

GEOMORFOLOGIA Y CUATERNARIO
DE LA
PROVINCIA SANTA FE (ARGENTINA)

Por Martín H. IRIONDO⁽¹⁾

(1) DEPTO. HIDROLOGIA GENERAL Y APLICADA, UNIVERSIDAD NACIONAL
DEL LITORAL
CARRERA DEL INVESTIGADOR CIENTIFICO Y TECNOLOGICO -CONICET-

P R E S E N T A C I O N

Complace a D'ORBIGNYANA presentar esta obra del prestigio profesional argentino el Dr. Martín H. IRIONDO, fruto de varios años de dedicada labor.

El trabajo está dividido en dos partes: por un lado unos temas de geomorfología y clasificación de llanuras, de neto carácter general y por ende útil para fines didácticos, parte de los cuales ya fueron previamente publicados en una Revista muy especializada, pero que por el interés que tiene para profesionales y estudiantes, D'ORBIGNYANA ha creído conveniente volver a presentar. La segunda parte es un trabajo concienzudo donde se describe con todo detalle y profusión de ilustraciones, la gran llanura de la provincia de Santa Fe, muchos de cuyos caracteres generales quizás puedan ser extrapolados hasta cierto punto a algunas provincias vecinas. Esta parte comprende los aspectos geomorfológicos, estratigráficos, tectónicos, etc. y representa un importante aporte, con criterios modernos, conocimiento de las grandes regiones de nuestro territorio.

Creemos que por el cuidado detalle con que está realizada y la amplitud de la región que abarca, es un trabajo de tipo pionero en el país y esperamos que pronto sea imitado por otras grandes regiones de la Argentina.

COMITE EDITOR

C O N T E N I D O

	Pág.
LAS LLANURAS	3
QUE ES UNA LLANURA	3
LA LLANURA COMO SISTEMA NATURAL	3
SISTEMAS EXTERNOS QUE INFLUYEN EN LAS LLANURAS	4
CLASIFICACION	5
-Efectos generales de la Tectónica (1º nivel)	
-Los ambientes sedimentarios en las llanuras de agradación (2º nivel)	
-Los mecanismos específicos de sedimentación (3º nivel)	
-Los niveles subsiguientes de la clasificación	
-Las unidades asociadas	
CONSIDERACIONES	11
LA GRAN LLANURA ARGENTINA	12
NEOTECTONICA	12
SISTEMAS SEDIMENTARIOS	13
-El río Paraná	14
-Los abanicos aluviales del oeste	14
Abanico aluvial de pie de monte de la provincia de Córdoba	
Abanico aluvial del río Dulce	
Abanico aluvial del río Salado	
Abanico aluvial del río Bermejo	
Abanico aluvial del río Pilcomayo	
-El sistema eólico pampeano	17
OSCILACIONES CLIMATICAS	19

	Pág.
LA PROVINCIA DE SANTA FE	21
ESQUEMA ESTRUCTURAL	21
EL DOMINIO FLUVIAL	23
-Sistema del Salado	23
Area de derrames del Salado	
Planicie de lagunas irregulares	
Cañada de Las Víboras	
Area de cauces antiguos del Salado	
-Sistema del Bermejo	30
Derrames del Bermejo	
Area elevada de Gato Colorado	
-Sistema del Paraná	31
Paleocauce Golondrinas-Calchaquí	
Bajo de Los Saladillos	
Faja con relieve de Reconquista	
Area plana de Vera	
La llanura aluvial actual del Paraná	
EL DOMINIO EOLICO	39
-Región loéssica	39
Area elevada occidental	
Faja de cañadas paralelas	
Area de hoyas de deflación	
Area de bloques desiguales	
Area con paleocauces enterrados	
-Región arenosa	48
SUMARIO	52
BIBLIOGRAFIA	53

LAS LLANURAS

QUE ES UNA LLANURA

Aunque el concepto de "llanura" es de uso extensivo en varias disciplinas de las Ciencias Naturales, existe bastante confusión cuando se trata de definirlo correctamente. Tradicionalmente, se designa como llanura o planicie a las áreas con diferencias pequeñas en las elevaciones topográficas. En otros casos se considera a la llanura como sinónimo de "tierras bajas", independientemente de su relieve. Otros autores utilizan términos exclusivamente hidrológicos o exclusivamente topográficos (por ejemplo: las llanuras deben tener pendientes inferiores al uno por mil; etc.). En realidad, una llanura es un área de la superficie de la tierra con relieve general pequeño o nulo, donde los elementos topográficos locales son más significativos para la dinámica del ambiente que la pendiente regional. El agua, en particular, presenta un comportamiento característico: la escorrentía es sumamente pequeña comparada con la evaporación y la infiltración, las redes hidrográficas están mal desarrolladas y son poco eficientes (Iriando, 1986).

Las llanuras son superficies donde los procesos morfogenéticos presentan una tendencia a crear formas locales de relieve: dunas de arena, albardones, dolinas, etc. Aunque la altura de estas formas es casi siempre modesta, en regiones tan horizontales como las llanuras ejercen una influencia de primer orden. Existen varios procesos típicos de llanura, tales como inundaciones, sedimentación generalizada, meteorización profunda, formación de costras, etc.

De acuerdo a este razonamiento, una llanura puede estar ubicada a cualquier altura sobre el nivel del mar. También son independientes las condiciones de borde de la llanura, o sea que puede estar limitada por una montaña, por el mar, por un talud o cualquier otro elemento geomorfológico.

LA LLANURA COMO SISTEMA NATURAL

Conviene encarar el estudio de las llanuras considerándolas como sistemas naturales abiertos, es decir, como conjuntos integrados de elementos, sometidos entre sí a interacciones fuertes, que reciben la influencia de otros sistemas y a su vez pueden influir en el medio ambiente que las rodea.

Desde el punto de vista de la Teoría General de Sistemas se pueden describir con claridad los factores responsables de la aparición, desarrollo y naturaleza de cualquier llanura, y comprender sus mecanismos internos.

La llanura como sistema tiene una estructura interna definible, compuesta por sus elementos estables, tales como depósitos sedimentarios, lagos y pantanos, rocas heredadas, pendiente regional y otros; todos ellos pueden ser agrupados con cierta libertad bajo la denominación de "materiales". Con mayor propiedad, reciben la denominación de variables de estado.

Dentro del sistema, los materiales se relacionan y modifican mediante procesos de origen climático y geológico. Dichos procesos o variables de transformación son numerosos: transporte y sedimentación de detritos, meteorización, formación de arcillas, génesis de suelos, oscilaciones del nivel freático, etc.

Las variables de transformación (procesos) están movilizadas por aportes de energía y de materia que llega a la llanura desde el exterior: calor del sol, llu

via, viento, cenizas volcánicas, etc. Estas mismas u otras variables de transformación acarrearán masa y energía hacia fuera del sistema: los ríos que transportan agua y sedimentos al océano, el crecimiento de la vegetación que extrae nutrientes del suelo y después es cosechada, la disolución de sales en el agua subterránea que migra fuera de la región y otras.

La estructura de la llanura y sus procesos asociados constituyen la organización de la misma, que produce un comportamiento típico para cada caso. El comportamiento típico de la llanura chaqueña, por ejemplo, incluye la ocurrencia de prolongadas inundaciones, debido a que su estructura está caracterizada por suelos impermeables muy planos y una red hidrográfica muy pobre. Sobre ello actúa su variable de transformación más importante; son las lluvias convectivas de gran intensidad, que ingresan grandes volúmenes de agua en cortos períodos. El comportamiento se define como el conjunto de relaciones invariantes en el tiempo: la llanura chaqueña se ha inundado cientos de veces, bajo el clima actual y ello volverá a ocurrir cada vez que caigan grandes lluvias.

En ciertos casos conviene conocer y definir el estado del sistema. El estado es el conjunto de los valores instantáneos de todos los parámetros del mismo; por ejemplo, estado de humedad del suelo, o nivel de agua en los pantanos. Los más importantes desde los enfoques teóricos y prácticos son ciertos "estados críticos" superados los cuales comienzan a actuar nuevos procesos o aumentar desmesuradamente otros. Ejemplos de esto son el nivel de desborde de los cauces de la llanura y el comienzo de la erosión eólica por desecación del suelo.

El cambio de una variable externa provoca reajustes en todos los parámetros del sistema, por ello las llanuras son factibles de caracterizar por su grado de estabilidad, que varía entre límites muy amplios. Los arenales de La Pampa y San Luis pueden sufrir deflación generalizada en una sola temporada de sequía, mientras que la superficie estructural del basalto del sur de Corrientes ha resistido desde el Cretácico a los agentes atmosféricos. En general, se dice que un sistema es "estable" cuando es insensible a pequeñas perturbaciones del ambiente que lo rodea; un sistema "inestable" tiende a alejarse del equilibrio si se lo perturba ligeramente. La llanura de arena de La Pampa es un caso típico de sistemas inestables, pues una vez que la capa superficial ha sido erodada, la vegetación deja de crecer sobre la superficie y se comienzan a formar dunas. Los sistemas estables absorben las perturbaciones (regulación), mientras que los inestables se modifican (adaptación).

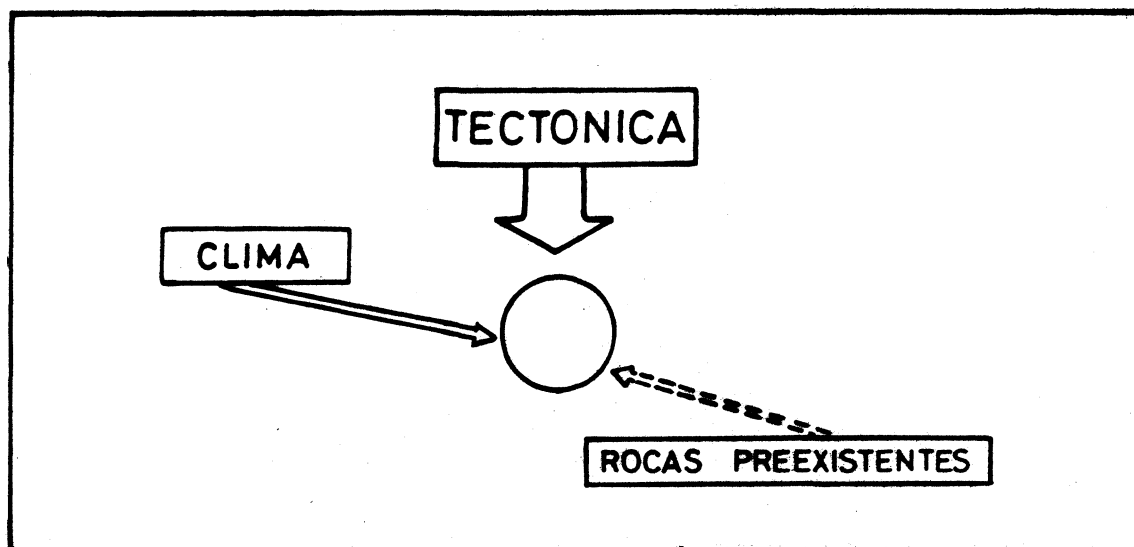
Las llanuras normalmente son áreas de acumulación de sedimentos, cuya mineralogía, granulometría y estructuras permiten reconstruir ambientes y procesos del pasado. Este es un caso típico de "acumulación de información" en la Teoría General de Sistemas; dicha propiedad se denomina memoria. Las llanuras son pues, sistemas con mucha memoria. Los tipos de minerales arcillosos neoformados y los paleocauces son otros ejemplos de información acumulada frecuentemente en llanuras.

La inercia o resistencia al cambio es típica de muchas llanuras. Se refleja en la persistencia de las formas del terreno largo tiempo después de que el clima que los produjo ha desaparecido. Ello puede observarse en amplias regiones del Litoral, donde la geomorfología de las llanuras todavía no se ha adaptado al clima húmedo actual (Iriondo, 1985a).

SISTEMAS EXTERNOS QUE INFLUYEN EN LAS LLANURAS

Las llanuras existen debido a la influencia que ejercen tres grandes sistemas sobre la superficie de la tierra: la Tectónica, el Clima y la Litología de rocas preexistentes (Fig. 1). La intervención de la Tectónica es imprescindible; el Clima está siempre presente aunque su importancia es variable. La Litología

de las rocas preexistentes, por otro lado, solamente tiene influencia en algunos tipos de llanura.



Desde un enfoque geotectónico, las grandes llanuras aparecen en áreas de plataforma (Mescherikov, . Llanuras pequeñas pueden encontrarse también en las fajas orogénicas. De hecho, las llanuras se pueden agrupar en dos grandes conjuntos de acuerdo con su tendencia epirogénica al levantamiento o al hundimiento.

El clima actúa de diversa manera en las llanuras. Cuando existe tendencia al levantamiento quedan expuestas rocas preexistentes a la meteorización y a la erosión. En consecuencia las superficies de las mismas quedan sometidas a los procesos de degradación típicos de los grandes ambientes de la tierra: desiertos tropicales, climas húmedos ecuatoriales o de latitudes medias, tundra, etc. Los productos resultantes dependen del clima y de la roca involucrados: costras ferruginosas, arcillas de mineralogía específica, karst y otros.

En las llanuras con tendencia al hundimiento, la influencia del clima es indirecta: se refleja en los mecanismos de transporte y sedimentación que aportan detritos de regiones vecinas y los acumulan en la llanura. De esta manera se producen arenas eólicas y salinas en los desiertos, llanuras aluviales en las regiones húmedas y carpetas de till en los climas glaciales.

La litología de las rocas preexistentes sólo tiene importancia en las llanuras con tendencia al levantamiento. Constituye un sistema "pasivo", que puede responder de manera diferente de acuerdo al clima a que esté sometido. El ejemplo más claro de dependencia climática puede observarse en las plataformas de caliza, que en climas húmedos desarrollan paisajes kársticos y en climas secos se degradan mediante el retroceso de taludes verticales y erosión retrocedente de quebradas.

CLASIFICACION

Una vez definidas las llanuras, aparece lógicamente la evidencia de que hay varias clases de ellas, cada una con sus materiales y procesos característicos (o sea respectivamente variables de estado y variables de transformación), con su comportamiento, con su inercia y memoria particulares.

