga compleja que comenzó a generarse a la altura de la sierra San Miguel.

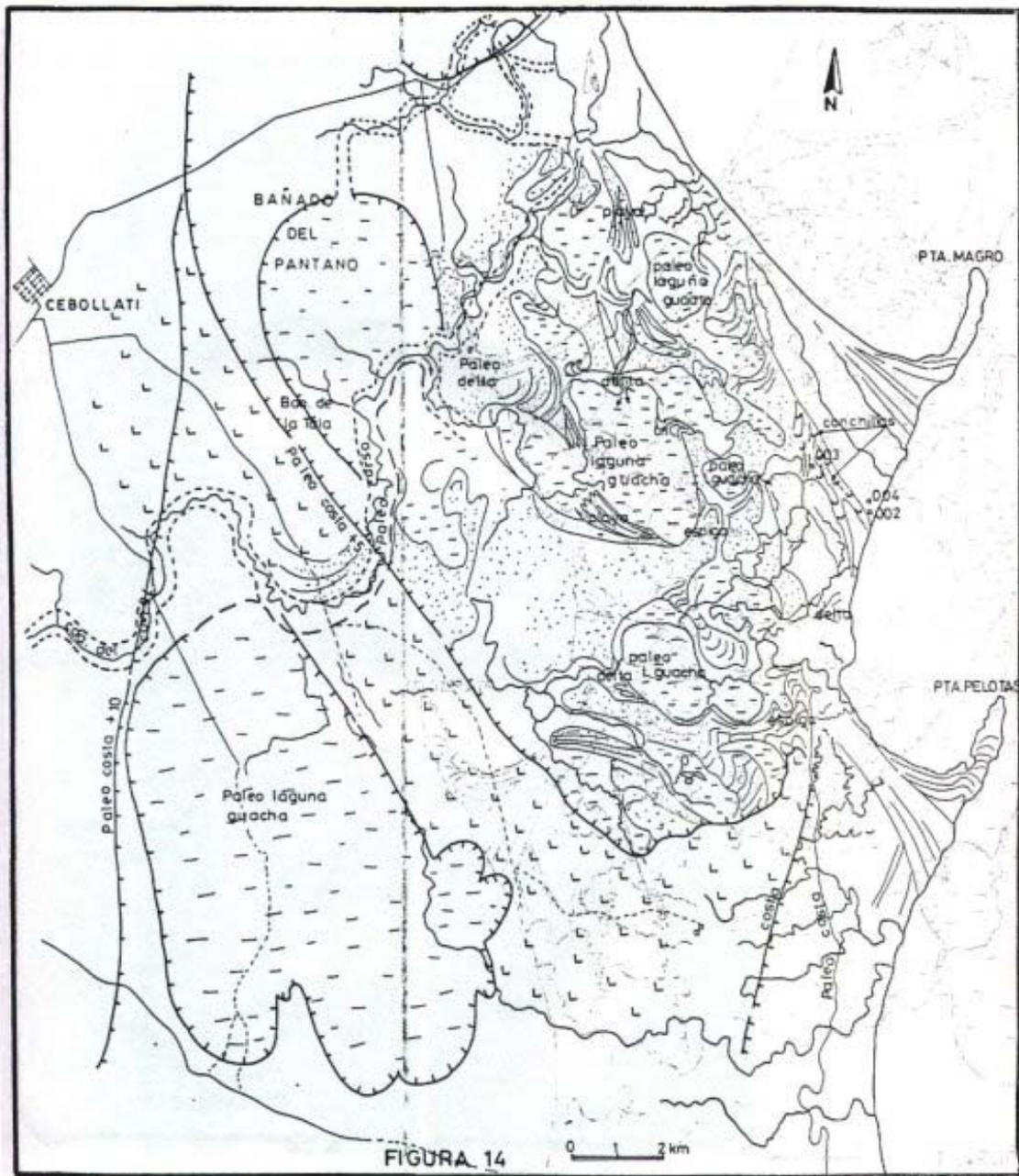
Este espiga tiene dimensiones tales que también pudo representarse en el carta geomorfológica; fue de origen marino porque en el momento de generarse, el nivel del mar era mucho más alto y la laguna Merín constituía una gran bahía en la costa oceánica cuyo borde oriental era la planicie costera de Río Grande del Sur.

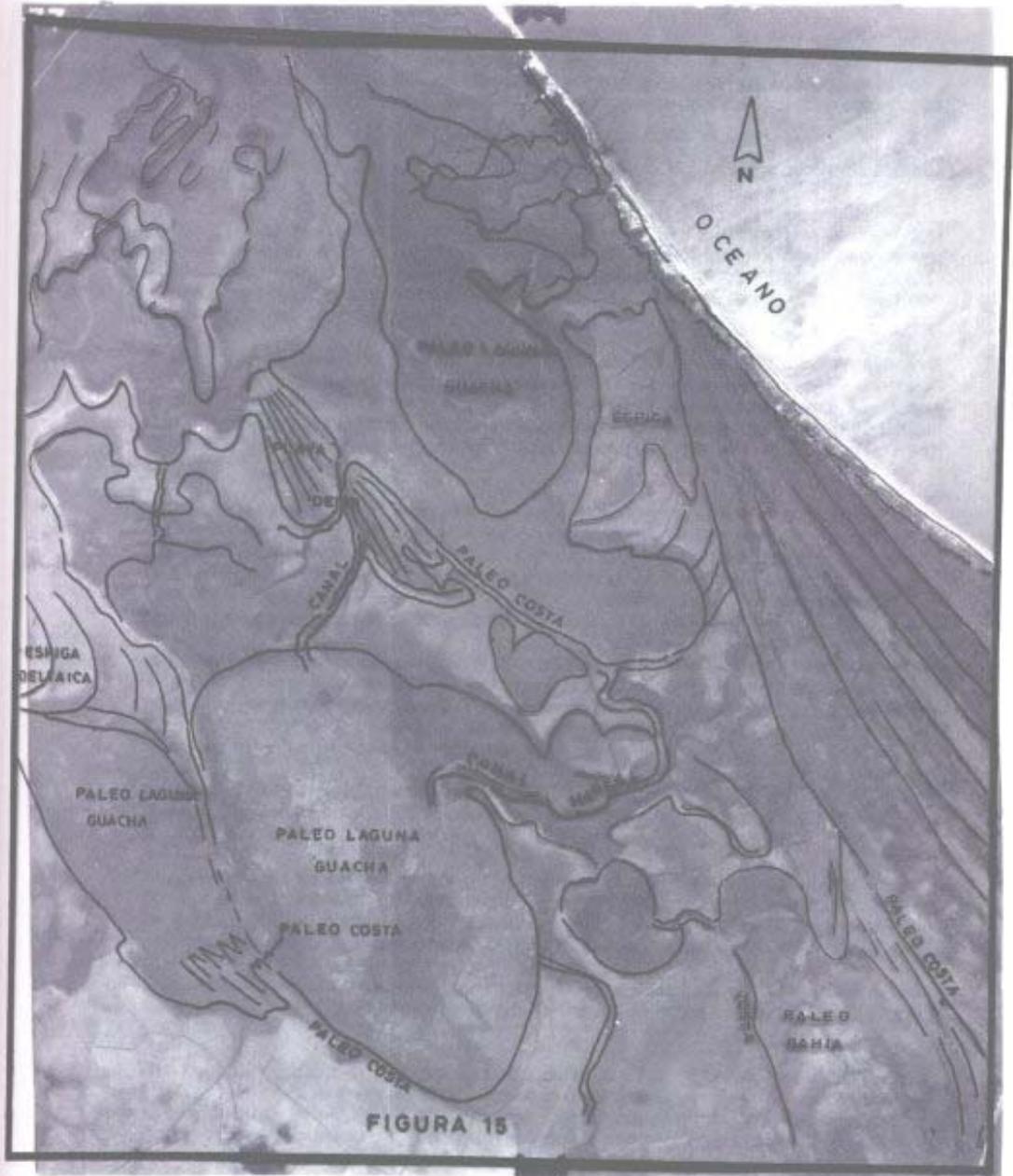
Otros rasgos geomorfológicos fundamentales de esta zona norte del Dpto. de Rocha están representados por 3 terrazas más o menos bien definidas a 3 cotas netamente diferentes. Estas terrazas han sido trazadas tanto en la carta geomorfológica de la cuenca de la laguna Merín escala 1/500.000 (figura No. 9) como en la carta de mayor detalle en la zona norte del Dpto. de Rocha (figura No. 11).

Cada una de estas terrazas presenta una pendiente netamente más pronunciada que el resto del paisaje (entre 3 y 5%), lo que permite su identificación tanto en la foto aérea como sobre el terreno. A topografía inferior, se encuentran niveles arenosos atribuibles a paleo-playas. En la parte cuspidal de la terraza, aparecen cordones de arena fina, limpia, bien seleccionada, correspondientes a antiguas dunas costeras.

La terraza más alta, se encuentra a cotas comprendidas entre +15 y +20 m. Es la más antigua y por lo tanto es la peor conservada pues fue bisectada por cursos de agua que

evolucionan transversalmente a ella. Las arenas han sido redistribuidas en momentos de máxima aridez resultando entonces el cordón de paleodunas sensiblemente desdibujado.





No se obtuvieron elementos para datar el momento de formación de esta terraza. Como hipótesis de trabajo, por comparación con dataciones de GONZALEZ y RAVIZZA (1984), GONZALEZ et al. (1986) y FAIRBRIDGE (1961) en Argentina, se asigna una edad del orden de 110.000-120.000 años, porque en esa fecha, el nivel general de los océanos se ubicaba a cotas de esa altura. Ver figura No. 16.

De esta terraza hacia el oeste, el terreno aumenta su ondulación, mientras que hacia el este, la superficie es absolutamente plana.

La terraza intermedia se ubica a cotas comprendidas entre +7 y +10 m., a una distancia del orden de unos 20 Kms. de la actual costa de la laguna Merín. Esta terraza representa cambios importantes en la morfología de los cauces de los antiguos ríos. En el caso del San Luis cambia el tamaño de los meandros y pasa de un sistema meandroso multicanal a un sistema de meandros pequeños monocanal.

En el caso del arroyo Pelotas, al oeste se desarrollan varios cursos meandrosos abandonados que confluyen exactamente en la terraza mientras que hacia el este el arroyo se hace monocanal meandroso. Para el caso de la cañada del Cardal, esta terraza no genera cambios morfológicos a ambos lados, por lo que se deduce que el antiguo curso por donde hoy corre el citado arroyo, se originó con posterioridad a la etapa de actividad de esta terraza.

Esta terraza intermedia debió producirse cuando el nivel de las aguas se encontraba unos 10 metros por encima del nivel actual. Se están buscando elementos de origen orgánico que permitan su datación. Por el momento han aparecido solamente moldes de moluscos y restos óseos mal conservados que no permiten obtener información cuantitativa. Siguiendo los datos de GONZALEZ y RAVIZZA (1984) para la Rca. Argentina, se ha tomado como hipótesis que esta terraza debió formarse hace 35.000-40.000 años.