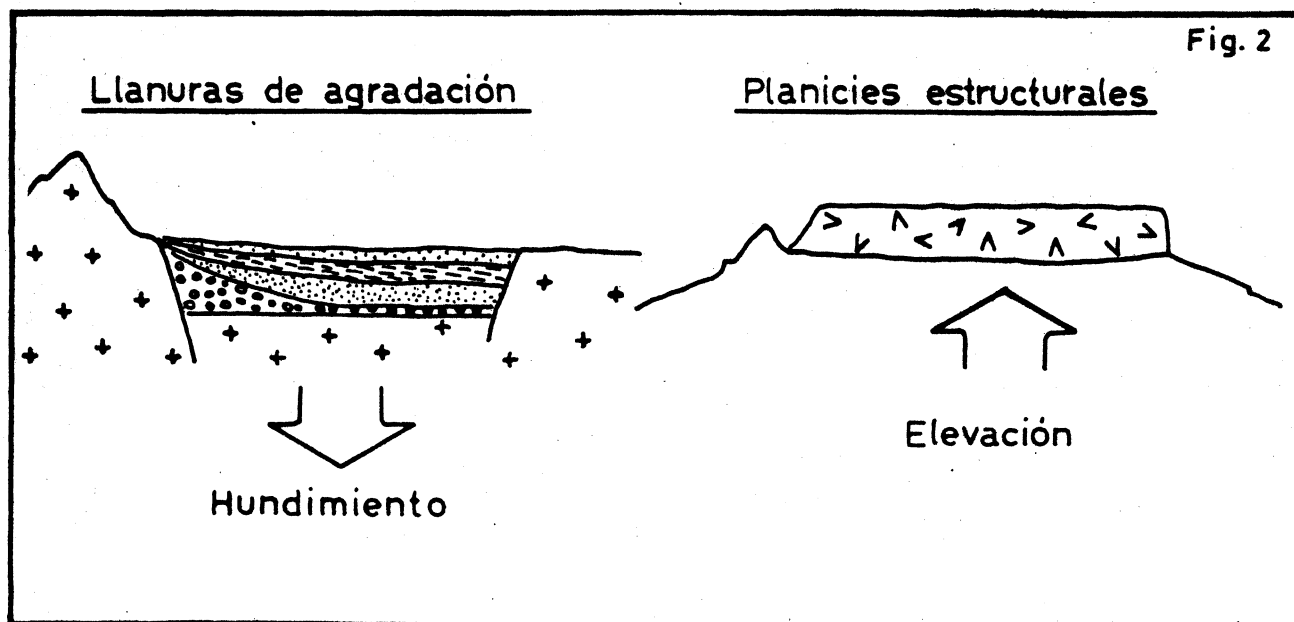
Se hace necesario entonces contar con una clasificación que ordene las diferencias entre las distintas clases de llanuras en forma racional y que las des

criba de la mejor manera posible (Crisci y López, 1983).

No hemos encontrado en la literatura nacional ni internacional una clasificación de llanuras realmente utilizable en nuestro país. De manera que hemos desarrollado una en los últimos años, adaptada a la naturaleza de las planicies argentinas y ajustada a los principios de la Teoría de Clasificaciones. Es de tipo genético, es decir, un ordenamiento fundado en relaciones causa-efecto. Debido a la naturaleza de las llanuras y a los procesos que actúan en ellas, la clasificación resulta de estructura jerárquica y piramidal. Está organizada en varios niveles, cada uno de ellos definido de acuerdo a variables de estado o a variables de transformación. Cada nivel de la clasificación contiene dos o más clases. Las clases de cada nivel se originan por partición de las clases del nivel inmediato superior. Se trata de una clasificación abierta, porque pueden agregarse nuevas clases en cada nivel y también nuevos niveles.

-Efectos generales de la Tectónica (1º nivel)

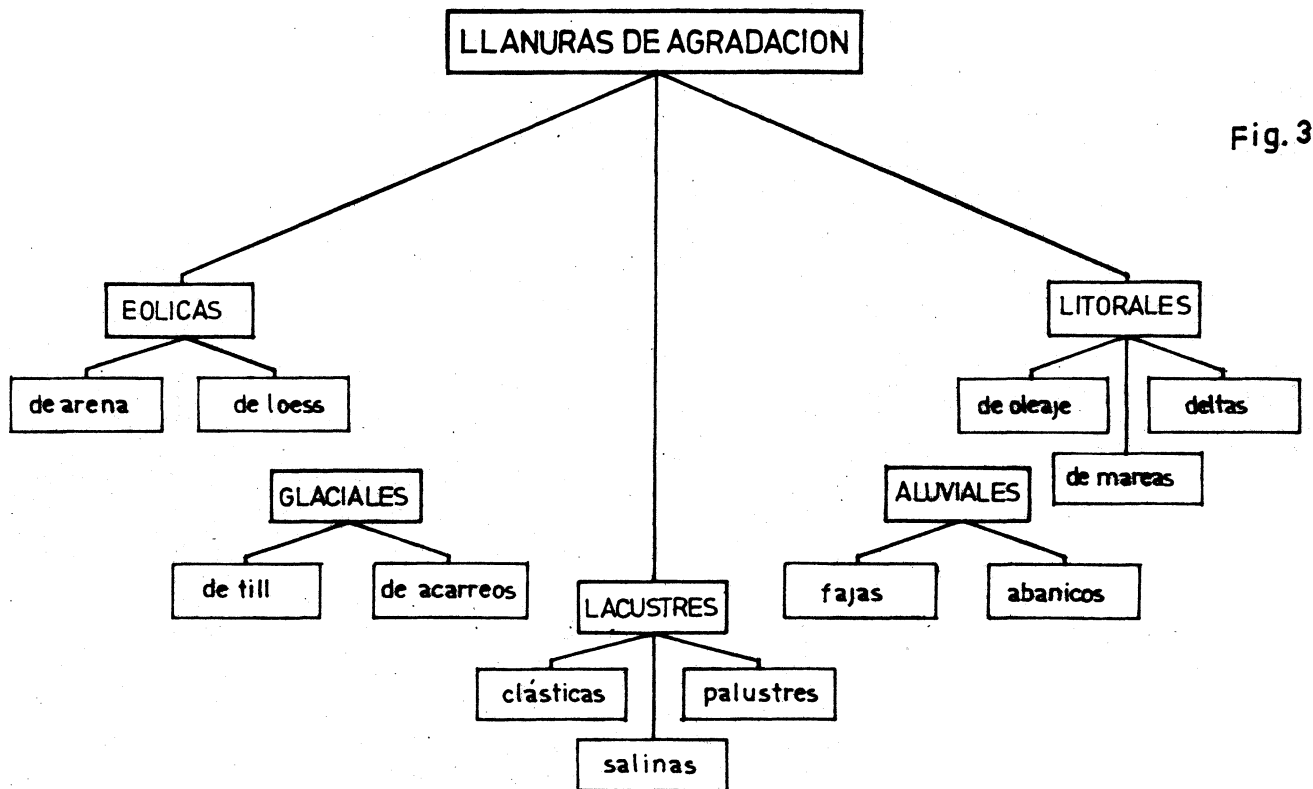
En el primer nivel de clasificación se divide a la totalidad de las llanuras en dos conjuntos, discriminados de acuerdo con la tendencia a la elevación tectónica o al hundimiento (Fig. 2). Las llanuras de agradación están caracterizadas por un hundimiento relativo con respecto a las regiones vecinas. Son áreas donde se produce sedimentación generalizada y donde predominan ampliamente los sedimentos sueltos. La permeabilidad elevada facilita el desplazamiento vertical del agua y los procesos relacionados a ello. Los procesos y formas significativos están vinculados al clima de la región en la mayoría de los casos.



El segundo conjunto está compuesto por las llanuras que poseen tendencia generalizada al levantamiento epirogénico; se trata de las planicies estructurales. Su superficie está formada por una capa resistente a la erosión, generalmente caliza, basalto o costras. La meteorización es el proceso dominante, con manifestaciones subordinadas de erosión. Los productos y formas resultantes dependen básicamente de la litología de la roca superficial, y en segundo lugar del clima. Son planicies estructurales, por ejemplo, las mesetas basálticas de la Patagonia.

-Los ambientes sedimentarios de las llanuras de agradación (2º nivel)

Cuando se considera al conjunto de las llanuras de agradación, se puede observar en el mismo varios tipos de dinámica y de paisaje, que resultan de la presencia de ambientes sedimentarios bien definidos. En este nivel es la pauta más significativa. Por ello, se puede dividir a las llanuras de agradación según el ambiente sedimentario que haya depositado sus estratos superiores y construido las formas de su superficie. El ambiente sedimentario en sí queda reflejado en los cuerpos geológicos superficiales, las geoformas asociadas y sus complejas interrelaciones (Fig. 3).



Desde el punto de vista de la Teoría de Sistemas este segundo nivel está definido por la "estructura" de la llanura, o sea por sus variables de estado. Constituye el nivel fundamental de la clasificación, así como la "formación" lo es en Estratigrafía Física y la "especie" en Zoología. En este nivel se definen las siguientes clases:

*Llanuras Eólicas: Están constituidas por sedimentos medianos y finos acarreados por el viento en climas áridos y semiáridos, tales como campos de dunas y mantos de loess. Su dinámica depende en forma casi exclusiva del régimen de vientos y de la humedad relativa del ambiente. Debido a que el viento es independiente de la pendiente del terreno, la influencia de la tectónica es irrelevante en las llanuras eólicas.

*Llanuras Glaciales: Son formadas por sedimentos transportados y sedimentados por el hielo. Se originan en ambientes glaciales, es decir, en condiciones climáticas extremas. Están constituidas por depósitos heterogéneos y geoformas también heterogéneas, caracterizadas por un micro relieve pronunciado y a veces caótico. En muchas llanuras glaciales la pendiente regional (factor tectónico) ejerce una influencia indirecta.

*Llanuras Lacustres: Están formadas por sedimentos depositados en lagos, lagunas, pantanos y salinas. Se trata de sedimentos finos y muy finos en la gran mayoría de los casos, con estructuras laminares o de estratos finos. Son llanuras muy planas, con procesos sedimentarios que no producen relieve local como, por ejemplo, las llanuras glaciales y algunas eólicas. Aunque las lacustres pueden tener diversos orígenes, las mayores de ellas requieren la presencia de una tectónica activa de hundimiento en un clima árido o semiárido, lo que permite la formación y mantenimiento de un lago (Iriando, 1985b).

*Llanuras Aluviales: Son constituidas por materiales acarreados y depositados por corrientes fluviales. Aparecen en climas húmedos y semiáridos y están constituidas por una amplia gama de sedimentos entre los que predominan los medianos y finos. Los procesos actuantes tienden a producir un relieve local poco pronunciado (albardones, cauces, derrames). El clima tiene una influencia dominante en la construcción de esta clase de llanuras; la tectónica influye de manera indirecta.

*Llanuras Litorales: Aparecen en la faja de contacto entre el océano y las tierras continentales emergidas. En su mayor parte están constituidas por sedimentos medianos, en muchos casos mezclados con pelitas. Sus geoformas típicas son las playas, los canales de marea y cauces deltaicos entre otros, que producen un relieve algo mayor que el de las llanuras aluviales. La naturaleza de estas llanuras depende fuertemente de la tectónica; el clima actúa en forma subordinada.

-Los mecanismos específicos de sedimentación (3º nivel)

Cada uno de los grandes ambientes sedimentarios mencionados en el párrafo anterior está caracterizado por unos pocos mecanismos específicos, fácilmente definibles y altamente significativos desde el punto de vista ambiental, y directamente identificables geomorfológica y sedimentológicamente. Por ello, resulta adecuado definir el siguiente nivel de la clasificación, de acuerdo con los mecanismos específicos de sedimentación.

Las planicies eólicas pueden dividirse en llanuras de arena y de loess.

-Llanuras de Arena: Se producen por acumulación de sedimentos transportados por arrastre y saltación. Ocurren en climas áridos y en lugares donde existen localmente condiciones de aridez. La selección de la arena es muy alta y está caracterizada por dunas de diversos tipos. Ocupan grandes extensiones en los desiertos tropicales actuales, donde los "mares de arena" cubren cientos de miles de kilómetros cuadrados; en la Argentina la llanura de arena formada en el Pleistoceno tardío tiene una extensión de más de 170.000 km² y abarca parcialmente a varias provincias.

-Llanuras de Loess: Están originadas por la acumulación de polvo transportado en suspensión por el viento y sedimentado en forma de manto en regiones peri-desérticas de clima semiárido. Está constituida casi exclusivamente por limo grueso, con porcentajes muy bajos de otras granulometrías. Debido a su composición granulométrica y a su tipo de sedimentación, no produce formas de relieve sino que reproduce las irregularidades topográficas sobre las que se deposita. El loess cuaternario de China tiene una extensión de 440.000 km² cubriendo llanuras y colinas; en la Argentina el loess pampeano se ha depositado sobre más de 200.000 km² de llanura.

Las llanuras glaciales, con una representatividad bastante modesta en América del Sur, pueden separarse en llanuras de till y de acarreo.

-Llanuras de Till: Los grandes glaciales en manto y los glaciales de pie de monte transportan y depositan en forma directa una mezcla caótica de fragmentos,

bloques, partículas y granos de todo tamaño denominada "till". Las carpetas de till suelen tener varios metros y cubren amplias extensiones en el Hemisferio Norte. La superficie de estas llanuras es irregular, con depresiones criogénicas, arcos morénicos y otras formas relacionadas. Al oeste del lago Buenos Aires, en Santa Cruz, se extiende una llanura de till.

-Llanura de Acarreo Glacial: En su sedimentación interviene el agua corriente, además de hielo. Los acarreos poseen cierta selección granulométrica y estructura sedimentaria, especialmente la estratificación. Los eskers, kames y terras kame son típicos de los acarreos. En sentido estricto se trata de llanuras periglaciales. En la Argentina se las encuentra en la zona de Bariloche.

Las llanuras lacustres pueden ser de tres clases: Clásticas, Salinas y Palustres, dependiendo fundamentalmente del clima bajo el cual se desarrollan.

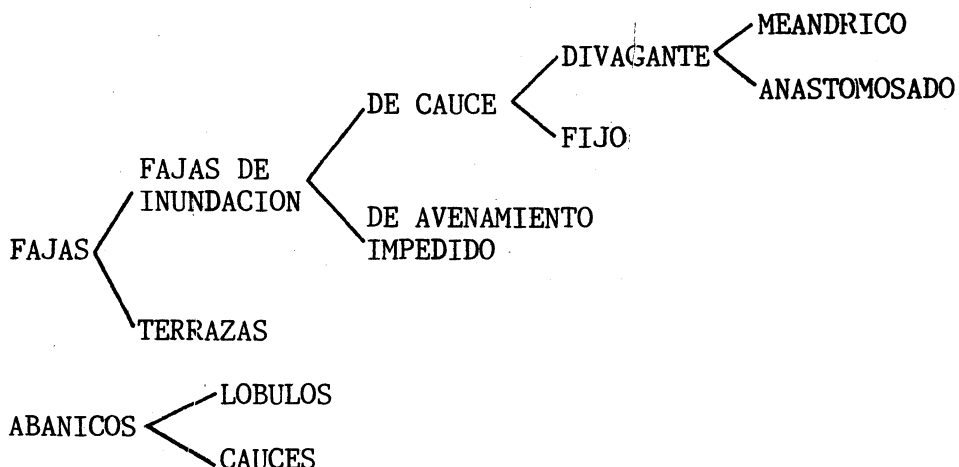
-Clásticas: Están formadas típicamente por sedimentos finos, depositados en estratos delgados y láminas. Este tipo de llanura suele ser de extensión relativamente pequeña y prácticamente horizontal. En los grandes lagos pueden formarse deltas o cordones de playas. Estas llanuras aparecen en climas semiáridos a húmedos; en climas secos se encuentra una variedad: las "playas" de las zonas distales en ciertos abanicos aluviales. El mecanismo responsable de la agradación es el transporte de limo y arcilla en suspensión en las corrientes de agua que alimentan al lago.

-Salinas: Son planicies caracterizadas por la acumulación de evaporitas, entre las que predominan la halita y el yeso. Son típicos de climas áridos como el de la Puna Argentina, donde se encuentran más de veinte salinas de extensión considerable, las mayores de las cuales miden más de 1.000 km² de extensión. El mecanismo específico para la formación de salinas es la evaporación de soluciones concentradas aportadas por aguas superficiales y subterráneas.

-Palustres: Se forman debido a la sedimentación en pantanos. Los pantanos son cuerpos de agua somera, cuya característica dominante es la presencia de vegetación arraigada en el fondo que sobresale por encima del nivel del agua. Cubren grandes extensiones en todos los continentes; en la Argentina abarcan más de 60.000 km², principalmente en la Mesopotamia. Los sedimentos palustres contienen un alto porcentaje de materia orgánica. La estratificación resulta destruida por la acción mecánica de las raíces de las plantas y de los organismos excavadores, produciéndose estructuras sedimentarias caracterizadas por terrones y tubos rellenos de arcilla y limo. La granulometría de los sedimentos es fina. El mecanismo que determina la aparición de pantanos es el crecimiento de plantas palustres en áreas mal drenadas de climas húmedos.

Las llanuras aluviales se pueden dividir en abanicos y fajas, de acuerdo a las características geomorfológicas y sedimentológicas de los depósitos que las forman.

Fig. 4: LLANURAS ALUVIALES



-Fajas aluviales: Son superficies largas y estrechas, dentro de las cuales divaga una corriente fluvial, labrando sus formas sobre sus propios sedimentos. En las fajas predominan en volumen las arenas. Los mayores ejemplos sudamericanos de esta clase son las fajas aluviales del Amazonas y del Paraná. El mecanismo decisivo para la formación de una faja aluvial es la presencia de bloques tectónicos basculados, que mantienen al río en una estrecha faja deprimida, impidiéndole cambiar de dirección y clima húmedo. Sus formas típicas son los cauces y albardones; sus depósitos están generalmente bien estratificados.

-Abanicos aluviales: Son llanuras alimentadas por una corriente de agua que entra en el sistema desde un punto estable o zona restringida y divaga ampliamente aguas abajo, produciendo un patrón distributivo en abanico, con cauces abaniconados, lóbulos de derrame, áreas de bañados, etc. Los sedimentos de los abanicos son más heterogéneos que los de las fajas, y sus geoformas de menor relieve. La llanura chaqueña argentina está formada por los grandes abanicos de los ríos Bermejo, Salado y Pilcomayo. Otro gran abanico aluvial, el del río Tacuarí, forma la mayor parte del pantanal del Matto Grosso en Brasil. Los abanicos aparecen donde una llanura está limitada por una cadena montañosa u otra área elevada; se desarrollan activamente bajo climas semiáridos.

Las llanuras litorales presentan tres clases bien definidas en este nivel: llanuras de oleaje, llanuras de marea y deltas.

-Llanuras de Oleaje: El oleaje, transportando arena mediante mecanismos de deriva litoral, forma sucesiones de playas, albuferas y tómbolos. En ciertos casos se desarrollan extensas planicies de esta manera; un ejemplo típico puede observarse en Río Grande do Sul y norte de Uruguay donde las lagunas de los Patos y Merín están ubicadas en una llanura de este tipo.

-Llanuras de Marea: Se forman en regiones donde el mecanismo dominante en el Litoral es la marea. Los materiales que las constituyen son poco seleccionados predominando la arena arcillosa. Dichos materiales son aportados al litoral desde mar adentro por las corrientes de marea. Sus formas principales son los canales de marea, cauces cortos y extremadamente anchos, frecuentemente ramificados. Los estuarios son un tipo de llanuras de marea. La bahía de Samborombón es la mayor llanura de mareas argentinas.

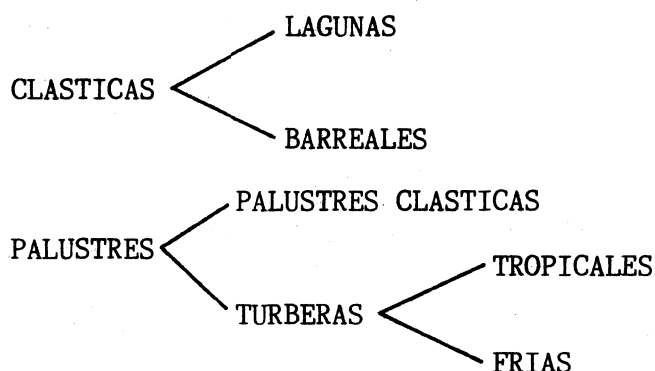
-Deltas: Aparecen en la desembocadura de algunos ríos, en los lugares donde el oleaje y las mareas no alcanzan a redistribuir la carga de sedimentos fluviales. Son cuerpos sedimentarios en forma de abanico, con un patrón distributivo de cauces, que crecen mar adentro. Los sedimentos dominantes son medianos y finos y las formas típicas, los albardones, pantanos y bancos de arena. Los deltas de los grandes ríos del mundo, por otro lado, son complejos de áreas deltaicas propiamente dichas asociadas con playas, lagos, etc. El delta del río Paraná es uno de estos casos, mide 13.500 km².

-Los niveles subsiguientes de la clasificación

La mayor parte de las llanuras descritas en el punto anterior son factibles de ser divididas en dos o más clases genéticamente significativas. Ello depende de la "variabilidad interna" de la clase en cuestión. Los deltas, por ejemplo, forman una clase con amplia variabilidad interna, mientras que las llanuras de loess son homogéneas. Al ser ésta una clasificación abierta, pueden agregársele sucesivos niveles y clases.

En la Figura 4 aparece una subdivisión genética de llanuras aluviales en varios niveles, desarrollada años atrás (Iriondo, 1972). Se presenta también una subdivisión de llanuras lacustres (Fig. 5).

Fig. 5: LLANURAS LACUSTRES



S A L I N A S

-Las unidades asociadas

Teniendo en cuenta que la llanura es un sistema compuesto por varios o muchos elementos interactuantes, se comprende que en la práctica, al estudiar casos concretos de terrenos llanos, las distintas clases de este ordenamiento aparecen "contaminadas" con elementos ajenos. Las grandes llanuras de arena incluyen frecuentemente salinas, los abanicos aluviales tienen áreas de pantanos, las llanuras de oleaje presentan fajas de dunas eólicas, etc.

Estas áreas subordinadas se mapean cuando la escala lo permite, y se consideran unidades asociadas a la clase dominante.

CONSIDERACIONES

La clasificación expuesta en este trabajo fue desarrollada y es aplicada desde 1983 en la elaboración del mapa de llanuras de América del Sur, con más de 1.800.000 km² ya elaboradas en escala 1:4.000.000. También ha sido aplicada en estudios geomorfológicos realizados en escalas 1:500.000, 1:100.000 y 1:50.000 en varias provincias argentinas. En todos los casos ha demostrado que puede describir adecuadamente las áreas estudiadas y que posee buena estabilidad y es satisfactoriamente predictiva.

Al aplicar la clasificación en el mapeo no se han encontrado áreas difíciles de encuadrar o de carácter transicional entre dos clases; ello se debe sin dudas a que las propiedades específicas de las llanuras (procesos, formas, sedimentos) son fácilmente definibles y adecuadas para ser ordenadas en pocas clases claramente discontinuas.

El nivel de resolución de clasificación a ser utilizado depende del grado de detalle en que se trabaje, o sea de la relación existente entre la escala y el tamaño de las unidades de la llanura. La faja aluvial del Amazonas, por ejemplo, permite identificar áreas de avenamiento impedido y depósitos de cauce (5^º nivel en la clasificación, Fig. 4) en mapas en escala 1:1.000.000 (Iriondo, 1982) porque el sistema es enorme. Para llegar al mismo nivel de clasificación en un pequeño río de llanura como el Cuarto de Córdoba se debería trabajar en escala 1:20.000. Para confeccionar el mapa de la Provincia de Santa Fe en escala 1:500.000 se utilizó la clasificación hasta un 4^º nivel, subdividiéndose las regiones de aluviales y de loess en unidades menores de importancia regional.

La llanura chaco-pampeana es una de las grandes planicies del mundo. Tiene más de medio millón de kilómetros cuadrados y se prolonga hacia el norte en Paraguay y Bolivia. Si al sector argentino de esta gran llanura le agregamos las superficies llanas de Co

rrientes y Entre Ríos, resulta una superficie de alrededor de 700.000 km² sometida a la dinámica que analizamos en el capítulo anterior.

Esta llanura está formada en gran parte por sedimentos cuaternarios continentales de decenas de metros de espesor, depositados sobre formaciones terciarias continentales y marinas. Sus rasgos más importantes son de origen estructural.

NEOTECTONICA

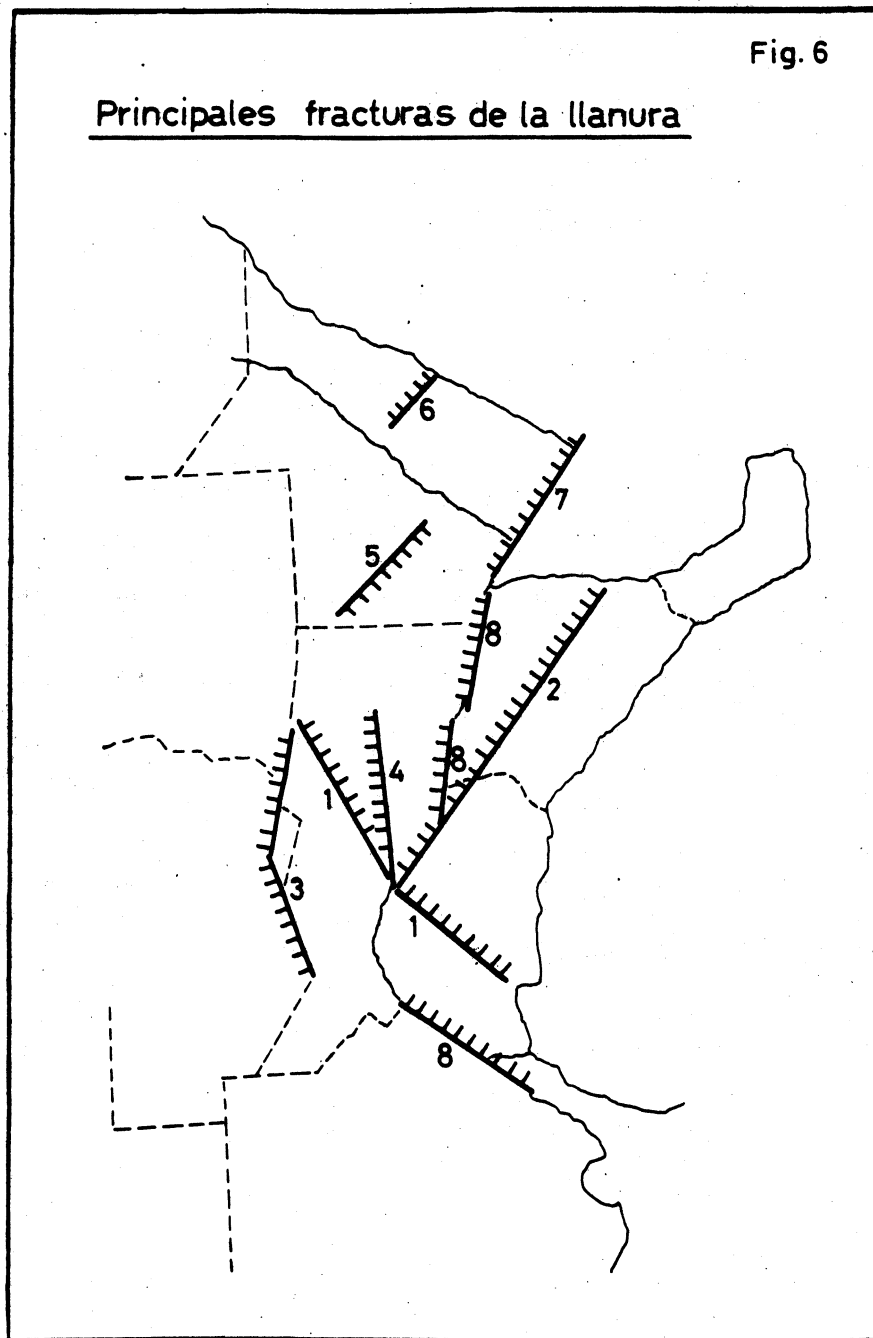
Se engloba con el término "neotectónica" a todos los fenómenos estructurales (plegamientos, fallamientos) producidos en épocas geológicas recientes; el último millón de años según algunos especialistas, períodos menores según otros. En muchos casos los movimientos neotectónicos son reacomodamientos de fracturas mucho más antiguas.