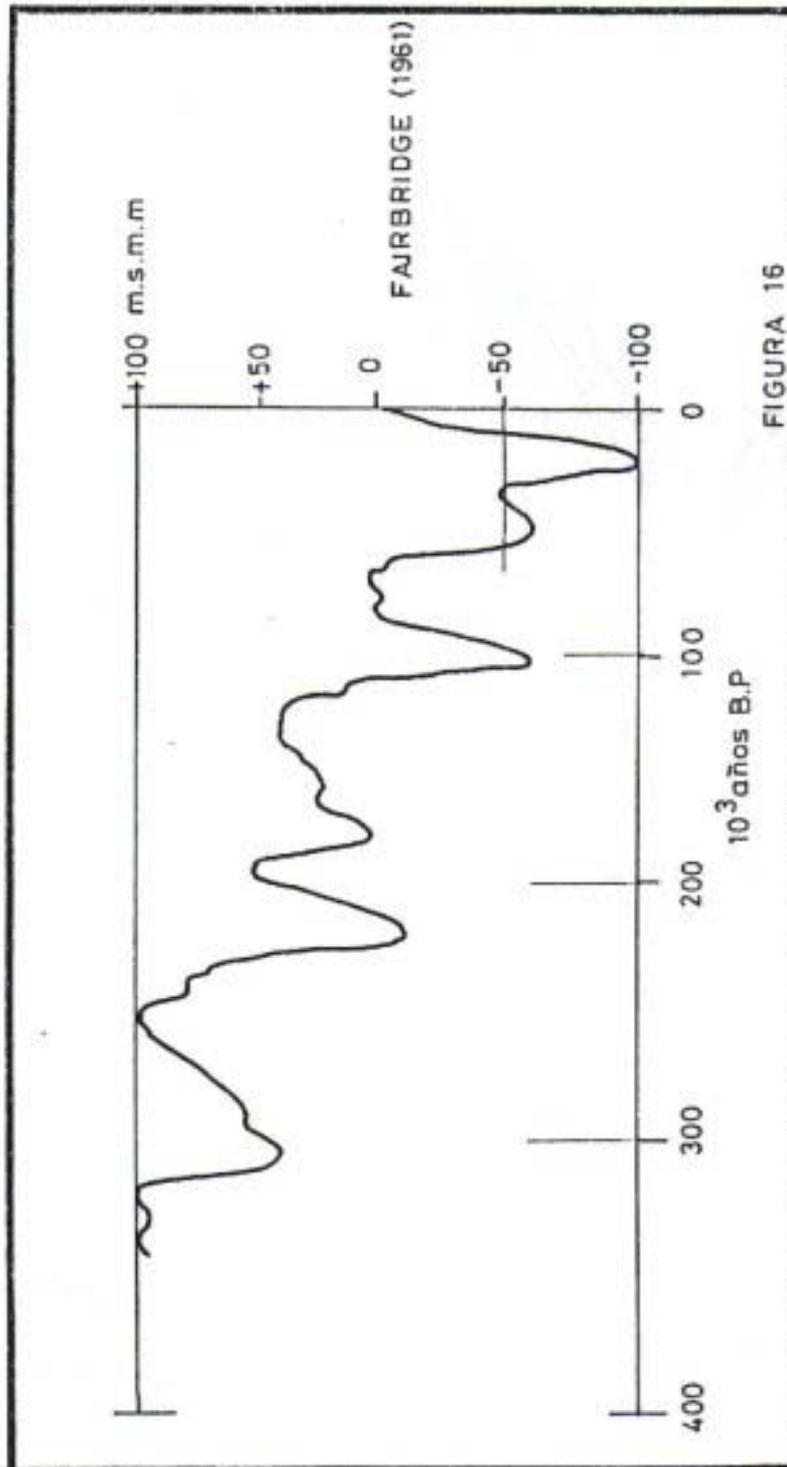
La terraza inferior se desarrolla con mucha más nitidez que las anteriores, a cotas alrededor de +5 m. Desde esta terraza hacia la laguna es posible contar hasta 4 líneas de costa posteriores que no generaron terrazas pero sí, pequeñas líneas de arena de playa que están tan bien definidas en las fotos que pueden continuarse a lo largo de varias decenas de kilómetros en todo el perímetro de la laguna.

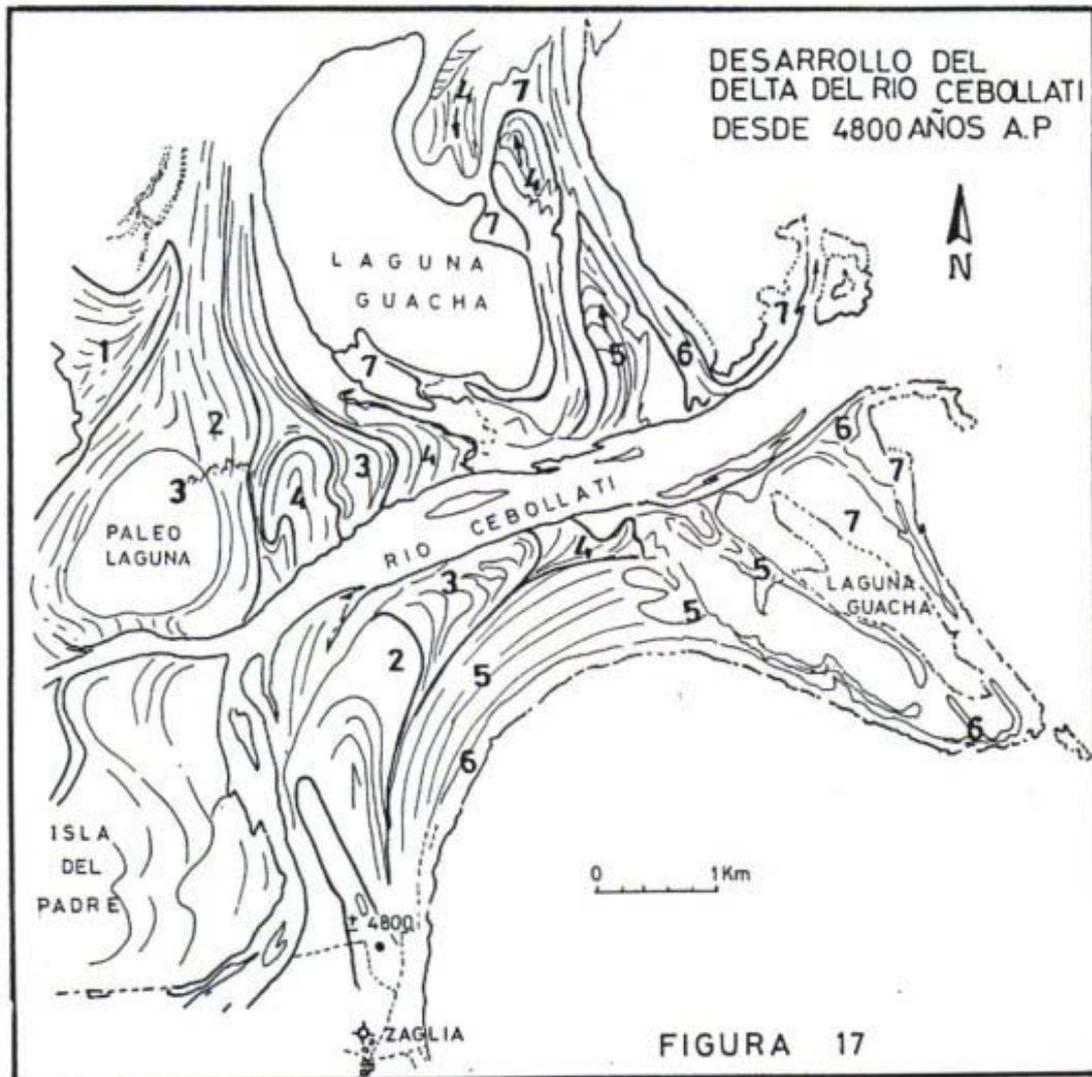
La edad de esta terraza pudo ser determinada por BRACCO (1991) en ejemplares de moluscos fósiles del establecimiento Zaglia en Rincón de Gabito por el método C-14 en  $4.810 \pm 110$  a A.P.

Todas las estructuras generadas en la planicie debajo de esta terraza de +5 m., se han conservado con total nitidez, de tal forma que es posible estudiar la paleodinámica ambiental de la cota. Dado que estos microambientes ya están identificados, se puede buscar con precisión los lugares con posibilidades de acumulación de restos fósiles para datar por C-14.

Un buen ejemplo del estado de conservación de estas estructuras aparece en los Esteros Grande y Chico en el curso inferior del arroyo del Cardal, como ya fue mostrado en la figura No. 14.

Otro buen ejemplo lo brinda el delta cuspidado del río Cebollatí (ver figura No. 17). El delta presenta evidencias de las diferentes etapas de su crecimiento. Estas etapas han sido cíclicas, estando representadas por cordones arenosos separados por hondonadas pelíticas. Esto documenta alternancia de momentos con alto aporte sedimentario (cordones) con episodios de mayor humedad por lo que la vegetación de las áreas de aporte, impiden el arrastre de arenas y sólo sedimenta material pelítico.



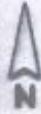


Otros ejemplos de conservación de estructuras a nivel de costa lo constituyen las espigas de las puntas Magro, Pelotas, San Luis, Montenegro, de Las Piedras. Estas espigas están siendo erosionadas en su flanco oriental y acrecionadas en su extremo norte y en el flanco occidental.

En la figura No. 18 se muestra la punta Magro en la cual ha sido posible cuantificar al avance de los depósitos mediante C-14 en sucesivos cordones de acumulación de restos de moluscos fósiles (coquinas). Entre 2 cordones separados unos 100 metros, URES y BRACCO (com.pers.) obtuvieron los datos siguientes:

LMO2 4920 ± 90 a. A.P.  
 LMO4 4370 ± 70 a. A.P.

FOTO N° 20-178



CRECIMIENTO FUTURO

PUNTA EN EQUILIBRIO: SE DESTRUYE POR EL  
ESTE Y CRECE HACIA  
EL NORTE Y OESTE.

ANTIGUAS PUNTAS DESTRUIDAS

FIGURA 18

## GEOMORFOLOGIA DEL PALEO-CURSO DEL RIO SAN LUIS

En el pasado, el río San Luis estaba conformado por parte del río Cebollatí que corre al W del Paso Averías, por el paleo-curso meandroso entre Paso Averías y San Luis del Medio (zona de transferencia) y el curso actual del río San Luis desde el mencionado poblado hasta la laguna Blanca (zona de sedimentación).

Los límites entre los tramos varían con el nivel de base, acercándose o alejándose de la cabecera según el nivel eustático.

Cada uno de los tramos tiene sus rasgos geomorfológicos particulares. El tramo superior o cuenca de drenaje atraviesa el área de aporte del material sedimentario. El tramo medio, actualmente transformado en paleo-curso, tiene trazas de enormes antiguos meandros que divagaron en una ancha planicie de inundación y dejaron abundantes cursos abandonados que actualmente conforman bañados elongados y sinuosos.

Los caracteres morfológicos de un río meandroso son los siguientes: el curso propiamente dicho, flanqueado por albardones de arena; la planicie de inundación aledaña, por detrás de los albardones; cordones de arena que conforman las barras en espolón de crecimiento concéntrico; los canales de alivio que se desarrollan en el cuello de los meandros y que evolucionan a aperturas de nuevos cursos cuando se avulsiona el meandro por enlentecimiento de la corriente con sedimentación en el fondo.

Todos estos elementos son reconocibles en los meandros del paleo-curso del río San Luis en el tramo comprendido entre el Paso Averías y la localidad de San Luis del Medio.