En nuestra región las principales fracturas son las siguientes (Fig. 6):

-La fractura Tostado-Gualeguaychí (1), con dirección noroeste-sureste. Es una de las más antiguas, ya que apareció en

el Paleozoico (Padula y Mingram, 1968). Sufrió movimientos verticales de aproximadamente 40 m en épocas pliopleistocenas (Terciario Superior-Cuaternario). El bloque elevado sudoccidental formó una barrera que impidió la sedimentación de la Formación ituzaingó en el sur de Entre Ríos.

La llanura aluvial del Paraná se angosta claramente al atravesar esta fractura frente a las ciudades de Santa Fe y Paraná, sugiriendo movimientos holocenos. Tanto en Entre Ríos como en Santa Fe, esta fractura separa unidades geomorfológicas claramente diferentes.



-La fractura Ituzaingó-La Paz (2), que atraviesa la provincia de Corrientes de noreste a sudoeste, dividiéndola en dos áreas de aproximadamente el mismo tamaño. La misma existe desde el Plioceno por lo menos y constituye en Corrientes el límite entre las áreas de influencia del río Paraná y los basaltos cretácicos. Tiene una longitud de unos 480 km y se prolonga luego al suroeste a lo largo del río Paraná.

-La fractura Tostado-Selva (3), de aproximadamente 400 km de longitud, corre a lo largo del límite occidental de Santa Fe, desde Tostado hasta el río Carcarañá. Esta falla tiene trazado irregular. Está compuesta por una sucesión de segmentos rectos de 10 a 30 km de longitud, con orientación variable. Topográficamente el bloque oriental es 25 a 30 m más alto que el occidental en Mar Chiquita.

-La falla del río Salado (4), corre a lo largo de unos 300 km en dirección norte-sur a lo largo del meridiano de $60^{\circ}45'W$ en Santa Fe. Su traza también es irregular, está compuesta por segmentos rectos de 5 a 15 km de largo. El bloque elevado también es el oriental. Apareció en el Pleistoceno medio, lo mismo que la fractura Tostado-Selva (Iriando, 1982).

-La fractura Santa Sylvina-Quitilipi (5), se desarrolla en la provincia del Chaco a lo largo de 150 km. El bloque elevado noroccidental posee sedimentos y morfología eólicos; el bloque hundido, formado por sedimentos palustres y con ambiente actual también palustre, es conocido con el nombre de "Bajos Submeridionales". Esta fractura estuvo activa durante el Pleistoceno final y el Holoceno.

-La fractura Patiño (6) se desarrolla de noreste a sudoeste en la provincia de Formosa y se continúa en el Chaco Paraguayo. Tiene más de 200 km de longitud. De acuerdo con los datos disponibles, estuvo activa durante el Holoceno hasta el presente.

-El río Paraguay corre a lo largo del Chaco Paraguayo y Formosa, siguiendo una importante fractura originada probablemente en el Terciario (7).

-El Paraná corre en dirección general norte-sur a lo largo de líneas estructurales. Durante largo tiempo se ha discutido acerca de "la falla del Paraná", de ubicación y características inciertas, ya que los datos de campo son algo confusos y hasta contradictorios.

Lo que sucede en realidad es que este río fluye a lo largo de por lo menos cuatro fracturas mayores y atraviesa también elementos menores. La primera de ellas se extiende desde Corrientes hasta cerca de Goya. Desde Goya-Reconquista hasta La Paz se desarrolla la segunda; desde allí corre a lo largo de la fractura Ituzaingó-La Paz hasta El Cerro, algo al norte de la ciudad de Paraná con dirección noreste-suroeste. Desde allí hacia el sur la llanura aluvial toma un rumbo perpendicular al anterior hasta llegar al delta y al río de la Plata (8).

Las fracturas anteriormente mencionadas limitan generalmente a bloques basculados, que sufrieron elevación en un extremo y hundimiento en el extremo opuesto. Ello indica que la región está sometida a esfuerzos generalizados de compresión.

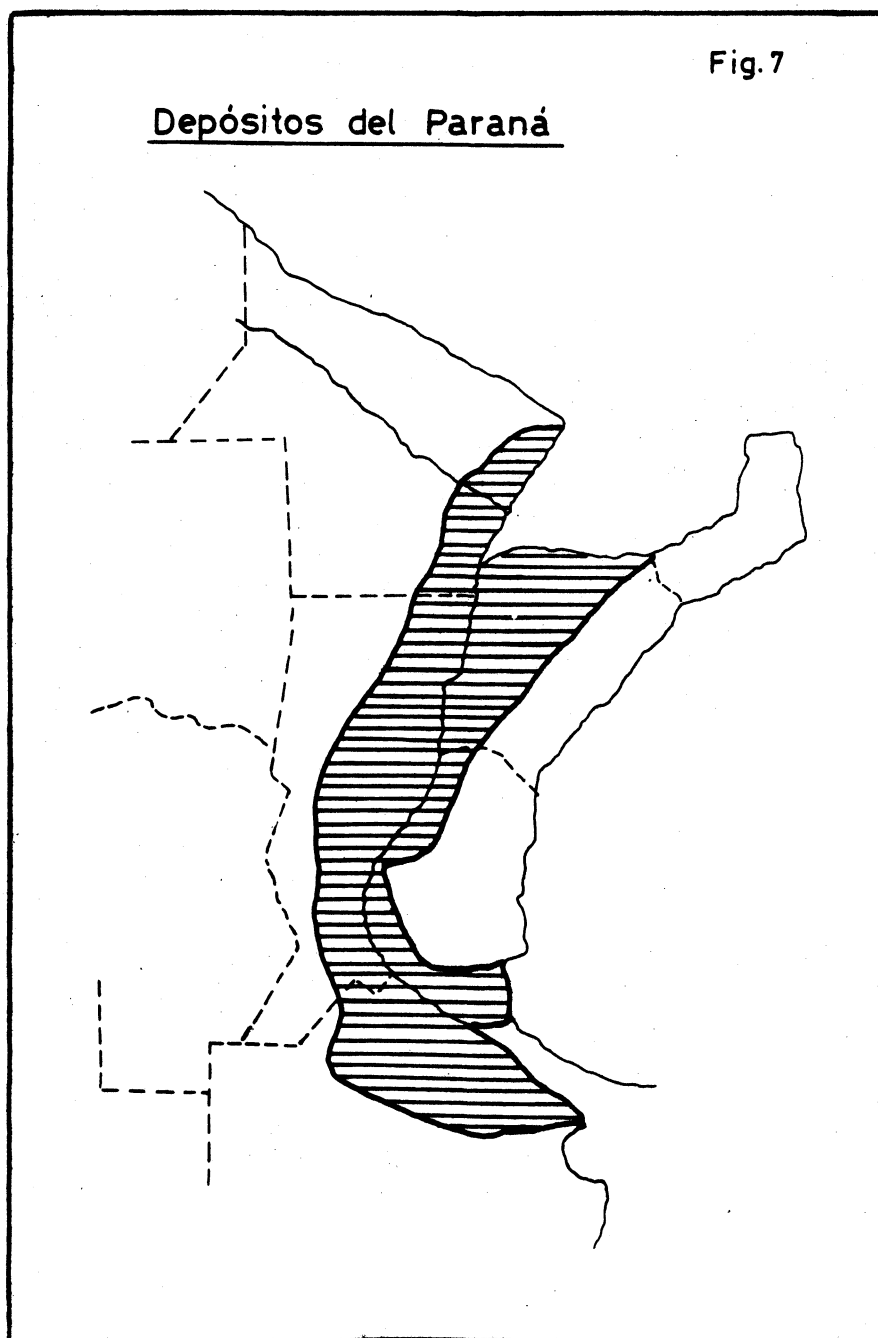
SISTEMAS SEDIMENTARIOS

La evolución geológica y geomorfológica de la llanura argentina durante el Cuaternario está explicada por la existencia de cuatro sistemas sedimentarios bien definidos: el río Paraná, el sistema eólico pampeano, los abanicos aluviales del oeste y la región sometida a la influencia directa de los basaltos cretácicos.

Cada uno de estos sistemas se extendió por la planicie, depositando sus se
dimentos en amplias áreas cuando el clima le fue favorable, y retrayéndose en
períodos desfavorables durante los cuales era parcialmente reemplazado por algu
no de los otros.

-El río Paraná

De acuerdo con los datos de que disponemos, el río Paraná apareció en la
llanura argentina durante el Plioceno; desde entonces y hasta el día de hoy flu
ye por el mismo cauce y desemboca en la planicie por el mismo lugar: en las cer
canías de Posadas.



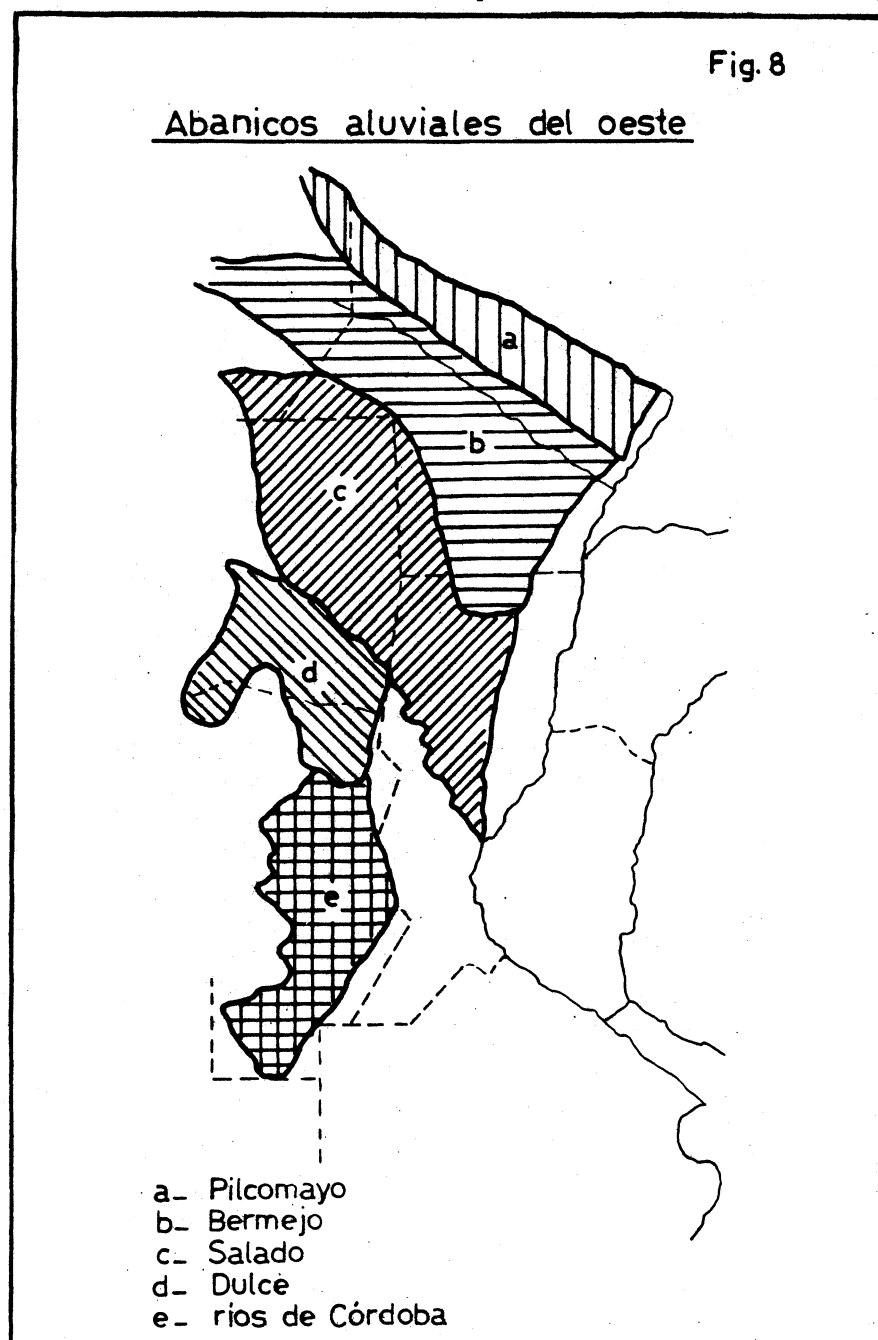
Al llegar a la llanura, el río deposita su carga de arena que trans-
porta desde la alta cuenca. Este proceso for-
mó durante el Plioceno y el Pleistoceno un impor-
tante cuerpo sedimentario: la Formación Itu-
zaingó. Dicha Formación se extiende por el sub-
suelo de Corrientes, Cha-
co, Entre Ríos, Santa Fe
y norte de Buenos Aires
y aflora en las barran-
cas del Paraná desde I-
tuzaingó hasta la ciudad
de Paraná. Está compues-
ta por arenas cuarzosas
finas color ocre, con li-
mos intercalados. En el
subsuelo de Santa Fe y
Buenos Aires constituye
un acuífero de buena ca-
lidad, se la conoce con
el nombre de "arenas
puelches" (Fig. 7).

A lo largo del Pleis-
toceno Superior el Para-
ná corrió al oeste de
su ubicación presente, o-
cupando su actual llanu-
ra aluvial probablen-
te a principios del Ho-
loceno.