En la figura No. 19 se expone una foto aérea y el correspondiente dibujo interpretativo para demostrar gráficamente que en cualquier tramo del paleo-curso se pudieron identificar todos los elementos de un río meandroso. De acuerdo al tipo de meandros formados, se trató de un río con carga fina en suspensión.

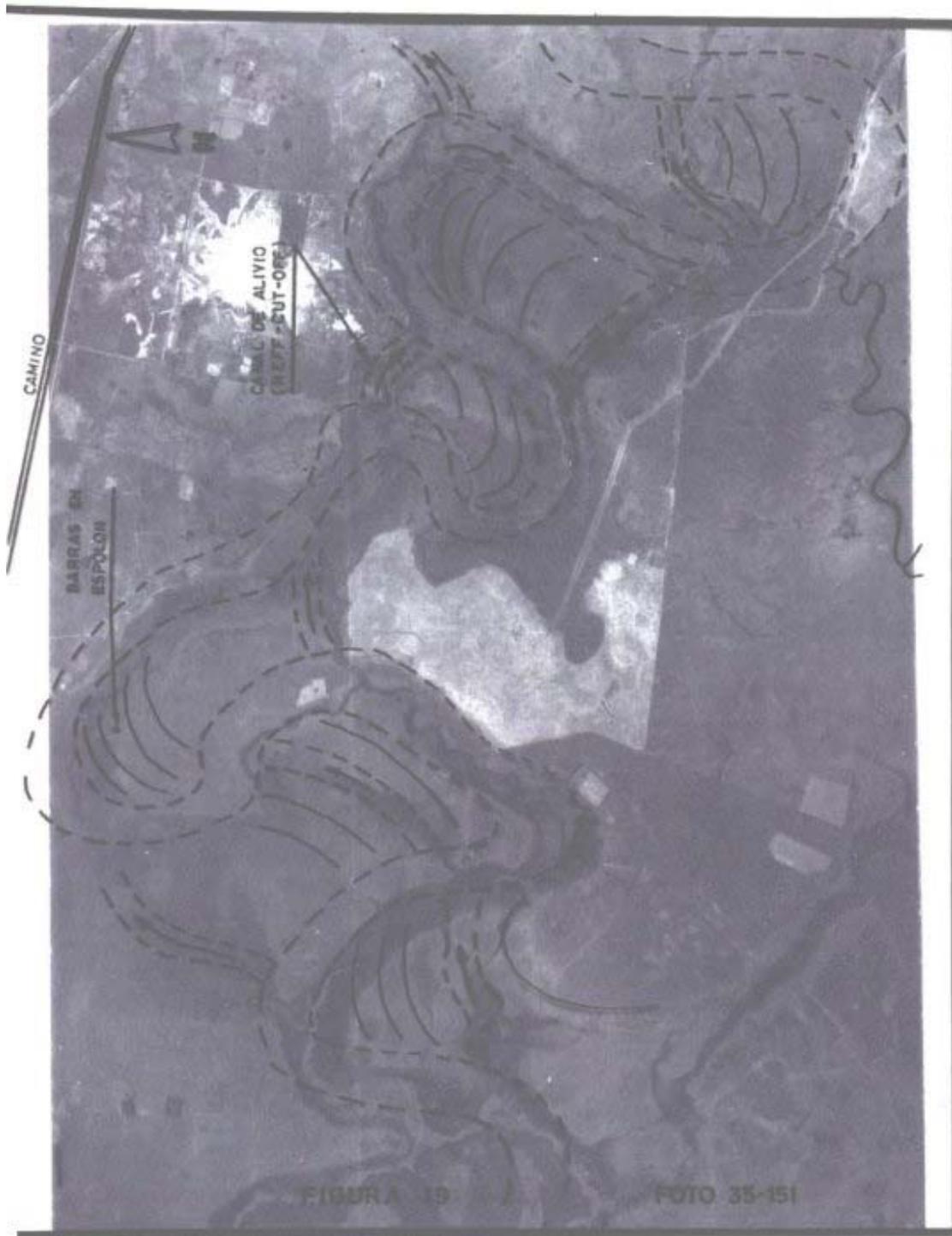
Las barras en espolón están construidas por arena fina encontrándose esporádicos lentes de arenas medias en lo que sería el fondo del canal.

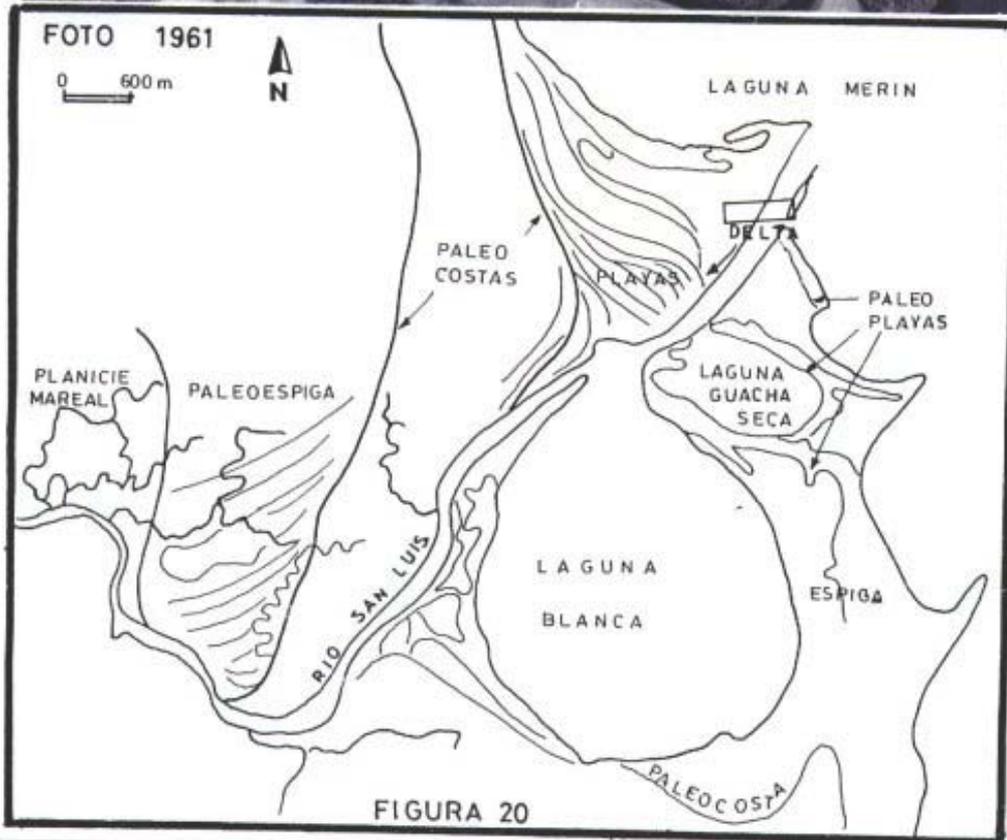
Los albardones se componen de arena muy fina y limos. En la zona de descarga en la laguna Merín es extremadamente raro hallar material detrítico grueso, siendo las arenas muy finas y las pelitas, los materiales netamente dominantes.

Detrás de los albardones se desarrolla una extensa planicie de inundación ocupada por bañados colonizados por vegetación hidrófila. La sedimentación es particularmente rica en materiales pelíticos y orgánicos.

La laguna Blanca, ubicada poco antes de la desembocadura del río San Luis, está oficiando como freno de la energía de corriente del río y se produce la mayor parte de la sedimentación de ese lugar. Esto trae como consecuencia su futuro relleno. En la propia salida del río San Luis, el curso está generando un pequeño delta de lento avance con la acumulación de materiales de grano fino. La arena que aparece en esta desembocadura es transportada desde el norte por las actuales corrientes costeras de la laguna Merín. En

la figura No. 20 se muestra en foto aérea y dibujo interpretativo la geomorfología del delta de la barra actual del río San Luis.





## GEOMORFOLOGIA DE LA PLANICIE INFERIOR

Se denomina planicie inferior a la que está ubicada topográficamente por debajo de la terraza de cota +5 m. como fue expresado más arriba, en esta zona es donde se conservan con mayor nitidez los rasgos que impusieron a la superficie, las transgresiones más jóvenes. Por los datos preliminares de BRACCO (1991) toda esta sedimentación sería de edad menor a 5.000 años A.P.

En toda el área ocupada por esta planicie, aparecen dos rasgos geomorfológicos de primera magnitud que serían los principales responsables de las estructuras resultantes. Dichos rasgos son las paleo-lagunas encadenadas y las paleo-espigas arenosas que las separan.

En la figura No. 21 se expone una foto aérea de la misión 1986 a escala original 1/60.000 el dibujo interpretativo correspondiente, de las lagunas encadenadas, de la zona del Estero Chico.

Hacia 5.000 años A.P. la costa de la laguna Merín en la zona del Estero Chico al oeste de Punta Pelotas, conformaba una bahía debido a la existencia de una espiga NS muy alargada, en cuyo extremo existía una colonia de moluscos de agua salada, que son los que hoy permiten su datación por método C-14.

En esa bahía desembocaba el último paleo-curso del Cebollatí (cañada del Cardal, ver figura No. 14) que produjo un paleo-delta cuspidado en el cual el material detrítico era redistribuido por el oleaje de la laguna en espigas de crecimiento hacia el sur. Por el extremo sur de la bahía, a partir de la espiga madre que la cierra por el este, crecen espigas hacia el noroeste por el oleaje producido por interferencia de los vientos dominantes: este, suroeste y norte.

Ambos fenómenos ocurriendo simultáneamente y al mismo tiempo que desciende el nivel del mar, van aislando pequeños cuerpos de agua de forma ovoide que resultan ser las paleo-lagunas guachas encadenadas.

Estas paleo-lagunas se comunicaban con el cuerpo de agua mayor (laguna Merín) a través de canales que resultaron ser mareales pues contienen deltas en ambos extremos.

El material detrítico que fue redistribuido tuvo dos orígenes fundamentales:

- en el sur del área es arena transportada por el viento por encima de la espiga, hasta alcanzar la antigua costa; en ese lugar, el oleaje la redistribuye, aumentando el tamaño del cuerpo arenoso pre-existente, por acumulación en cordones de playa.
- el material detrítico del norte, es aportado por el último curso del paleo-Cebollatí (hoy Cañada del Cardal) generando un delta cuspidado con paleo-espigas que crecen en dos direcciones (norte y sur) por acción de los vientos dominantes.

Entre las lagunas encadenadas es posible identificar claramente antiguas líneas de playa (planicie de chenier) que están marcando sucesivas costas que responden a sucesivos pulsos de descenso.

En el único lugar que pudieron obtenerse restos fósiles para datar por C-14 en dos antiguas líneas de costa separadas 100 metros entre sí, BRACCO y URES (com.pers.) determinaron una diferencia de edad cercana a los 500 años. Esto permite deducir que la costa avanzó a velocidad de 0m20/año hacia el noreste en lo que constituyó el núcleo de desarrollo de la punta Magro.



El lugar de muestreo se señala también en el dibujo interpretativo expuesto en la figura No. 21 (LM-002 y LM-004).

Otro elemento geomorfológico observable en esa planicie son los restos de la última planicie mareal surcada por canales mareales, entrelazados, que también se señalan en el dibujo de las figuras Nos. 14 y 21.

Esta planicie inferior ha sido elaborada a partir de una ingesión marina que alcanzó su máxima amplitud hace unos 5.000 años llegando a valores altimétricos aproximados a la cota +5 m. La posterior regresión se produce en varias etapas que quedaron registradas en sendas líneas de costa más o menos marcadas de acuerdo con el tiempo en que permaneció estable el nivel del mar en cada pulso.

Estas aguas ingresivas eran marinas con alto contenido en sales. Durante su permanencia sobre el fondo arcillo-limoso de entonces, se infiltraron esas aguas que aún permanecen atrapadas en los sedimentos. Los suelos generados sobre los materiales inundados, luego de retirarse las aguas, presentan alto tenor de sodio. Es frecuente que la vegetación contenga especies halófitas, adaptadas a este tipo de ambiente salino.

En próximas etapas del proyecto se extraerán muestras de aguas superficiales y profundas para determinar su composición iónica cuantitativa a partir de lo cual podrá evaluarse la viabilidad de revertir la actual situación.

## GEOMORFOLOGIA DE LA PLANICIE INTERMEDIA

La planicie intermedia se desarrolla entre las terrazas de cotas +5 y +10 m.

El rasgo más notorio dentro del área abarcada por esta planicie es la presencia de una enorme paleo-laguna ovoide muy elongada, con su eje mayor de rumbo N20W, cuyas dimensiones aproximadas son de 15 Kms. y 6 Kms. en su eje menor.

El fondo de esta paleo-laguna está alrededor de cotas +5m50 a +6 m.

Este paleo-cuerpo de agua se conectaba a la laguna Merín por el norte, a la altura de la cañada del Cardal. Una espiga compleja, de grandes dimensiones, oficiaba de margen oriental.

Esta espiga presenta desarrollo principal norte-sur, de unos 35 Kms. de longitud y 6 a 8 Kms. de ancho, con alturas máximas a cota +11 m.

Esta gran espiga desarrolla un brazo hacia el noroeste sobre el que se trazó el actual camino de la ruta No. 15 al cerro Ceibos. Este brazo, en su proceso de crecimiento alcanza la antigua cota occidental ubicada en la terraza a cota +10 m., cerrando de esa forma por el sur, la paleo-laguna en análisis.

En el fondo de la paleo-laguna, los sedimentos son pelíticos de color verdoso, con formación posterior de abundantes concreciones de carbonato de calcio cerebróides, algunas huecas, otras de doble capa, lo que está mostrando diferentes etapas de crecimiento.

Las concreciones calcáreas corresponden a etapas de edafización en períodos en que el nivel del mar se retira y el fondo lagunar queda expuesto a condiciones continentales subaéreas.

Aunque no se dispone de datos geocronológicos ni paleontológicos que permitan conocer la edad de formación de esta paleo-laguna, se pueden manejar algunos criterios regionales para suponer que fue generada hace 30.000 años A.P. (período interstadial del Winsconsin Medio, GUIDA y GONZALEZ, 1984) y los fenómenos de edafización se corresponderían con la regresión de máximo desarrollo hacia 18.000 años A.P. (ver figura No. 16).

## **GEOMORFOLOGIA DEL PALEO-ESTUARIO Y DELTA DEL RIO CEBOLLATI**

El río Cebollatí es el colector actual de varios abanicos aluviales que desagotan sus aguas desde las regiones altas de la Cuchilla Grande y la Sierra de Chafalote principalmente.

Su actual cuenca de drenaje abarca más de 20.000 Km<sup>2</sup> con un desarrollo en forma de media luna de bordes paralelos a la laguna Merín.

Barriando un área de erosión tan extensa, es razonable que desarrolle un delta de dimensiones considerables. El delta del actual río Cebollatí es cuspidado y se desarrolló en por lo menos 8 etapas sucesivas, cada una de las cuales muestra por fotogeología entre 5 y 8 pulsos menores de acreción.

En la figura No. 22 se ha expuesto gráficamente la secuencia de episodios detectables en fotos aéreas a escala 1/20.000 aunque la escala de representación sea menor por razones prácticas de impresión.

Cada pulso mayor de acreción está formado por arenas de grano fino y medio y se separa del siguiente por hiatos o momentos de sedimentación pelítica (de grano muy fino, limo o arcilla).

Los pulsos menores - interiores - están definidos por un cordón de arena separado del siguiente por un estrato fino de pelita.

Para generar cada barra de arena se necesita un aporte importante de material detrítico desde el área de drenaje de los abanicos aluviales. Para que esto suceda es necesario la existencia de un período seco previo que provoque un raleo de la vegetación protectora de la superficie del terreno. En esas condiciones, las lluvias espaciadas y torrenciales son capaces de erosionar los suelos y arrastrar aguas abajo el material detrítico.

Cada período húmedo intercalado produce el efecto contrario: gran profusión de vegetación, protección del suelo, baja tasa de erosión y como corolario, baja tasa de sedimentación y aporte de restos vegetales y detritos muy finos (arcillas y limos). La sedimentación de estas partículas finas se acumula en forma de playas barrosas que retienen la humedad por lo que se ve en foto aérea con tono gris oscuro y en el terreno con vegetación mucho más densa.

La distribución de la arena aportada al delta ha sido realizada por el oleaje producido por vientos dominantes del este, suroeste y norte, de manera que se han desarrollado espigas hacia el norte y hacia el sur de la desembocadura en muchas de las etapas.

Como consecuencia de la generación y evolución geométrica de estas espigas se han asilado algunos cuerpos de agua, como por ejemplo, la actual laguna Guacha ubicada inmediatamente al norte de la desembocadura.

Esta laguna Guacha se generó en la etapa No. 4 del proceso evolutivo de la formación del delta. Similares procesos generaron otras lagunas, actualmente secas, de las que son fácilmente reconocibles, las que se generaron en las etapas No. 2 y 3 (ver figura No. 17).

Antes de generarse el delta que recién se describió, el río Cebollatí descargaba sus aguas a un estuario que se fue rellenando de sedimentos, parte de los cuales conforman lo que es hoy la isla del Padre y rincón de Sepultura.

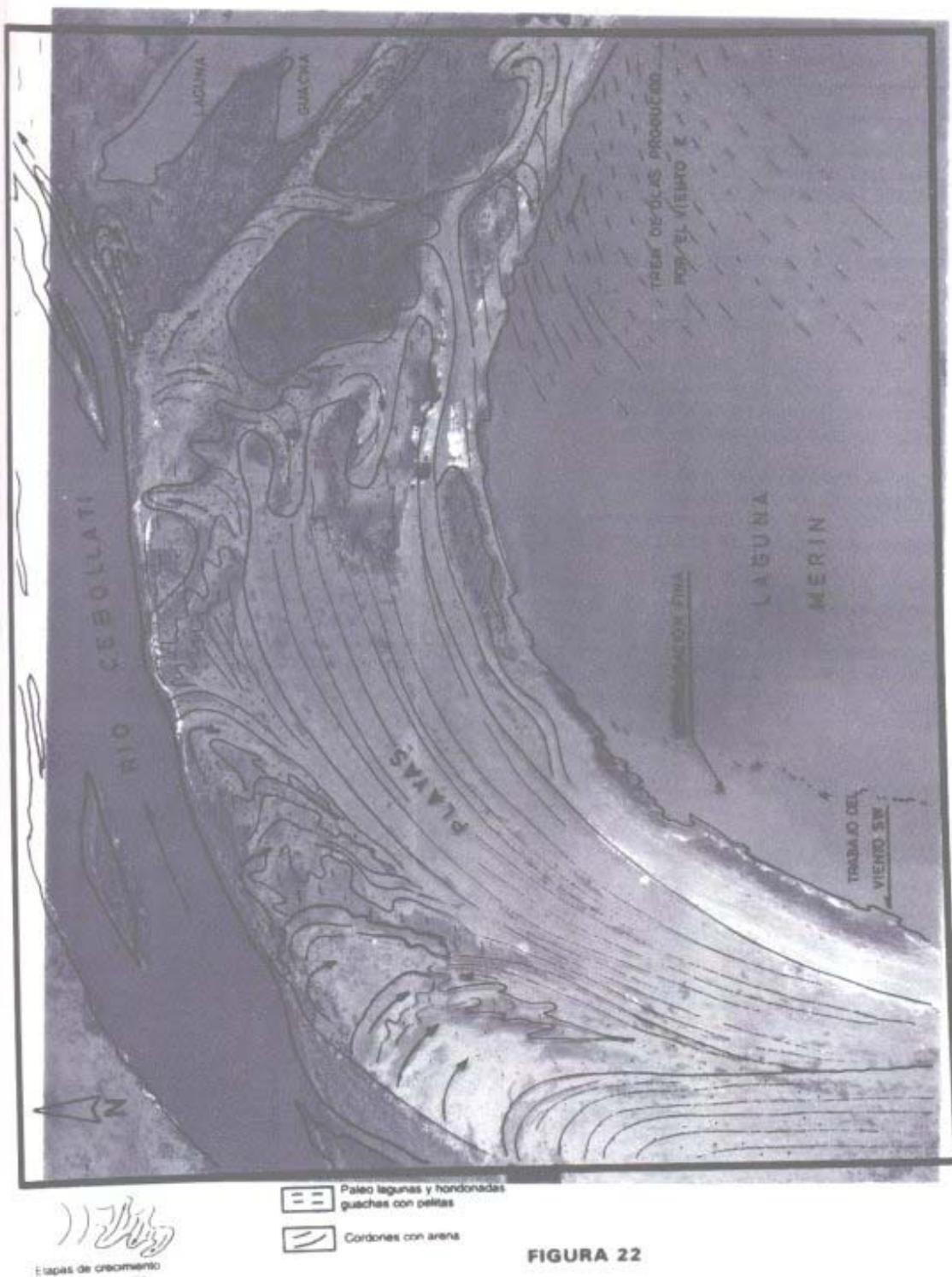


FIGURA 22

## **GEOMORFOLOGIA DEL BAÑADO DE INDIA MUERTA**

En el arroyo de India Muerta y sus afluentes, el principal de los cuales es el arroyo de La Coronilla, se conforma un sistema de abanico aluvial completo. La cuenca de drenaje está en la sierra de los Méndez, la sierra de Los Amarales, la cuchilla La Carbonera, la cuchilla de la Tuna y cuchilla de la India Muerta.

La zona de transferencia, donde se colecta toda la cuenca de drenaje y se produce la inflexión entre transporte y deposición, se encuentra entre la sierra de los Ajos y la cuchilla de la Buena Vista, a unos 10 Kms. al SE de la localidad de Lascano. Esta zona es, en este caso particular, de escasa longitud (10 Kms.) con un ancho de aproximadamente 4 Kms. Coincide con la traza de la terraza geomorfológica de cota +20 m.

Aguas abajo de esta zona se desarrolla un abanico aluvial que se abre desde la ruta No. 15 hasta la laguna de Los Ajos (aprox. 20 Kms.) y tiene una longitud equivalente. Este abanico aluvial se desarrolla en una antigua bahía, cuando el océano Atlántico llegaba a nivel +20 m.

El posterior descenso de las aguas, provoca la progradación del abanico dentro de la antigua bahía sin excavar cauces fluviales definidos, por desplazarse en un fondo absolutamente plano, que permitía la formación de carpetas sedimentarias de grano fino. En la figura No. 23 se presenta un esquema de la distribución de las tres zonas del abanico, arriba referidas.