-Los abanicos aluvia- les del oeste

Una serie de grandes
abanicos aluviales de
cientos de kilómetros de
superficie se han desarrollado al oeste del cauce actual del río Paraná desde el
Terciario y a lo largo de todo el Cuaternario. Los abanicos tienen sus ápices en
las montañas que bordean por el oeste a la llanura Chacopampeana. Su aparición y
desarrollo están relacionados con ciertos períodos climáticos; durante los inter-
valos de aridez o humedad excesivos su desarrollo fue interrumpido por otros pro-
cesos.

Los cuatro o cinco abanicos aluviales de la región poseen varias características comunes. Una de ellas es la escasa pendiente que en gran parte del área está por debajo del 1:1.000, encontrándose valores de 1:4.000 en el sur del Chaco y norte de Santa Fe. En consecuencia la casi totalidad de los sedimentos que componen los abanicos son limos y arcillas. La arena está limitada a algunas fajas estrechas, depositadas por los cauces principales en épocas húmedas, durante las cuales los abanicos sufrieron erosión. Los depósitos psefiticos son muy reducidos y están limitados a los ápices de los abanicos (Fig. 8).



En la actualidad cada abanico está recorrido por un cauce relativamente estable, excepto en el caso del abanico cordobés y el del Pilcomayo. La zona distal de los abanicos del sur está limitada por lineamientos tectónicos regionales norte-sur que provocan la aparición de grandes lagunas someras alineadas.

El comienzo del desarrollo de los abanicos debe colocarse en el Terciario simultáneamente con el levantamiento de las sierras Pampeanas y sierras Subandinas. Los vértices de los abanicos permanecieron estables durante el Cuaternario, lo que indica que sus cuencas montañosas no sufrieron modificaciones importantes durante ese período. Los movimientos neotectónicos influyen considerablemente en las zonas distales de los abanicos, debido a la escasa velocidad de sedimentación.

-Abanico aluvial de pie de monte de la provincia de Córdoba

Abarca gran parte de la llanura oriental de la provincia de Córdoba. Mide 180 km de largo por 300 km de ancho en su extremo distal. Está formado por la coalescencia de los abanicos de los ríos Primero, Segundo, Tercero, Cuarto, Quinto y numerosos arroyos menores. Los ríos Primero, Segundo y Tercero son antecedentes, es decir, anteriores al levantamiento de la sierra Chica, producido en el Terciario (Gordillo y Lencinas, 1972). El vértice del abanico está ubicado en el

comienzo de los ríos Segundo y Tercero, los dos más importantes del sistema.

-Abanico aluvial del río Dulce

Aparece en la llanura en la zona de Río Hondo, al oeste de Santiago del Estero, y se desarrolla en dirección noroeste-sureste a lo largo de más de 400 km en la provincia de Santiago del Estero. En su parte distal queda dividido en dos grandes ramas por el bloque elevado de Ambargasta y Sumampa. Una de ellas, hacia el oeste, forma la gran salina de Ambargasta de más de 4.000 km² de superficie. La otra, en el este, forma un delta de aproximadamente 75 km de longitud por 75 km de frente con numerosos cauces abandonados que terminan en la laguna de Mar Chiquita. Aunque los desbordes del río o inundaciones del delta son frecuentes, su frente es estable, pues se ha desarrollado en él un amplio cordón de playa.

-Abanico aluvial del río Salado

Es el más extenso de todos, con forma elíptica. Tiene 650 km de longitud y unos 300 km de ancho máximo. Aparece en el codo de Ceibalito, en la provincia de Salta y llega hasta una fractura regional de rumbo norte-sur ubicada en el meridiano de 60°30'W. El río Salado corre actualmente por el borde suroeste de la faja aluvial. Atraviesa la falla Tostado-Selva en la localidad de Tostado.

-Abanico aluvial del río Bermejo

Comienza en Embarcación (provincia de Salta) y termina en el río Paraná. Hacia el norte alcanza aproximadamente el área del riacho Pilagá, en Formosa. Su extremo sur llega en forma de un gran lóbulo hasta cerca de la cañada Los Leones, hacia los 60°S y 28°30'W. Son visibles en su superficie gran cantidad de cauces abandonados relativamente recientes (ríos muertos), que se suceden cada 5 ó 10 km y a veces en intervalos menores. Su dirección general es de noroeste a sureste y cada cauce puede seguirse a lo largo de decenas de km. Están cubiertos por hierbas o pajonal, lo que contrasta con el bosque que cubre la región.

Esta morfología de cauces fluviales es representativa de la mayor parte del Chaco Central. En el extremo sur, el lóbulo que entra en la provincia de Santa Fe está formado por depósitos de derrames posteriormente remodelados por la acción eólica en forma de gran cantidad de hoyas de deflación. El monte de la Viruela es la localidad típica de la unidad.

En la región Charadai, al este del lóbulo de derrames, se estableció (probablemente a fines del Pleistoceno) un ambiente palustre que depositó de 6 a 12 m de arcillas plásticas gris verdosas y castaño rojizas en una superficie de por lo menos 5.000 km². Se trata de un bloque tectónico levemente hundido que ha conservado las características palustres hasta la actualidad.

El cauce actual del río Bermejo no puede en realidad ser considerado estable. Posee intensa actividad morfogenética durante las crecientes y transporta gran cantidad de sedimentos en suspensión (hemos medido concentraciones de hasta 1.800 p.p.m.). La última migración importante del cauce ocurrió aproximadamente 100 años atrás, cuando abandonó un trecho de unos 200 km de extensión.

-Abanico aluvial del río Pilcomayo

Este abanico comienza en Villamontes, en Bolivia, y termina en el río Paraguay a 750 km de distancia. Abarca parte de la provincia de Formosa, desde el riacho Pilagá hacia el norte, y forma gran parte del Chaco Paraguayo.

Los basaltos cretácicos de la cuenca geológica del Paraná tienen una amplia zona de influencia en forma de orla de 250 a 350 km de ancho, que abarca el oeste de Corrientes y toda la provincia de Entre Ríos, donde hay acumulaciones sedimentarias cuaternarias de ambientes aluviales, lacustres y palustres provenien-

tes de sistemas fluviales menores, originados en el escudo. Aparentemente el río Paraná ha constituido una barrera física para los aportes aluviales de este tipo. En el oeste de Corrientes fueron sedimentadas las formaciones Toropí y Yupoi, constituidas por arenas arcillosas, limos arenosos y arcillas arenosas estratificadas de color gris verdoso y rojizo. Fueron depositadas en ambiente aluvial; Toropí en el Pleistoceno medio (edad Ensenadense) y Yupoi en el Pleistoceno Superior (edad Lujanense) (Herbst, 1971; Herbst *et al.*, 1976) (Fig. 9).

La asociación mineralógica es cuarzo-montmorillonita; la asociación de minerales pesados es turmalina-circón-cianita-estauroлита (Iriundo, 1973). Morfológicamente rellenan depresiones del gran abanico aluvial del río Paraná. Se encuentran bien desarrolladas en el sector NO de la provincia. Hacia el sur, en la provincia de Entre Ríos los sedimentos fueron depositados en ambientes palustres, de menor energía. Se trata de arcillas y limos arcillosos plásticos, verdegrisáceos y castaño rojizos, con abundantes concreciones de carbonato de calcio.

En el subsuelo de la ciudad de Buenos Aires, Gonzalez Bonorino (1965) determinó la presencia de sedimentos provenientes del basalto, con asociación cuarzo-montmorillonita. Del mismo origen son probablemente los materiales que originaron los vertisoles del nordeste de la provincia de Buenos Aires, hasta la depresión del río Salado (Tricart, 1973). En la provincia de Santa Fe existen sedimentos de este tipo en el subsuelo, y aflorando ocasionalmente, hasta la localidad de Cullú, aproximadamente 30 km al oeste del cauce actual del Paraná.

De acuerdo con los indicios existentes (Herbst *et al.*, 1975; Frenguelli, 1957) los sedimentos aluviales cuaternarios provenientes del escudo brasileño se extienden en edad desde el Pleistoceno hasta el Holoceno.

-El sistema eólico pampeano

Durante el Pleistoceno final el ambiente pampeano está representado por acumulaciones de sedimentos limosos, homogéneos, de color castaño y con frecuentes concreciones pequeñas de carbonato de calcio. Constituyen los materiales típicos del Cuaternario de la llanura pampeana, cubriendo la mayor parte de la provincia de Buenos Aires, Santa Fe y Córdoba, y extensas regiones de provincias vecinas. Se depositaron en un ambiente general árido o semiárido, con transporte eólico, generalizado y numerosos cuerpos palustres no permanentes. Los sedimentos provenientes de regiones periféricas situadas al sur y al oeste, fueron aportados por el viento mediante transporte en suspensión, en forma de polvo atmosférico o nubes de cenizas volcánicas y depositados lentamente en la región llana con dinámica hídrica muy escasa.

Durante el Pleistoceno final se depositó la Formación Tezanos Pinto de esta manera. Dentro de la homogeneidad general de los depósitos pampeanos, existen tres facies sedimentarias que reflejan los procesos locales a que fue sometido el limo en el momento de su sedimentación. La facies eólica propiamente dicha está constituida por un loess que forma mantos continuos, independientes de las condiciones morfológicas de su piso, sin estratificación, aspecto terroso homogéneo y deleznable depositado en ambiente subaéreo. Su masa está recorrida por finos canalículos ramificados radiformes.

Presenta textura migajosa y concreciones calcáreas nodulares (Frenguelli, 1955). Esta facies se encuentra bien desarrollada en el nivel Bonaerense (Pleistoceno tardío) del norte de Buenos Aires, sur y centro de Santa Fe y sudoeste de Entre Ríos. También está representada en niveles más antiguos y más modernos de la columna cuaternaria pampeana, aunque en cuerpos sedimentarios menores.

Existe una facies palustre bien desarrollada, con estratificación ondulada a irregular, a veces muy débil, coloración castaña más irregular, a veces reemplazada por color gris verdoso y manchas negras de minerales de manganeso. Esta

facies es más heterogénea que el loess, pues hay toda una gama de condiciones de energía en los pantanos. Existen áreas con el agua permanentemente inmóvil, densamente cubiertas por vegetación y zonas de canales relativamente definidos, con escorrentía temporaria, que reciben aportes de agua y sedimentos finos de las tierras emergidas cercanas. Generalmente se hace referencia a esta facies como "loess retransportado".

Muy probablemente las áreas de aguas estancadas recibieron los sedimentos directamente desde el aire como lluvia de polvo, y fueron asimiladas en un ambiente donde las características más importantes son la gran abundancia de raíces de plantas palustres y la actividad de organismos excavadores. En algunos depósitos palustres del pampeano de Santa Fe se observa una estructura de fragmentos irregulares interpenetrados en dos fases muy semejantes. La fase más abundante es un limo castaño amarillento, de textura migajosa, poroso y friable. La otra fase es un limo granulométricamente igual, color castaño oscuro, más duro, más consolidado y menos poroso; se rompe en poliedros pequeños de 1 cm de diámetro y contiene abundante cutanes. Probablemente esta estructura se origina por fragmentación de las capas superiores del suelo durante el crecimiento de plantas con raíces muy abundantes, por ejemplo Cortaderia. Esta facies está bien representada en los alrededores de San Cristobal.

La tercera facies está formada por depósitos de derrame, producidos por arroyadas mantiformes en las áreas con pendientes relativamente elevadas cercanas a las sierras que bordean a la región pampeana. El agua de inundación baja en gran parte de las sierras en forma de aluviones con una carga relativamente escasa de arenas, gravas y rodados. Al salir de la montaña el agua eroda y transporta en suspensión a los limos, a lo largo de kilómetros en la llanura.

Los depósitos resultantes son sedimentos homogéneos, de textura migajosa, porosos y friables, contienen pequeños rodados y gravas dispersas en su masa, a veces lentes de arena. Se trata de una facies torrencial, en la cual la alta selección granulométrica de la masa sedimentaria fue heredada del transporte eólico anterior. Esta facies domina en las áreas que bordean las sierras de Córdoba y San Luis.

Otras facies sedimentarias como fluvial y lacustre son sumamente reducidas.

Durante el Holoceno Superior se estableció un clima seco en todo el noreste argentino. Durante este período se depositó un sedimento eólico típicamente pampeano en toda la región (la Formación San Guillermo), alcanzando el noroeste de Corrientes, este de Chaco y nordeste de Entré Ríos, áreas nunca ocupadas anteriormente por este ambiente. Es un depósito de limo grueso a arena muy fina de pocos decímetros hasta un metro de espesor, de color gris, textura migajosa y abundantes poros y canalículos. Se ha depositado cubriendo uniformemente el relieve anterior, incluso en los amplios ambientes pantanosos del Chaco y norte de Santa Fe.

El espesor disminuye en general de oeste a este. En todos lados se encuentra parcialmente edafizado, con enriquecimiento en materia orgánica y otros procesos pedogenéticos asociados, resultado de las condiciones climáticas actuales (Iriando, 1982).

La composición mineralógica de la fracción arcilla está caracterizada por el predominio de la illita. En los clastos más gruesos la composición varía según la región. En la provincia de Buenos Aires los minerales más abundantes son las plagioclasas. En el centro de Santa Fe el mineral más abundante es el cuarzo (Terruggi, en Frenguelli, 1955). El vidrio volcánico es abundante en el sur y en el oeste; hacia el este disminuye, pero no falta casi nunca. En la Formación Alvear, del oeste de Entré Ríos, el vidrio volcánico es el componente principal.

El conocimiento de los climas del Cuaternario de la llanura argentina es es caso. Los indicadores climáticos corrientes, tales como el polen, no han sido es estudiados. Los análisis disponibles hasta ahora están apoyados estrictamente en el dogma de la validez universal de las cuatro glaciaciones del Atlántico Norte (ver Popolizio, 1980), enfoque que no podemos compartir.

Una interpretación climática de la sucesión de los ambientes geológicos descritos en los párrafos anteriores puede ofrecer un cuadro esquemático (pero sólido) de las oscilaciones del clima en la región (Fig. 9).

Fig. 9

EDAD	PARANA	ABANICOS DEL OESTE	PAMPEANO	MOVIMIENTO DE FRACT.	CLIMA
Holoceno	Llanura aluv. actual y delta.	Fajas aluviales actuales	Fm. San Guillermo	Paraná	Actual
					Arido
					Húmedo
Pleistoceno tardío.		Abanicos	Fm. Tezanos Pinto	Santa Sylvina-Quitilipi	Arido
Pleistoceno superior.		Fajas en el Salado			Húmedo
Pleistoceno medio.			Fm. Rosario	Tostado-Selva Salado	Arido
Pleistoceno inferior	Fm. Ituzaingo			Ituzaingo La Paz	Húmedo

Durante el Pleistoceno inferior los grandes ríos, el Paraná y el Uruguay, depositaron grandes cantidades de arenas muy maduras y bien seleccionadas. Esto indica una intensa divagación de corrientes caudalosas, por lo tanto, un clima húmedo. La madurez mineralógica de las arenas sugiere temperatura alta; suposición que también está apoyada en la introducción generalizada de pigmentos férricos en una etapa inmediatamente posterior.

En el Pleistoceno medio (Ensenadense) el clima fue seco, dominando la sedimentación pampeana, la cual depositó a la Formación Rosario.

En el Pleistoceno superior (Lujanense) sobrevino un largo período húmedo, durante el cual predominó la erosión en el sur de Entre ríos y oeste de Santa Fe, formándose en esas regiones las actuales redes hidrográficas.

El río Salado, en su tramo inferior, divagó formando meandros con radios de curvatura de hasta más de un kilómetro y ancho de cauce de 200 a 400 m, es decir, del doble al triple que el actual cauce. Se formaron amplias llanuras aluviales en los arroyos mayores de Entre Ríos y Santa Fe.

En el Pleistoceno tardío se instaló otro clima semiárido y probablemente frío, depositándose la Formación Tezanos Pinto con un espesor de 2 a 4 m. El

loess cubrió en forma de manto el paisaje anterior, suavizando el relieve y borrando sus formas menores. Las formas mayores fueron parcialmente enmascaradas.

El Holoceno bajo y medio está representado en los arroyos de Entre Ríos por depósitos aluviales de la Formación La Picada, indicando un clima húmedo. El loess bonaerense fue erodado parcialmente en el oeste de la cuenca inferior del Salado, originándose un microrrelieve del orden de 1 m.

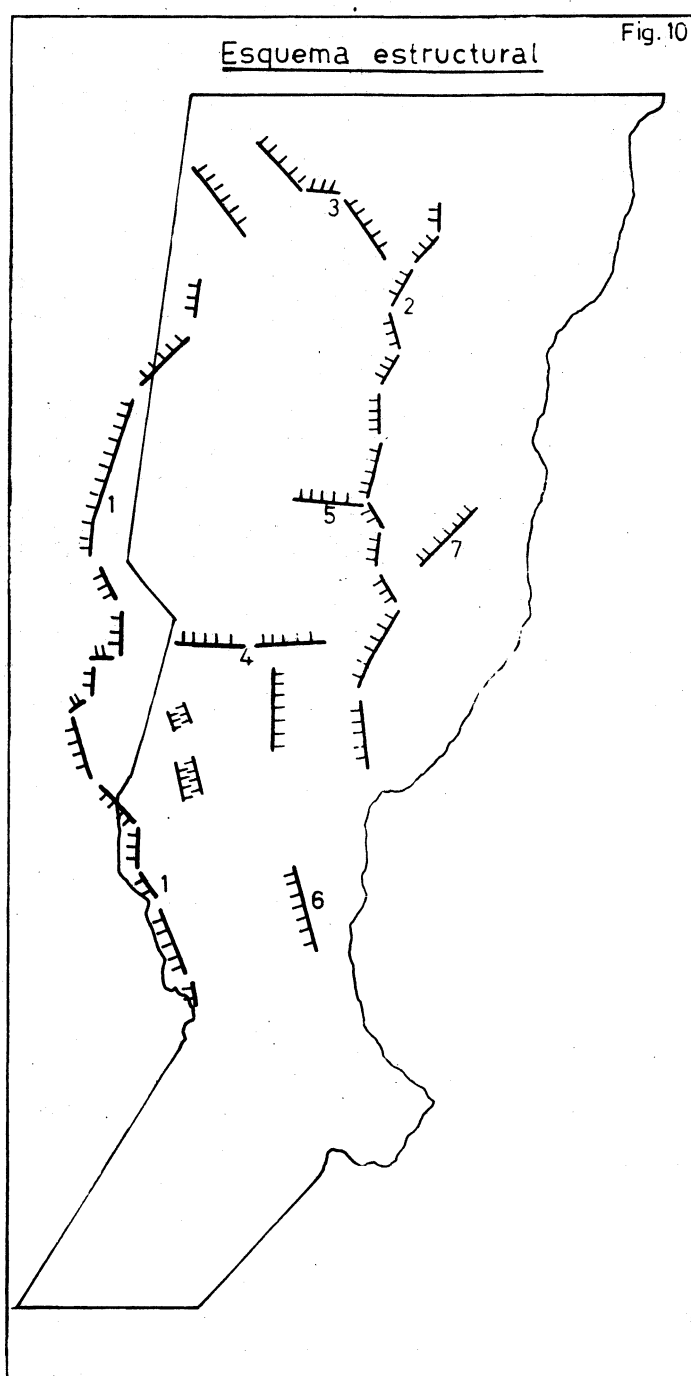
Durante el Holoceno alto, entre 3.000 y 1.000 A.P. (Iriondo, 1981), se instaló un clima árido que depositó la Fm. San Guillermo, cubriendo áreas hacia el noreste que nunca habían sido alcanzadas por el ambiente pampeano.

El clima actual, subtropical húmedo en la mayor parte de la región, produce una dinámica fluvial, con extensión paulatina de las redes hidrográficas y desarrollo de suelos en los interfluvios.

En el paisaje de la provincia de Santa Fe existen evidentes controles estructurales. La provincia está dividida en bloques elevados, hundidos y principalmente basculados, con rechazos de pocos metros. En algunos casos los movimientos sufridos pueden ser acomodamientos modernos de estructuras antiguas, pero en otros se trata sin duda de estructuras cuaternarias (Fig. 10).

De acuerdo a la importancia relativa de las fallas, puede definirse un sistema de fracturas de primer orden. Dicho sistema determina los grandes lineamientos del paisaje, sobre el cual actuaron y actúan los agentes exógenos, tales como el agua y el viento.

Los elementos estructurales de primer orden tienen orientación general norte-sur.



te-sur. Son básicamente dos. El más importante es la fractura Tostado-Selva que corre a lo largo del límite con Santiago del Estero y Córdoba, en varios trechos fuera de la provincia de Santa Fe (1).

Esta fractura aparece algo al norte de Tostado y se extiende hacia el sur hasta el río Carcarañá, a 420 km de distancia. Presenta una traza irregular formada por una sucesión de segmentos rectos de 10 a 30 km de longitud y orientación variable.

El río Salado la recorre un trecho al entrar desde Santiago del Estero y la atraviesa en Tostado. El bloque oriental está elevado unos 25 a 30 m con respecto al bloque occidental en la zona de Mar Chiquita (este segmento en la provincia de Córdoba), formando el límite de la laguna. El bloque oriental sufrió un basculamiento de dirección oeste-este. El arroyo San Antonio-Tortugas la recorre formando el límite Córdoba-Santa Fe, desde Castelar hasta Cruz Alta.

La otra fractura principal corre aproximada-

mente de norte a sur a lo largo del meridiano de $60^{\circ}45'W$, también con traza algo irregular, formado por trechos rectos de 5 a 15 km de largo (2). Aparece en el área de Golondrinas, cerca del límite con el Chaco y se la puede seguir hasta la ciudad de Santa Fe a 360 km de distancia. Estimamos que la edad de estas fracturas corresponde al Pleistoceno Medio (Iriondo, 1982).

Las fracturas de segundo orden tienen decenas de kilómetros de longitud y orientación variable. En el noroeste de la provincia el sistema de fallas tiene direcciones NW-SE y NE-SW. La más importante es la que delimita la cañada de Las Víboras, con 110 km de extensión; se trata también de una fractura de basculamiento, claramente visible en el terreno (3). Dicho sistema se extiende hacia el sur aproximadamente hasta la línea Tostado-Calchaquí.

La región centro-oeste de la provincia presenta un sistema de fracturas de rumbo este-oeste y norte-sur (4). La más importante es la de Sunchales, con 80 km de longitud en la provincia. Se extiende hacia el oeste en Córdoba, donde afecta a la fractura Tostado-Selva, produciéndole un desplazamiento horizontal de alrededor de 5 km en Altos del Chipión. Forma allí el límite sur de la laguna Mar Chiquita, con 30 m de rechazo visible. Dentro de Santa Fe, en el bloque norte (hundido), las cañadas se extienden aproximadamente a 30 km más hacia el este que en el bloque sur. Por la fractura corre la cañada de Sunchales, la cual presenta elementos morfológicos que indican una cierta evolución de tipo fluvial.

En la confluencia del río Salado con el Calchaquí aparece otra fractura importante este-oeste. Tiene una extensión visible de por lo menos 75 km; en el bloque hundido (el norte) se observa divagación de cauces, extensas zonas inundables y grandes lagunas permanentes (La Blanca, Cabral, Palos Negros) (5). El arroyo Las Conchas la recorre de oeste a este a lo largo de 40 km hasta desembocar en el Salado, en el mismo lugar de la confluencia con el Calchaquí y la laguna La Blanca. Una vez que el río Salado atraviesa el umbral en ese lugar, ya no se observan cauces abandonados ni lagunas permanentes hacia el sur.

Entre las fracturas de rumbo aproximadamente norte-sur merece citarse la de Rafaela, con unos 80 km de extensión y 30 m de rechazo (Manavella e Iriondo, indito).

Entre las latitudes de Santa Fe y Rosario se extiende por toda la provincia una zona de bloques basculados. La dirección predominante de las fracturas que los limitan es noroeste-sureste (6). La más importante de ellas forma la cañada Carrizales.

En el sur de la provincia no se observan fracturas de magnitud comparable a las anteriormente descriptas.

Existen lineamientos estructurales menores representados principalmente por cañadas paralelas, muy numerosas en ciertas zonas. La orientación de estas cañadas está en conformidad con las fracturas mayores de cada área.

La fractura Tostado-Gualeguaychú ejerce una influencia de primer orden en la dinámica general de la provincia, atravesándola en dirección NW-SE desde Santa Fe hasta Tostado. Su expresión superficial, sin embargo, es indirecta; está afectada profundamente por la erosión hídrica. Al sur de San Cristóbal, por ejemplo, dicha erosión ha avanzado más de 25 km hacia el oeste. Su traza está acompañada por varias pequeñas fosas rectangulares, de 5 a 15 km de lado y pocos metros de profundidad, donde se desarrollan en la actualidad ambientes palustres y suelos salinos.

Fosas rectangulares de pequeño tamaño son frecuentes en el centro-oeste de la provincia, entre Curupaity y Zenón Pereira. Miden de 20 a 30 km de longitud por 5 a 10 km de ancho. La fosa de Josefina está ubicada entre las localidades de Josefina y Santa Clara de Sagüier. Mide aproximadamente 18 km de largo de nor

te a sur por 10 km en sentido este-oeste. Está surcada por tres cañadas, desconectadas ahora del sistema hídrico superficial. Tiene una profundidad de aproximadamente 2 m.

La fosa de Zenón Pereira es también de forma rectangular; mide 15 km de largo por 6 km de ancho. Se extiende entre las localidades de Zenón Pereira y Estación Clucellas; aparentemente está controlada por las mismas fracturas que la de Josefina. En su interior hay unas pocas cañadas aisladas. Tiene entre 1,50 y 2 m de profundidad. Las fosas tienen en su interior depósitos de la Formación Tezanos Pintos en facies eólica, por lo que se puede deducir que son posteriores al Pleistoceno tardío.

La faja santafesina del Paraná es estructuralmente compleja. En la zona de Reconquista existe una terraza formada por sedimentos areno-arcillosos depositados durante un período hidrológico más seco que el actual. Su nivel es de 2 a 3 m más alto que la actual llanura aluvial. El puerto de Reconquista está constituido sobre dicha terraza. En el extremo norte de la provincia, frente a Las Toscas y Villa Ocampo, los mismos sedimentos se encuentran a un nivel más bajo que las unidades geomorfológicas actuales, evidenciando hundimiento. La amplitud total del movimiento puede estimarse en 4 a 5 m. Los sedimentos afectados son de edad holocena de manera que estimamos la edad de la fractura como Holocena superior. En el Bajo de los Saladillos, en el paraje La Brava, al noroeste de San Javier, cruza una fractura de unos 60 km de longitud, probablemente holocena (7). El mapeo geomorfológico en escala 1:100.000 (Iriando, 1985) ha puesto en evidencia otras fracturas menores.

EL DOMINIO FLUVIAL

El dominio fluvial del Cuaternario santafesino (Fig. 11) abarca el área sudeste de la gran llanura chaqueña que, con características geomorfológicas y ecológicas bastante definidas, se extiende por cientos de miles de kilómetros cuadrados en la Argentina, Paraguay y Bolivia.

La historia geológica de esta región está dominada por la dinámica de los grandes ríos, que en épocas húmedas depositaron fajas arenosas y en períodos semiáridos formaron enormes abanicos aluviales. Existen tres sistemas fluviales en el área santafesina: el del Salado, el del Paraná y el del Bermejo.

-Sistema del Salado

Constituye el tramo final de la extensa faja aluvial desarrollada por el río Salado en la llanura argentina a lo largo del Cuaternario. En Santa Fe ocupa el área principal de los llamados Bajos Submeridionales. Se divide en cuatro unidades geomorfológicas que son el resultado de la interacción entre la dinámica del río, la actividad tectónica y las fases de sedimentación eólica (Fig. 12). Abarca desde los derrames del Bermejo en el norte hasta la línea Saladillo-Las Conchas aproximadamente a los 30° de latitud sur, ya fuera del área mapeada en este trabajo (ver mapa). Se observa un evidente control estructural de dirección NW-SE en sus lineamientos regionales.