En una etapa inmediatamente posterior, el desarrollo del abanico aluvial correspondiente al paleo-sistema Cabollatí-San Luis, taponó la salida del paleo abanico de India Muerta, impidiendo el drenaje rápido de las aguas aportadas desde la cuenca del arroyo India Muerta y generando un extenso bañado que hoy se denomina Estero de la India Muerta y Bañado Rincón de la Paja.

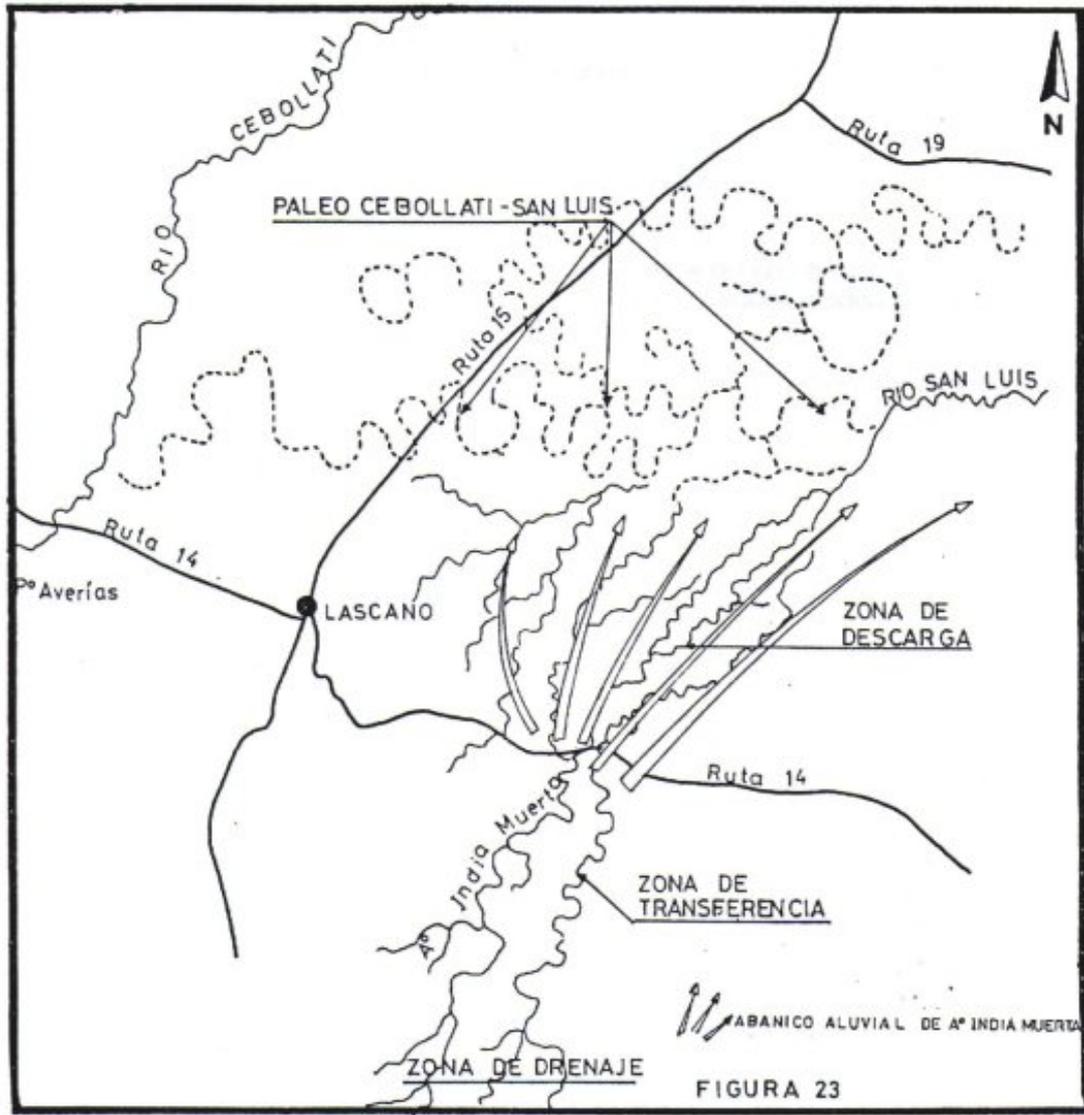


FIGURA 23

## **ORIGEN Y CLASIFICACION DE HUMEDALES DE LA CUENCA DE LA LAGUNA MERIN**

Luego del análisis geomorfológico de las diferentes zonas palustres de la cuenca de la laguna Merín en el Dpto. de Rocha, se pudo concluir que los humedales han sido generados por 3 tipos de procesos principales, vinculados a sendos paleo ambientes diferentes:

- planicies mareales y paleo-lagunas guachas
- planicies de inundación y cursos de agua abandonados
- planicie aluvial con drenaje obstruido

Los humedales vinculados a planicies mareales y paleo-lagunas guachas son los más extensos y continuos.

Las zonas que permanecen inundadas durante gran parte del año se vinculan a restos de paleo-lagunas guachas. Las dimensiones de las mismas son variables alrededor de unos 4 Km<sup>2</sup> con formas groseramente ovoides.

El fondo de estas lagunas está constituido por pelitas verdes y algunos estratos de turba muy recientes. Los fondos planos de estas antiguas lagunas están surcadas por canales mareales muy sinuosos, por los cuales ingresaba el agua salada del océano de la época. Este ingreso de aguas saladas provocaba floculación de arcillas que hoy constituyen el piso impermeable de los bañados.

Las costas de estos pequeños cuerpos de agua están constituidos fundamentalmente por arena fina que se fue acumulando a medida que las paleo-espigas evolucionaban sobre el fondo de la gran cuenca de la laguna Merín desde la costa occidental hacia el noreste. De esa forma se fueron separando pequeños cuerpos de agua que pasaron a ser las paleo-lagunas guachas que hoy constituyen las zonas de bañado permanentes.

Los bañados vinculados a estos procesos son los que aparecen en la planicie por debajo de la cota +5 m. en el noroeste del departamento, contra la laguna Merín, desde la desembocadura del río San Luis hasta la del río Cebollatí. Estas estructuras se continúan de igual forma en el Dpto. de Treinta y Tres.

Los suelos generados a partir de los materiales acumulados en estas planicies tienen alto contenido en cloruro de sodio y otras sales comunes en las aguas marinas porque hasta hace muy poco tiempo la zona estaba cubierta de agua oceánica. La vegetación nativa existente tiene componentes halófitos típicos de las costas oceánicas.

Aunque no fue confirmado todavía por falta de tiempo, los habitantes de la zona dicen conocer la existencia de una capa de sal blanca de 3 a 5 cms. de espesor, entre 1 y 2 metros de profundidad.

Los pozos perforados (caso establecimiento Zaglia) tienen agua con un contenido salino tan elevado que inhabilita su uso. Esto indica que los sedimentos profundos también están impregnados de aguas salinas.

En la planicie entre cotas +5 m. y +10 m. se pudo identificar otra estructura similar de paleo-laguna, de mucho mayor tamaño individual y de anterior edad.

Por esas razones, sus rasgos morfológicos, han sido parcialmente desdibujados, pero la línea de costa puede determinarse con total seguridad.

El fondo de esta paleo-laguna mayor presenta como característica que la diferencia de las restantes, la existencia de pequeñas lagunas de 20 a 40 m. de diámetro individual, que en invierno quedan rellenas de agua y en verano, un fondo barroso con mucha humedad que da tonos oscuros en foto aérea.

Esta antigua laguna se desarrolla inmediatamente al sur de la cañada del Cardal, con forma ovoide de eje mayor de unos 16 Kms. de longitud con rumbo NNW y una base roma hacia el sur (ver carta geomorfológica de la figura No.11).

Los suelos desarrollados en esta planicie presentan menor contenido salino (menor frecuencia de blanqueales) como consecuencia de una más prolongada lixiviación por las aguas pluviales. Sin embargo, es de esperar que en la antigua laguna, las condiciones de alta salinidad generada por la invasión de las aguas oceánicas, permanezcan casi incambiadas, por ser una zona deprimida de fondo impermeable (drenaje impedido).

Los humedales vinculados a planicies de inundación y cursos de agua abandonados, se generaron encima de una planicie aluvial entre cotas +10 m. y +20 m. Esta planicie forma parte de un enorme abanico cuyo vértice está en el Paso Averías del río Cebollatí y su área de expansión queda limitada al NW por el curso del río Cebollatí y al sur por el paleo-curso del Cebollatí-San Luis, donde hoy corren el arroyo Quebracho y el arroyo India Muerta.

Estos paleo-cursos son meandrosos, divagantes, de carga suspensiva, con frecuentes aperturas y abandonos de nuevos cursos. A consecuencia de la dinámica que generaba cortes en los cuellos de los meandros (neck cut-off) quedaban numerosas lagunas en forma de media luna.

Estas lagunas se van rellenas de materiales finos, arcillosos, que ingresan a las mismas en cada creciente. Se va constituyendo así un fondo impermeable cada vez más somero, hasta que el espesor de las aguas es tan reducido que pueden fijarse vegetales (juncos, etc.) que al morir generan turba y un medio reductor apto para mantener el hierro al estado  $Fe^{++}$  (arcillas verdes) y la materia orgánica sin oxidar.

Fuera de estas lagunas, detrás de los albardones, se desarrollan extensas planicies de inundación donde existían y existen bañados cuyo pelo de agua se renueva permanentemente con el aporte de las crecientes. Este ambiente es apto para mantener una biomasa importante debido al periódico aporte de nutrientes por las aguas de las crecientes.

Este tipo de bañado tiene entonces 2 subambientes:

- a) los paleocursos
- b) las planicies de inundación.

Los primeros son bañados permanentes mientras que los segundos, son normalmente semipermanentes.

Ninguno de los 2 sub-tipos tienen problemas de salinidad a pesar de estar desarrollados en una antigua planicie aluvial que progradó encima de una planicie mareal directamente conectada con el océano, cuando éste alcanzó la cota de +20 m.

Los humedales de este origen son elongados con rumbo groseramente EW por más de 30 Kms., de desarrollo extremadamente sinuoso, con curvas de pocos kilómetros de radio y un ancho variable entre 1 y 4 Kms.

Los humedales vinculados a la planicie aluvial con drenaje obstruido se desarrollan exclusivamente en el Estero de la India Muerta y el Bañado de la Paja. Son los bañados topográficamente más altos, con cotas entre +16 m. y +17 m. que hacia el norte presentan una barrera topográfica de alrededor de 1 m. de altura (cotas +18 a +19) de rumbo groseramente EW que obliga la salida perezosa de las aguas hacia el Estero del Medio atravesando abras de la sierra de los Ajos.

Este bañado corresponde a una planicie aluvial que progradó dentro de una bahía vinculada a la terraza oceánica de cota +20 m.

Se genera por impedimento de salida de las aguas por el desarrollo del mayor abanico aluvial referido como paleo-Cebollatí-San Luis.

La permanencia de las aguas saturando el perfil de los suelos se debe más a este impedimento de drenaje superficial que a la existencia de un sustrato impermeable. A la altura topográfica a que se encuentra este humedal, sería lógico que la descarga de las aguas se efectuara con fluidez hacia las zonas más bajas.

## **EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA DE LA CUENCA DE LA LAGUNA MERIN**

A partir de la recopilación de datos geológicos, de la confección de la carta geomorfológica y de las observaciones de campo, fue posible reconstruir la evolución estratigráfica de los diferentes eventos que condujeron a la formación de humedales y las geoformas asociadas.