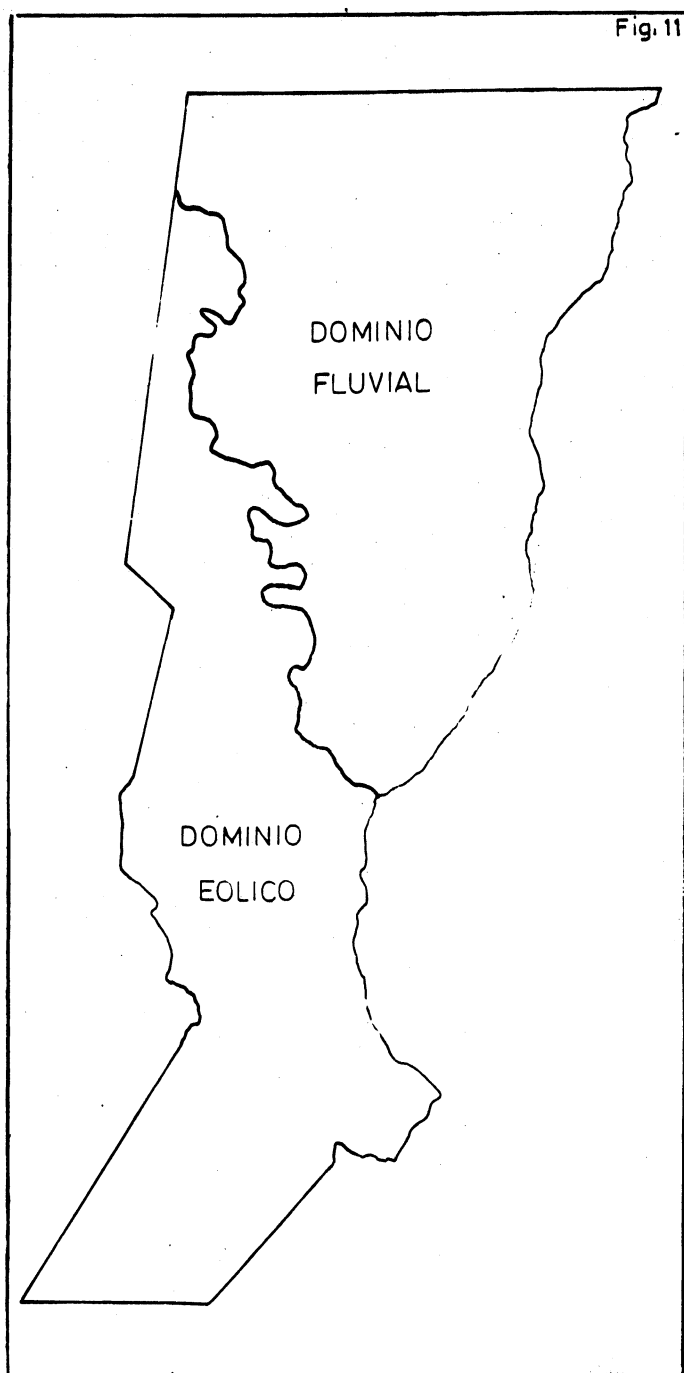
Las unidades geomorfológicas del sistema son las siguientes:

-Área de derrames del Salado (1) (Fig. 12)

Está caracterizada por una gran cantidad de paleocauces del Salado, de dirección general oeste-este; en el sector norte la dirección varía de sudoeste-noreste. De norte a sur mide aproximadamente 140 kilómetros en la zona mapeada, pro-

longándose hacia el sur fuera de la misma. El ancho este-oeste es variable, oscilando entre 20 y 70 kilómetros. Se encuentra inmediatamente al este del área elevada occidental.

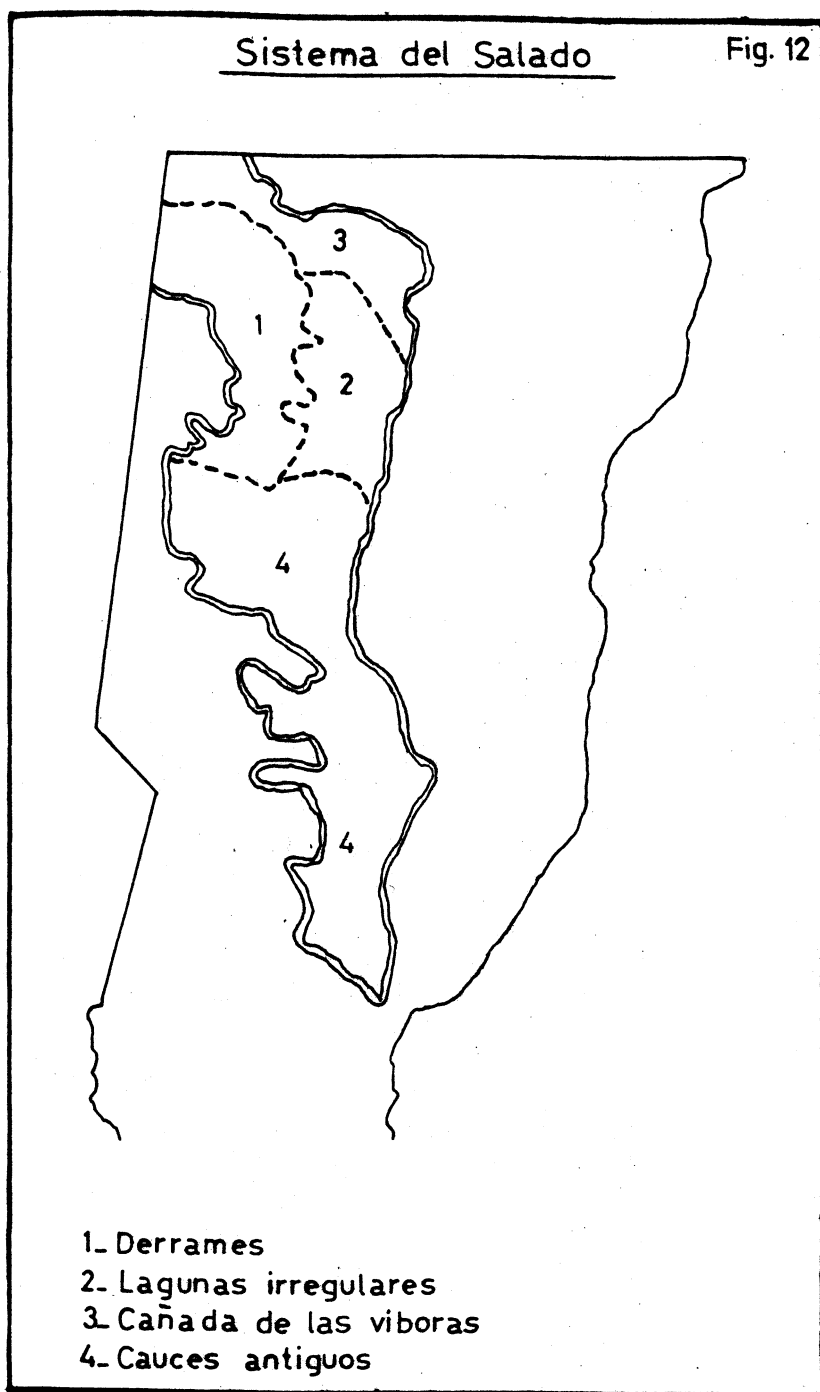
Los paleocauces son de trazado irregular y poco divagantes. En general, su ancho no sobrepasa los 200 m. Están totalmente colmatados, siendo muy difíciles de ubicar en el terreno. Se detectan en su mayor parte como alineamientos de hoyas de deflación, excavadas en una época posterior. Unos pocos de ellos, sin embargo, constituyeron verdaderas llanuras aluviales de 2 a 3 km de ancho. Actualmente los cursos de distinta edad y dirección se presentan parcialmente superpuestos y entrecruzados, en una trama irregular. Algunos de ellos son portadores de agua dulce en los subálveos, lo que les confiere un gran valor potencial en una región con graves problemas de agua.



Regionalmente, se distinguen dos puntos principales de divagación, uno de ellos está ubicado en la localidad de Tostado y el otro en Villa Minetti, unos 80 km al norte.

Las hoyas de deflación son muy frecuentes en esta unidad. Las más pequeñas tienen alrededor de 200 m de diámetro y se encuentran prácticamente colmatadas. Su parte más profunda no excede los 20 ó 30 cm y normalmente se encuentra desplazada del centro de la hoya debido a colmatación lateral. Las hoyas de mayor tamaño de hasta 500 m de diámetro, tienden a estar mejor definidas, con bordes más precisos y profundidades de hasta 1 m. Algunas de ellas conservan agua aún en épocas secas.

Un elemento de real importancia geomorfológica en esta unidad y en esta región en general, son los hormigueros. Se encuentran amplias áreas de kilómetros de extensión, cubiertas en un 20 ó 30% de su superficie por los llamados "tacurúes"



(nidos de *Camponotus* sp.) de 40 cm a 1 m de diámetro y de 40 a 80 cm de altura con forma semiesférica. Están compuestos por sedimento fino endurecido, probablemente cementados por alguna sustancia orgánica. Tienen gran cantidad de tubos y canales ramificados de 4 a 5 mm de diámetro y sección irregular. Evidentemente la cantidad de material removido y alterado de esta manera es enorme.

Existen otros dos tipos de hormigueros en la zona: uno de ellos es una masa porosa, blanda y friable, de hasta 50 cm de altura y de 1,30 m de diámetro. La profundidad que alcanza por debajo del nivel del suelo es aproximadamente el doble que su altura formando una mezcla de terrones de tamaño irregular, menores de 1 cm de diámetro. Se trata de túmulos del género *Acromyrmex*. El otro es un gran túmulo formado por las hormigas del género *Atta*, que será descrita más adelante.

En ciertas áreas se observa un microrrelieve con depresiones alargadas de decenas de metros de ancho y 20 a 30 cm de profundidad, con dirección general oeste-este.

El perfil geológico es un poco diferente al de la unidad anterior, con mayor proporción de arcilla y de ambientes palustres. El carbonato de calcio en nódulos es frecuente a lo largo del perfil. Un kilómetro al este de Villa Minetti existe un corte artificial en una represa, de aproximadamente 1,50 m de profundidad. En la parte superior hay un limo arcilloso gris endurecido, de 20 a 40 cm de espesor que se parte en bloques mal definidos, de aristas redondeadas, de 10 a 20 cm de diámetro. Corresponde a la Formación San Guillermo (Iriondo, *op. cit.*). Debajo de la misma hay unos 30 a 40 cm de limo arcilloso castaño endurecido; se parte en polígonos irregulares de 2 a 3 cm de diámetro. Está en contacto abrupto con la unidad suprayacente. Hacia abajo, un limo arcilloso algo más blando, en contacto tran-

pulverulento en cuerpos de pocos milímetros de diámetro aparece en todo el perfil. También están presentes nódulos y pátinas de manganeso del mismo tamaño y concreciones calcáreas duras. De 30 a 50 cm de profundidad aparecen cristales de yeso. El color es gris hasta 80 cm de profundidad, desde ese punto hacia abajo es una mezcla de castaño y verde grisáceo.

La morfología de la cañada de Las Víboras indica claramente que se trata de un bloque basculado hacia el sur. Dicho movimiento se produjo sin duda en tiempos muy recientes, pues los cauces anteriores al mismo ubicados más al norte aún son definibles en la superficie del terreno. El ambiente de formación de sedimentos fue palustre, lo que se deduce de la presencia de manganeso y de carbonato de calcio.

-Área de cauces antiguos del Salado (4) (Fig. 12)

Comprende una faja irregular de unos 200 km de longitud y 30 a 80 km de ancho con orientación noroeste-sureste. Su borde suroeste está formado por el labio hundido de la fractura Tostado-Gualeguaychú. Está caracterizada por un conjunto de cauces abandonados, labrados por el Salado durante el Pleistoceno superior, durante el episodio húmedo Lujanense. Están excavados en la Formación Puerto San Martín y cubiertos por el loess de la Formación Tezanos Pinto, del Pleistoceno tardío.

Los cauces tienen traza irregular a meándrica, y son de gran tamaño. En el noroeste tienen de 2 a 3 km de ancho, disminuyendo a 1 y 2 km en el suroeste.

Los afluentes principales de la margen derecha, Cululú, San Antonio, Arizmendi y Las Conchas, corren por la parte inferior de los antiguos cauces. En esos tramos el loess ha sido erodado en un episodio climático seco con crecientes violentas y esporádicas, probablemente durante la depositación de la Formación San Guillermo (Holoceno superior). Los paleocauces forman ahora valles anchos, cortos y con barrancas muy recortadas.

El arroyo San Antonio posee un valle de 1 a 1,5 km de ancho que localmente puede llegar a 4 km de ancho. Se observa a los costados del valle una franja de 2 a 5 km de erosión hídrica areal y en cárcavas ya estabilizadas. En su tramo final de 20 km el valle aluvial desaparece, corriendo el arroyo entre barrancas en un valle de erosión.

El arroyo Arizmendi, con una longitud total de solamente 28 km presenta un valle aluvial bien desarrollado en toda su extensión, de 1,5 a 2 km de ancho y barrancas festoneadas por cárcavas estabilizadas. El arroyo Cululú también posee un valle de estas características en su alta cuenca; más al sur el valle se hace más angosto (entre 500 y 1000 m de ancho) y francamente asimétrico, siendo controlado por un sistema de fracturas de rumbo norte-sur y este-oeste en un área bien disecada con relieve moderado.

Aguas abajo de Tostado hay dos paleocauces en la margen izquierda del río Salado actual y paralelos al mismo. 20 km más adelante diverge del cauce actual el arroyo Saladillo, un paleocauce que se dirige hacia el sur a lo largo de 40 km y luego tuerce hacia el este prácticamente en ángulo recto al llegar al límite sur de la gran depresión que recorre. El ancho del paleocauce es similar al del cauce actual, pero es mucho menos tortuoso. Aguas abajo, después de atravesar una depresión, el Saladillo se continúa con el arroyo Las Conchas, paleocauce del Salado de 75 km de longitud con las mismas características que el anterior. Se trataría, entonces, de un sólo paleocauce del río Salado que fue abandonado en un momento de terminado y que ahora funciona en forma más o menos paralela al mismo. La antigüedad del cambio de cauce es pequeña, el episodio fue evidentemente post-Bonaerense, tal vez Holoceno.