La información geológica permitió determinar que el sustrato cristalino se hundió en el Jurásico-Cretácico (140 millones de años aproximadamente) cuando comienza la apertura del océano Atlántico.

Dos juegos de fallas, de rumbo NNE y EW actuaron simultáneamente y permitieron el hundimiento del bloque al este y norte de las mismas.

La fosa generada por este hundimiento se fue rellenando con materiales diversos y a tasas de subsidencia variables, disminuyendo la velocidad hacia el presente.

El relleno sedimentario de todas las épocas, presenta materiales más gruesos junto a las fallas, donde la reactivación del relieve es más notoria. Desde el Terciario, allí se depositaron rocas asociadas a la parte proximal de varios abanicos aluviales que se derramaban hacia el este o hacia el norte. Las partes distales de estos abanicos, depositaron materiales finos de facies areno-pelíticas en planicies aluviales que se relacionaban con planicies mareales o lagunares según la posición del nivel del mar en cada momento.

La variación del nivel del mar ha generado una serie de depósitos estrechamente relacionados tanto en tiempo (sentido vertical) como en espacio (sentido horizontal).

En la figura No. 24 se expone gráficamente la disposición en el espacio de los diferentes depósitos en función de cada sub-ambiente para 3 momentos sucesivos a tiempo  $T_0$ ,  $T_1$  y  $T_2$

En un tiempo  $T_0$  aparecen, desde el fondo del mar hacia el continente, una sucesión horizontal de las siguientes facies sedimentarias:

- pelitas grises masivas a mal laminadas
- arenas muy finas grises
- arenas finas, limpias, de playa, con restos de moluscos
- dunas de arenas finas, eólicas
- pelitas gris-verdosas palustres, con restos vegetales
- arenas fluviales de granulometría creciente al alejarse de la costa sobrepuestas a una planicie edafizada de sustrato limoso

Esta disposición geométrica espacial puede variar localmente si aparecen otras geoformas tales como deltas, espigas de arena, planicies de chenier.

La disposición normal relativa entre los diversos subambientes arriba referidos, se ha mantenido constante durante el Cuaternario. Sin embargo, como consecuencia de la dinámica generada por cambios climáticos globales y/o cambios en el nivel del mar, se ha ido desplazando a lo largo de los tiempos.

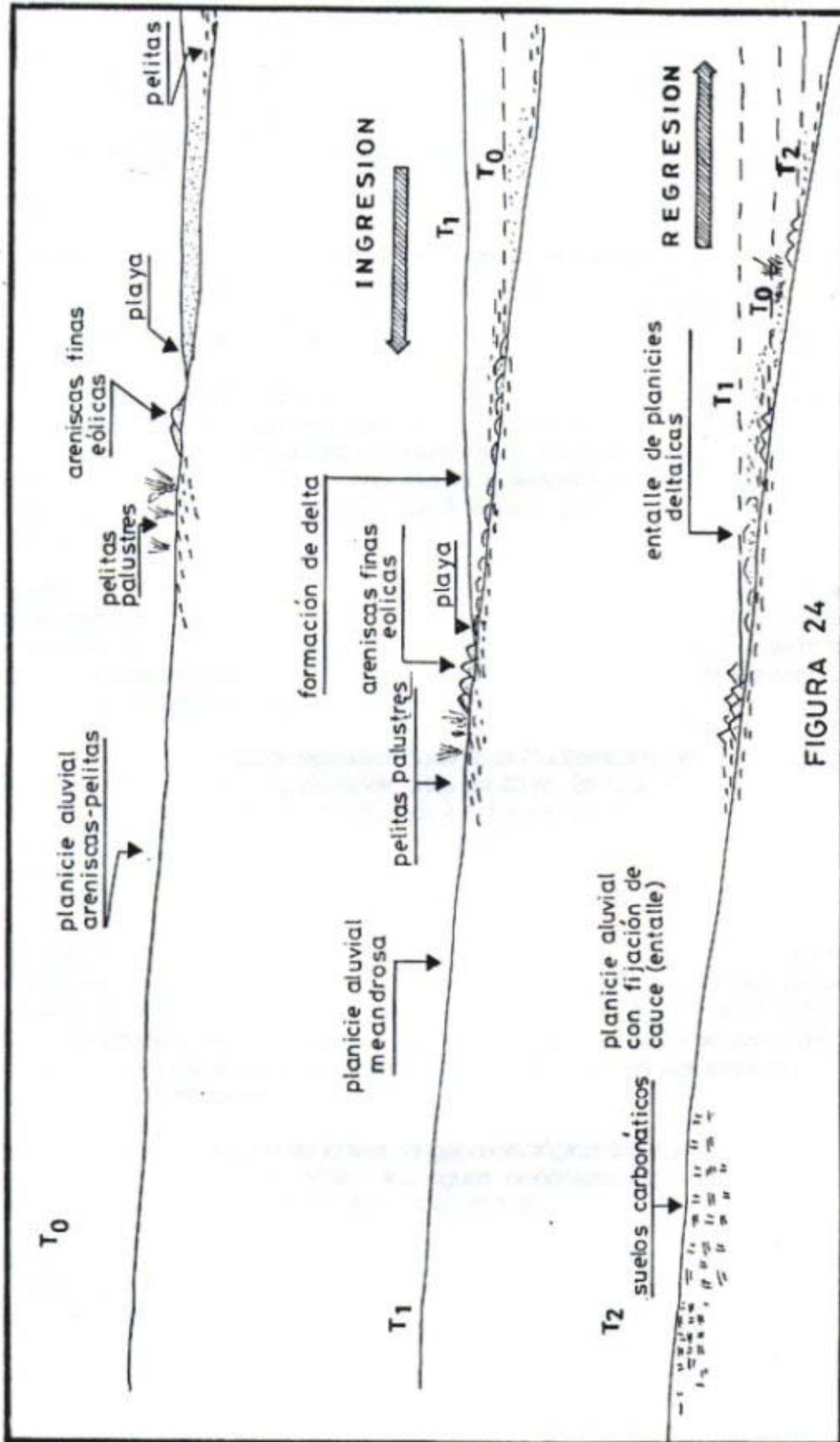


FIGURA 24

Cuando el nivel del mar asciende (caso  $T_1$  de la figura) todos los sub-ambientes marinos se desplazan hacia el continente (derecha de la figura) y van a cubrir los sub-ambientes continentales formados en la etapa anterior.

Cuando el nivel del mar desciende (caso  $T_2$  de la figura) se produce la situación inversa: los ambientes continentales progradan sobre los marinos. Asociado a esta regresión, se produce a nivel continental, una disminución de la humedad en los suelos por disminución de la regularidad de las precipitaciones pluviales, formándose suelos carbonáticos con abundantes concreciones calcáreas. Si estas regresiones son de gran magnitud y duración prolongada, se pueden producir extensos mantos loésicos por transporte y deposición de polvos en suspensión.

El mecanismo descrito explica la interpretación dada a la sucesión de depósitos atravesada por el sondeo de Rincón de Gabito (establecimiento Zaglia) que fue expuesto gráficamente en la figura No. 5, al comienzo de este informe, en el capítulo correspondiente a la Geología de la fosa tectónica de la laguna Merín.

Al comienzo del Cuaternario, desde las puntas rocosas de Santa Teresa y La Coronilla, se generaron enormes espigas e islas barreras de arena que primariamente van a formar "lagoons" entre las cuales se encuentra la laguna Merín, aunque con geometría muy diferente a la actual. En la figura No. 25 se muestra la paleogeografía de esta zona durante el Pleistoceno Inferior, concebida a partir de las 3 terrazas geomorfológicas identificadas y del análisis de los datos de los sondeos de Chuy, Santa Victoria do Palmar y Rincón de Gabito.

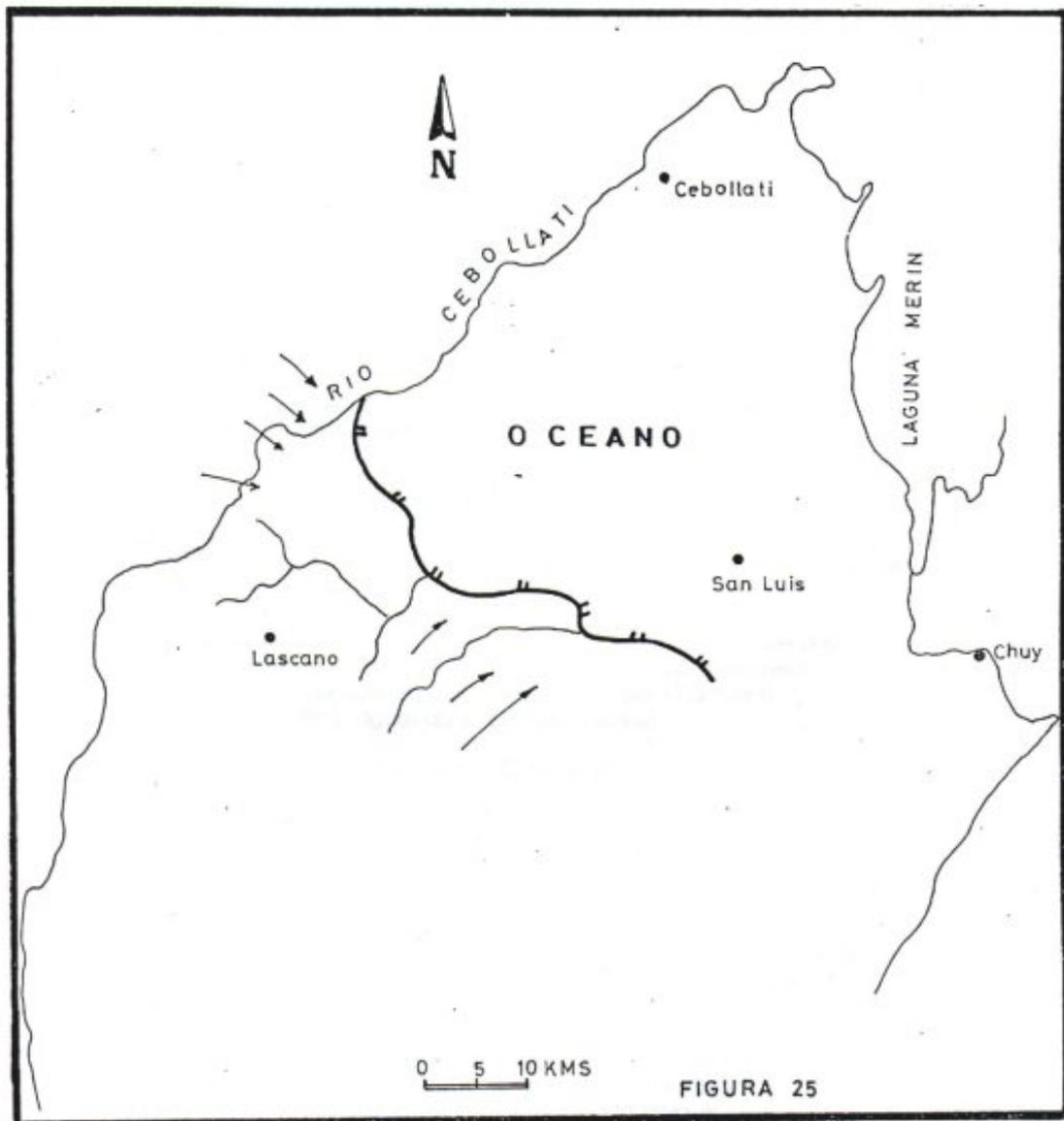
La conexión con el océano se mantuvo en forma intermitente dependiendo más del nivel general de las aguas que de pequeños movimientos verticales isostásicos del continente. Cuando el retiro de las aguas produce cambios bruscos de salinidad y temperatura, se produce mortandad masiva de la fauna y resulta una acumulación de sus restos formando extensos bancos conchillíferos de valvas calcáreas.

Este fenómeno sucedió en varios episodios durante el Cuaternario como quedó registrado en el sondeo de Rincón de Gabito a profundidades de 40 m., 25 m. y 10 m. y en la terraza a cota +5 m. de una edad cercana a los 5.000 años A.P. En esta etapa de ingresión hasta cota +5 m., ha sido el último vínculo directo de la costa de la actual laguna con el océano, porque la espiga arenosa llegaba solamente hasta 20 Kms. al sur de la localidad de Taim en Río Grande del Sur.

Las 3 etapas ingresivas detectadas durante el Cuaternario en las muestras del sondeo de Rincón de Gabito no han podido ser hasta ahora, en esta etapa, vinculadas con las terrazas geomorfológicas identificadas en superficie. Uno de los trabajos concretos a realizar en el futuro, consiste precisamente en datar los niveles conchillíferos de los sondeos de la cuenca de la laguna Merín y de eventuales fósiles que aparezcan en los cordones de arena de las diferentes terrazas identificadas.

En el momento de la formación de la terraza geomorfológica a cota +20 m. -para lo que se supone una edad de 110.000 años- las aguas oceánicas alcanzaron a ingresar varias decenas de kilómetros hacia el oeste de la costa actual.

En la figura No. 25 se plantea en forma esquemática la paleo-geografía supuesta para esa época. Toda la actual planicie al este de esa terraza estaba cubierta por aguas rasas o someras constituyendo una típica planicie mareal, con sedimentación fina (pelítica).



El posterior descenso de las aguas deja expuesta esta planicie a condiciones ambientales subaéreas secas, que provocan la acumulación de una delgada carpeta de arena. Esta carpeta se produce por la distribución eólica de las arenas de los cordones de playa y de los aportes aluviales de los abanicos que progradan sobre la planicie desde el oeste.

Esa planicie comienza a ser surcada por los cursos distributarios meandrosos de los abanicos aluviales, de los cuales todavía queda registro en la planicie comprendida entre las terrazas de cotas +10 y +20 m.

El océano se retira por descenso enorme del nivel general de las aguas (cota -50 m.) a consecuencia de un nuevo período glacial, que se supone corresponde al máximo empuje del Riss entre 80.000 y 100.000 años A.P. Esto produce clima seco con intensa

caída de polvos eólicos y desarrollo de suelos carbonáticos homogéneamente en toda la región.

En una etapa posterior, durante el siguiente período interglacial -supuesto aquí alrededor de 30.000 años A.P.- el nivel de las aguas oceánicas alcanza una cota de +10 m. asociado a aumento de lluvias que se canalizan en varios sistemas de abanicos aluviales, el mayor de los cuales constituyó el paleo-Cebollatí-San Luis.

En cada desembocadura se desarrollaron deltas, de los cuales queda registro en un domo importante ubicado inmediatamente al este de la localidad de San Luis al Medio (ver figura No. 26).

Un nuevo descenso pronunciado de las aguas oceánicas se produce hacia los 18.000 años A.P. en que el nivel llega a la mínima cota de -100 m. (SIGUIO y MARTIN, 1976; URIEN y OTTMANN, 1971). Vuelven a producirse condiciones de clima seco con acumulación de materiales eólicos finos.

El drenaje superficial del abanico aluvial del paleo-Cebollatí-San Luis se fue desplazando hacia el norte en una etapa cuya edad no pudo aún ser determinada, pero resulta evidente que la cabecera del paleo-río Cebollatí-San Luis fue capturada por el actual río Cebollatí a la altura del Paso del Gringo (4 a 5 Kms. aguas abajo del Paso Averías).

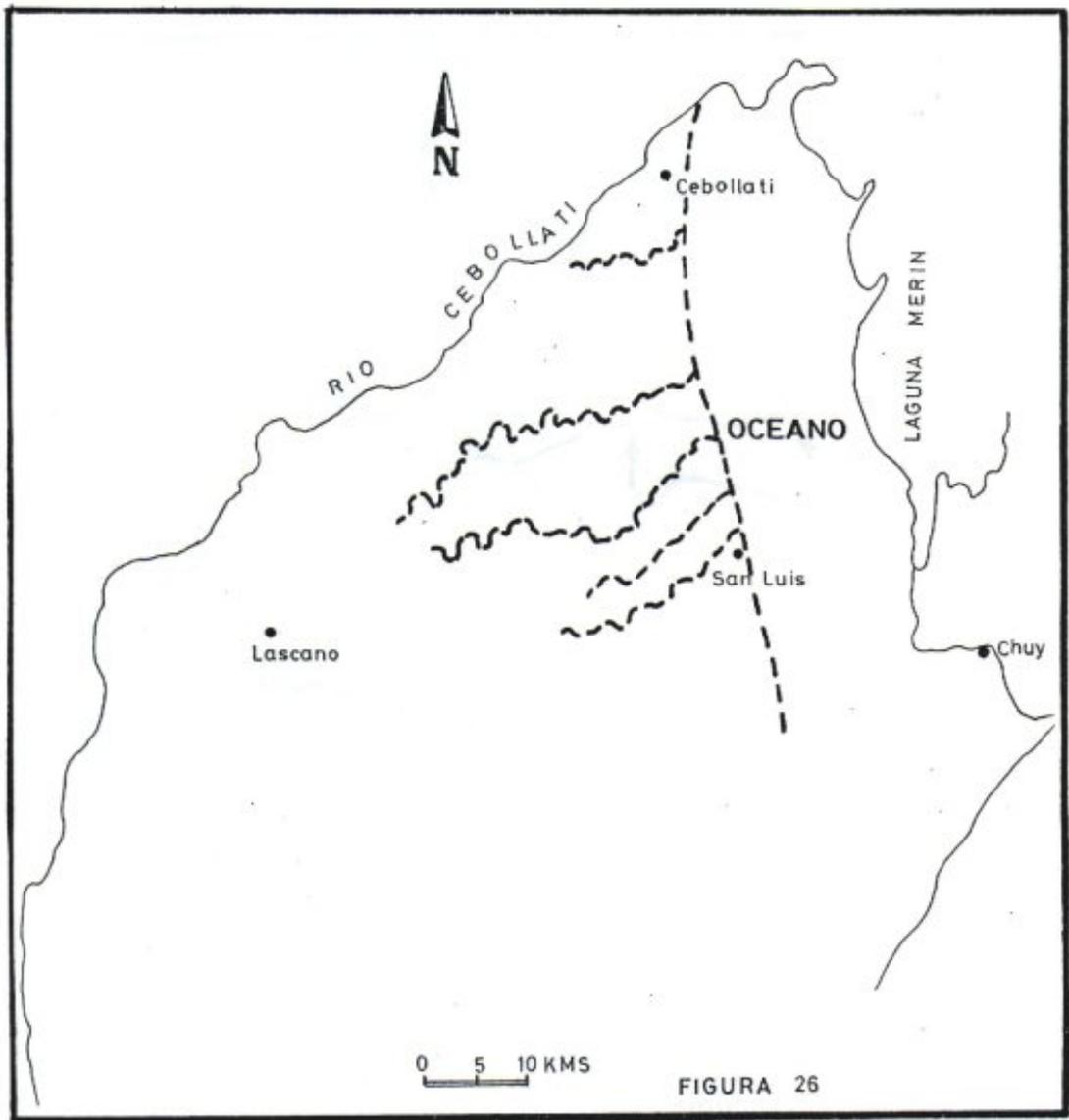
Hacia 5.400 años A.P. según dataciones con C-14 en valores de moluscos (BRACCO, 1991) se produce una nueva ingresión de aguas oceánicas, que alcanzan cotas de aproximadamente +5 m. (ver figura No. 27).

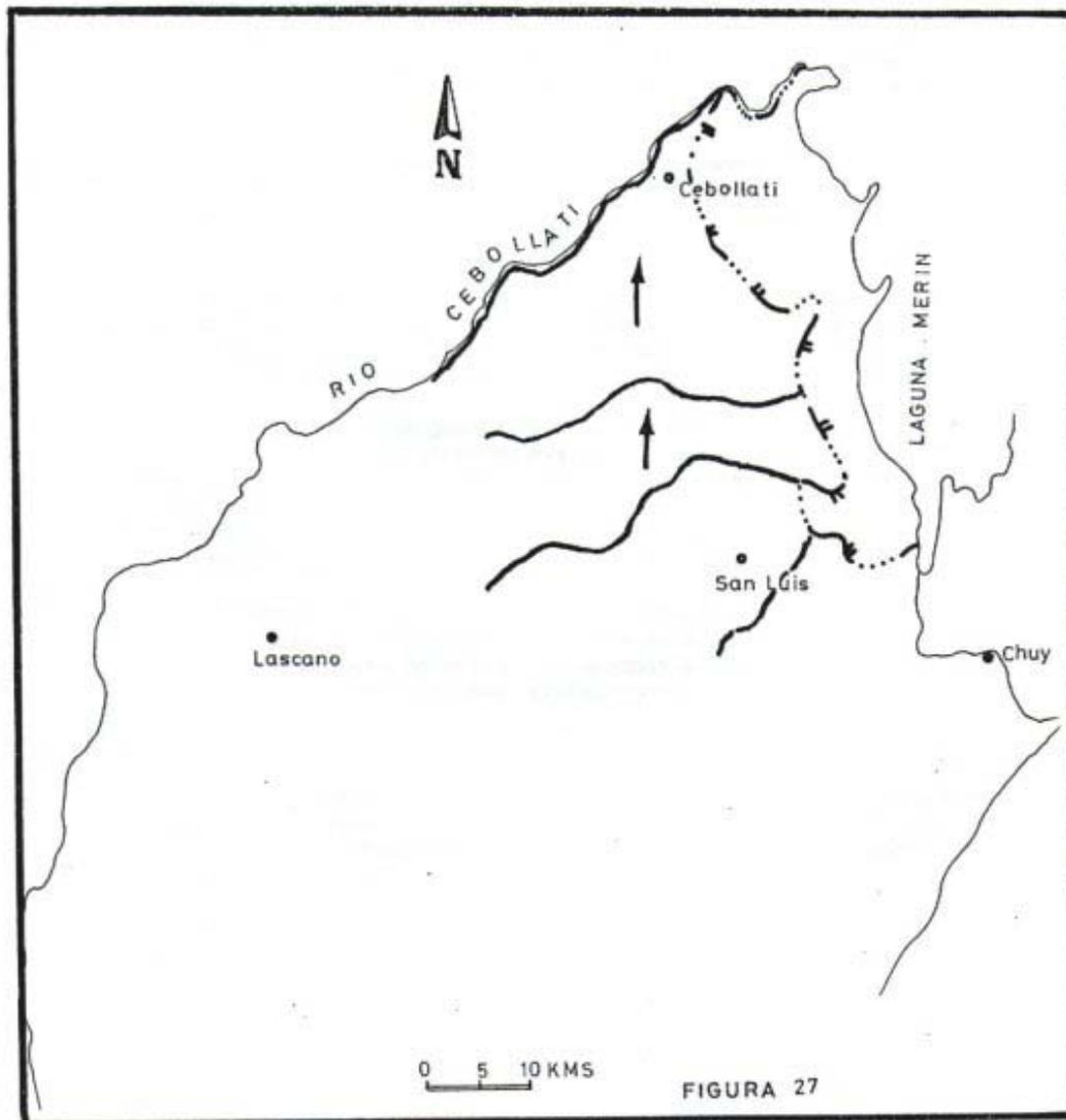
Esta ingresión genera una terraza muy bien conservada morfológicamente a distancias variables de la actual costa de la laguna.

El posterior descenso va originando una serie de estructuras cuyos rasgos están perfectamente conservadas: espigas, planicies de chenier, cordones de playa, lagunas guachas, canales mareales con sus deltas respectivos en ambos extremos, etc.

Por debajo de la cota +5 m. se detectan 4 antiguas líneas de costa que cuando son datados van a permitir establecer el ritmo de los diferentes pulsos del retiro de las aguas hasta su nivel actual. Estas mismas dataciones ya se vienen realizando para el caso de la punta Magro, donde pudo determinarse un retiro de la línea de costa de 100 metros horizontales en aproximadamente 500 años hace unos 4.500 años A.P.

Por detrás de esas antiguas líneas de costa (continente adentro) las aguas invadían planicies mareales en lagunas aisladas por espigas.





Del estudio de la generación de las diferentes espigas se puede inferir la dominancia de los vientos en los recientes 5.000 años A.P. Observando en detalle el banco de conchillas acumulado en el establecimiento J. M. de Castro es posible ver varios cordones de playa cuya génesis se produjo con predominio de vientos desde el norte. El tren de olas generado por este viento llega a la playa desde el noreste con un ángulo agudo abierto hacia el sur en una antigua costa de rumbo aproximadamente norte-sur.

Estas playas se elongan hacia el sur terminando en espigas de pequeñas dimensiones que van generando una de mayor tamaño desfleada hacia el suroeste, tal como se muestra esquemáticamente en la figura No. 21 ya expuesta.

La generación de esta espiga formó tras de sí una bahía abierta hacia el sur. A partir del extremo de esta espiga, en el punto LM-002 se nota que la dominancia de los padrones de movimiento de aire cambia de norte a SW, manteniéndose constante la incidencia de los vientos del este.

Este cambio de la dirección de vientos dominantes, trae como consecuencia la acumulación de sedimentos transportados por trenes de olas que tocan la playa con ángulo agudo abierto hacia el norte. Esta acumulación produce una espiga cuya puerta se dirige hacia el NNE y su flanco oriental es destruido por el mismo oleaje.

Las puntas de Magro y Pelotas fueron generadas por este proceso y van a ser destruidas por el oleaje de no mediar un cambio en la dominancia de los vientos. Si en efecto, continúan dominando los vientos del suroeste, se van a seguir destruyendo los flancos orientales de estas puntas hasta que van a separarse en forma de islote con la misma alineación. Este mecanismo ya está funcionando y separó a la isla Quiroga en la tercera laguna Guacha al norte de la barra del Cebollatí, ya en el Dpto. de Treinta y Tres (ver figura No. 28).

Si los vientos cambiaran la dominancia desde el norte, habría acumulación de sedimentos en las playas encerradas en la concavidad al noroeste de estas puntas (playas interiores de las bahías). Las puntas que crecen hacia el sur comenzarían a cerrar futuras lagunas guachas siempre que dispongan de material detrítico aportado a los deltas fluviales.

Otro elemento que evidencia el cambio drástico de la dirección de los vientos dominantes hace unos 4.000 años A.P. es la generación de una barranca en el balneario Laguna Merín en el Dpto. de Cerro Largo. Mientras dominaron los vientos del norte, no existía la barranca, estando la costa con playas mansas varios metros al sur de la línea actual. El cambio a dominancia desde el sur, hace que el tren de las olas llegue de frente a estas costas produciendo una activa erosión que generó la barranca.



## CONCLUSIONES

El estudio geomorfológico de la porción de la cuenca de la laguna Merín en el Dpto. de Rocha y algunas dataciones de los diferentes rasgos paleogeográficos y paleo-ambientales identificados, ha permitido extraer ciertas conclusiones sobre origen y posible evolución de los humedales de esa zona.

1.- Los humedales se generaron a consecuencia de la interacción de 2 ambientes fundamentales: abanicos aluviales evolucionando desde el oeste y planicies mareales por transgresiones marinas de diversa magnitud, desde el este.

2.- Se reconocieron 3 tipos de humedales generados en esta interacción:

- a) abanico aluvial con drenaje impedido, a cota +16/+17 m., del India Muerta. Tiene forma geométrica de un abanico de 20 Kms. de ancho
- b) sistemas de cursos meandrosos abandonados de gran longitud y escasa anchura. El ejemplo más notable es el paleo-Cebollatí-San Luis, a cotas +10/+20 m. La forma geométrica es de varias bandas sinuosas de 1 a 4 Kms. de ancho
- c) planicies mareales, asociadas a las ingresiones que alcanzaron cotas de +10 m. y +50 m. Los humedales de estas zonas evolucionaron dentro de paleo-lagunas guachas. Tienen forma ovoide de tamaño variable con eje principal sistemáticamente orientado al NNW

3.- Los humedales asociados a planicies mareales, especialmente los ubicados debajo de cota +5 m., presentan alta salinidad porque tienen fondo impermeable y no han tenido tiempo suficiente de lixiviación con aguas continentales dulces.

4.- Desde el punto de vista de la evolución paleogeográfica, las evidencias geomorfológicas muestran clara programación de la costa hacia el noreste desde hace 5.000 años hasta el presente. La única medida secuenciada que pudo ser realizada hasta el momento (BRACCO y URES, com. pers.) indicaría un avance de 100 metros alrededor de 500 años para la base de la punta Magro.

5.- La situación actual muestra un estado de equilibrio entre el aporte sedimentario y la erosión. Comparando un mapa de 1911, con las fotos trimetrogón de 1943 y las fotos aéreas de las misiones 1966 y 1986, se observa una morfología similar.

6.- El aporte de sedimentos a la cuenca es reducido, debido a que los suelos de las cuencas de drenaje de los diferentes abanicos aluviales presentan adecuada protección vegetal.

7.- La evolución de la zona va a depender de 4 factores principales:

- a) nivel general del agua oceánica
- b) cambio global de temperatura media
- c) movimientos de reajuste isostásico
- d) mantenimiento del tapiz vegetal

El nivel general de las aguas oceánicas aumenta desde hace 100 años a razón de 1mm/año en promedio según datos de FAIRBRIDGE (1961).

La temperatura media global aumenta como consecuencia del incremento del CO<sub>2</sub> de la atmósfera que en 80 años pasó de 300 a 360 ppm.

El reajuste isostásico será estudiado para el próximo informe.

El mantenimiento del tapiz vegetal depende en gran medida de la intervención del hombre en la cuenca de drenaje.

8.- La magnitud detectada de los cambios y el sentido de evolución hacia condiciones más cálidas y húmedas, permiten prever el mantenimiento de las condiciones ambientales que favorecieran el desarrollo de los humedales.

9.- Ha sido posible determinar la naturaleza y secuencia de la mayoría de los rasgos paleogeográficos, pero faltan datos cuantitativos sobre edades y condiciones paleo-ambientales, que permitan conocer el ritmo evolutivo con la suficiente precisión como para poder extrapolar hacia el futuro con bajo margen de error.

## BIBLIOGRAFIA

- BERTELS, A., S. KOTZIAN y M. MADEIRA-FALCETTA (1982) **Micropaleontología del cuaternario de Palmares do Sul, Formación Chui, Brasil. A meghiniana 19 (1-2):** 125-156.
- BOSSI, J. (1966) **Geología del Uruguay;** Dpto. Publ. U. de la R. Colección Ciencias No. 2.
- BOSSI, J., y R. NAVARRO (1991) **Geología del Uruguay;** Ibid., Colección Reencuentro No. 7.
- BOSSI, J. y N. CAMPAL (1992) **Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay;** Simp. Int. Paleoz. Inf. Iberoamérica pp 107-120.
- BOSSI, J., L. FERRANDO, N. FERNANDEZ, G. ELIZALDE, H. MORALES, J. MONTAÑA, I. FORD, J. J. LEDESMA, R. CARBALLO, E. MEDINA (1975). **Carta geológica del Uruguay a escala 1/1:000.000**
- BRACCO, R. (1991) **Informe sobre las primeras edades C-14.** Ed. mimeog. Laboratorio C-14 del Uruguay.
- DELANEY, P. (1965) **Fisiografía e Geología da superficie da Planicie Costeira do RGS (Brasil)** Geol. P. Alegre publ. especial (6): 1-105
- ECOCHART, H. (1970) **Informe geomorfológico del relevamiento detallado de las hojas Sta Teresa y Los Indios;** Dir. Suelos Fert. MGAP; edición interna
- FAIRBRIDGE, R.W. (1961) **Eustatic changes in sea level;** Phys. Chem. Earth 4: 99-185
- GALAN, P.C. y M. GONZALEZ (1990) **Evidences of post arid environments in Sierra de San Miguel (33°40'S; 53°40'W).** IGCP Project No. 297; Geochronology of S. Africa.
- GONZALEZ, M. y N. RAVIZZA (1984) **Cambios climáticos del Holoceno Medio en latitudes medias de lo Rca. Argentina;** II reunión Grupo Periglacial Argentino; CRICYT-ME (Mendoza) Actas: 8-105
- GONZALEZ, M. y N. RAVIZZA (1986) **Late Pleistocene and Holocene Coastal - line behaviour;** J.Coast. Research.
- GUIDA, N.G. y M. GONZALEZ (1984) **Evidencias paleo-estuáricas en el sudeste de Entre Ríos;** IX Cong. Geol. Arg. Actas III: 577-594 Buenos Aires
- MASQUELIN, H. (1991) **Análisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este (Uruguay);** Acta Geol. Leopoldensia 13 (30): 139-158.

PRECIOZZI, F., J. SPOTURNO, W. HEINZER y P. ROSSI (1985) **Carta Geológica de Uruguay a escala 1/500.000**; DINAMIGE.

SCARLATTO, G. (1994) **Desarrollo agropecuario sostenible en un país del tercer mundo**; Cangüé 1 (2): 2-6. Paysandú.

SPRECHMANN, P. (1978) **The paleo-ecology and paleo-geography of the uruguayan coastel area during the Neogene and Quaternary**; Zitteliana 4; 3-72.

SUGUIO, K. (1984) **Flutuacoes do nivel marinho nos últimos milenios**, Rev. Mus. Paulista, 29: 125-141. SP, Brasil.

SUGUIO, K. y L. MARTINS (1976) **Las variaciones relativas del nivel del mar en el Cuaternario reciente en la región de Cananeia - Iguapé (S. Paulo, Brasil)**; Bol. Inst. Geog. 7: 113-129.

TARDY, Y. (1986) **Le cycle de l'eau**; Ed. Masson, Francia.

URIEN, C.M. y F. OTTMANN (1971) **Histoire du Rio de la Plata an Quaternaire**; Quaternaria 14: 52-59, Roma, Italia.