Al sur de la confluencia con el Calchaquí los paleocauces observados son más antiguos; están cubiertos por el loess y se los detecta solamente mediante el mapeo detallado de hoyas de deflación alineadas. Entre los arroyos Las Vizcacheras y San Antonio existe una serie de meandros enterrados que se extienden unos 20 km en dirección sudoeste desde la actual llanura aluvial. Hacia el este existen paleocauces en la zona de Marcelino Escalada y Ramayón. Más hacia el sur cerca de Nelson, se detectó otro cauce enterrado; hay otros fragmentos de meandros dispersos en la cuenca. Los meandros enterrados son semejantes entre sí en sus radios de curvatura y ancho de cauces, por lo que puede suponerse que pertenecen a una sola fase de divagación. Estos paleocauces ofrecen gran interés como posibles reservorios locales de aguas subterráneas.

Existen en la cuenca varias lagunas permanentes. En la zona de Huanqueros se encuentran las lagunas La Cabral, Palos Negros, La Verde y El Dentado.

El valle actual del Salado tiene entre 1,5 y 3,5 km de ancho, cauce divagante irregular y albardones bien desarrollados. Desde Tostado hasta su confluencia con el Calchaquí tiene rumbo WNW-ESE, luego dobla hacia el sur.

En el tramo norte, en los últimos 30 km de recorrido, antes de doblar hacia el sur, los albardones tienen de 130 a 150 m de ancho y 1 m de altura o menos. Este elemento aísla completamente el cauce de la planicie, de manera tal que durante las inundaciones no hay conexión entre los mismos. En ciertos trechos se observa entre el albardón y el cauce otro albardón pequeño, de pocos metros de ancho pero casi de la misma altura que el mayor, sugiriendo que el albardón grande fue originado durante un régimen distinto que el actual.

En la zona del nacimiento del Saladillo cerca de Tostado, el cauce del Salado corre por una amplia superficie plana, bordeado por sus albardones, pero sin haber excavado valle. Más abajo en el sector ya mencionado (unos 30 km antes de doblar hacia el sur), existe una faja de 2 a 5 m de ancho de tierras algo más altas asociadas a los albardones que son probablemente antiguos derrames depositados durante las crecientes cuando el agua desbordaba el albardón en algún punto y sedimentaba su carga afuera.

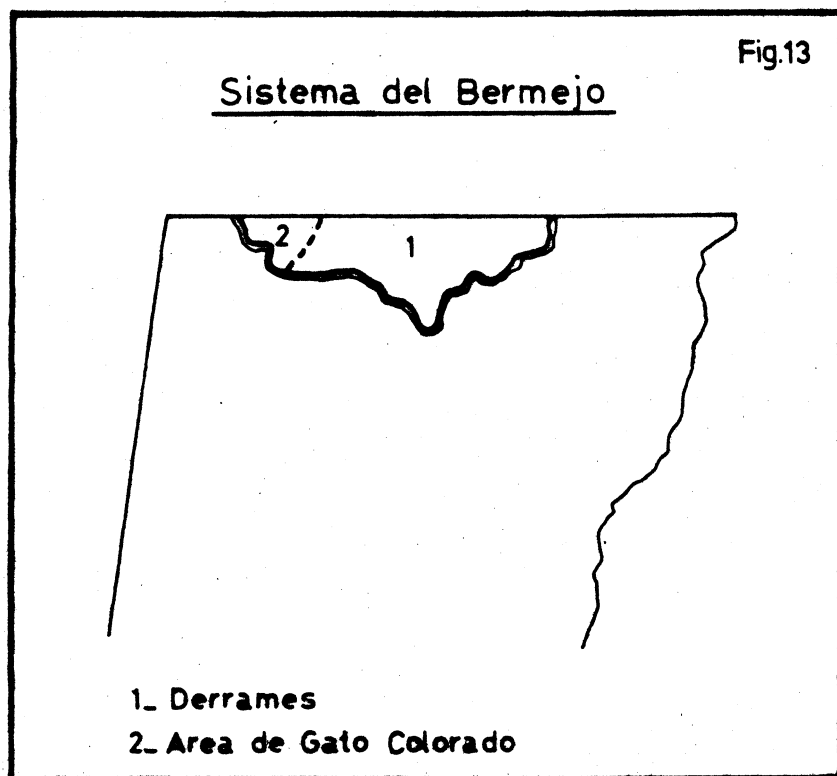
Al sur de la confluencia con el Calchaquí, el Salado corre por una llanura aluvial bien definida, con albardones más estrechos interrumpidos por cárcavas que comunican el cauce con los bañados. Una de las características principales del río en el tramo norte-sur es la presencia de meandros abandonados, algunos de los cuales con características de curvatura, ancho y forma similares a los del cauce actual. Pueden verse otros, bastante disipados, finos y con curvas en ángulos agudos. En algunos sectores se detecta una generación de meandros aún más antiguos, casi completamente borrados por la sedimentación posterior, de amplio radio de curvatura y claramente más amplio que el cauce actual. De estas evidencias puede deducirse que el río corrió por la actual llanura aluvial bajo tres regímenes hidrológicos distintos: el más antiguo con mucha agua, después en condiciones más secas que las actuales (cauce fino, curvas angulosas) y finalmente en las condiciones presentes.

Las zonas bajas, pantanosas, que se encuentran en las llanuras aluviales detrás de los albardones, en el tramo sur forman una sucesión de depresiones definidas, más o menos conectadas entre sí por canales incipientes que en épocas de inundación transportan el agua paralelamente al cauce por trechos variables, hasta que se unen al mismo por alguna cárcava.

El área comprendida en este sistema (Fig. 13) constituye el extremo sur del gran cono aluvial que desarrolló el río Bermejo durante el Cuaternario en las provincias de Salta, Chaco y Formosa (Iriondo, 1984). En el sur del Chaco está constituido en superficie por grandes lóbulos de derrame, de cientos de kilómetros cuadrados compuestos por limos y limos arcillosos donde crece vegetación arbórea y áreas de bañados compuestas por arcillas montmoriloníticas que se endurecen en las sequías y sólo permiten vegetación de pajonal. Los controles tectónicos ejercen una influencia considerable en el paisaje. Este sistema penetra en el extremo norte de Santa Fe en una extensión de 120 km este-oeste y con una profundidad de 30 a 50 km hacia el sur. Las unidades geomorfológicas del área son:

-Derrames del Bermejo (1) (Fig. 13)

Forman el borde distal de los derrames chaqueños. Están constituidos por áreas bajas, frecuentemente inundadas y cubiertas de pajonal, que alternan con fajas algo más elevadas de varios kilómetros de ancho ocupadas por palmares muy dispersos. El contacto entre unas y otras suele ser visible en el campo, donde forma una pendiente muy suave de 500 a 1000 m de longitud. Todo el conjunto tiene orientación general norte-sur. Los paleocauces que produjeron los derrames forman ahora esteros mal definidos, de pocos cientos de metros de ancho, donde se alinean hoyas de deflación circulares. Los únicos dos lóbulos típicos de derrame que penetran en territorio santafesino son el



de La Viruela y El Palmar. Están caracterizados por varios decímetros de limo friable en superficie y la presencia de un monte chaqueño bien desarrollado (quebracho, timbó, algarrobo, etc.).

Sobre la ruta provincial N°30, 25 km al este de Gato Colorado, se realizó una perforación hasta 5 m de profundidad en un bañado. El perfil está compuesto por un limo fino arcilloso, con media granulométrica que oscila entre los 12 y 15 micrones y de 28 a 32% de arcilla. Las fracciones menores del micrón son muy abundantes, entre 17 y 20% del total. El color del sedimento es castaño claro a castaño oscuro con manchas verdes. Entre los 2,90 y 3,90 m aparecieron colores rosados, rojizos, blancos y negros íntimamente entremezclados; los límites entre unos y otros son netos y el tamaño de cada mancha no mayor de 2 mm. A todo lo largo del perfil aparece carbonato de calcio pulverulento, a veces constituye hasta el 20% del total del sedimento. Pátinas y nódulos de manganeso de pocos milímetros de diámetro y restos de materia orgánica con aureolas verdosas de reducción son también comunes.

Asimismo merece destacarse la presencia de frecuentes nódulos limo-arcillosos de 2 a 4 mm y hasta 10 mm de diámetro de forma irregular, a veces recubiertos por manganeso. Su origen es probablemente biogénico.

-Área elevada de Gato Colorado (2) (Fig. 13)

Forma el extremo sur de un bloque elevado que abarca una extensa superficie en el centro de la provincia del Chaco. Dicho bloque está limitado al sureste por una importante fractura que termina, ya con un rechazo muy pequeño, en la cañada de Las Víboras. En el sur del Chaco el bloque elevado está formado en superficie

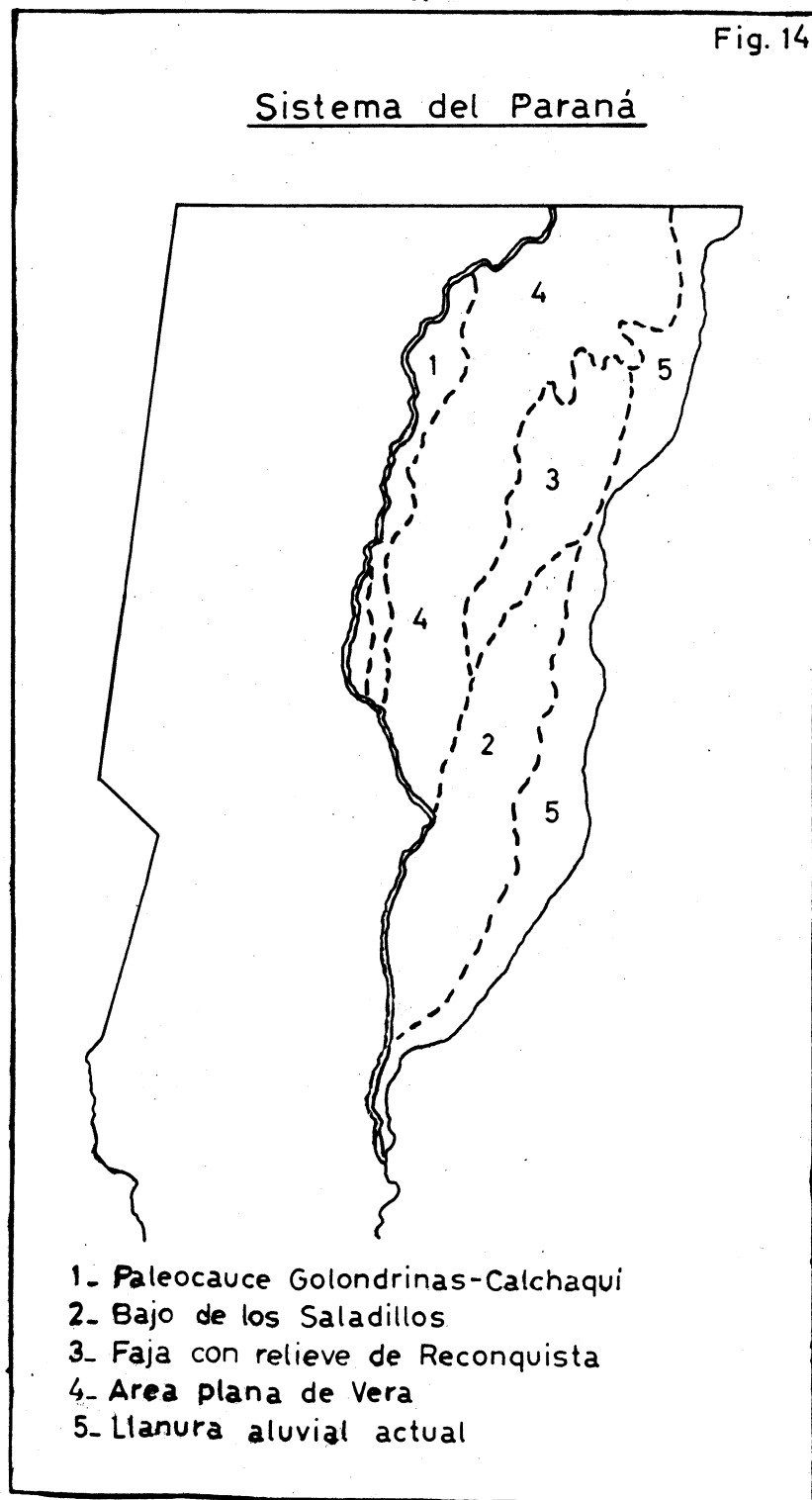
por 20 a 25 m de espesor de loess castaño claro, friable y pulverulento; está surcado por paleocauces de rumbo general SE.

En el área de Gato Colorado se observan sedimentos más finos y compactos; la zona está cubierta por monte chaqueño. Forma una superficie plana, surcada por paleocauces de orientación norte-sur de 100 a 300 m de ancho que se presentan como fajas de pajonal dentro del monte. Su profundidad máxima generalmente es menor de 1 m y suelen estar ocupadas por hoyas de deflación transformada ahora en lagunas someras semipermanentes. Constituyen los reservorios de agua potable de la zona.

La superficie general está cribada por un gran número de hoyas de deflación de 200 a 300 m de diámetro. Las escasas hoyas mayores de 500 a 1000 m de diámetro están transformadas en lagunas semipermanentes.

-Sistema del Paraná

Constituye una faja de 90 a 100 km de ancho (Fig. 14) que comienza en la provincia del Chaco y se extiende hacia el sur cientos de kilómetros hasta la ciudad de Santa Fe. Fue formada por la sedimentación de arenas y pelitas transpor-



tadas por el río Paraná desde el escudo brasileño. Se trata de arenas cuarzosas muy maduras acompañadas por la asociación de pesados circón-turmalina-estauroli-ta. De acuerdo a datos aportados por Morrás *et al.* (1980) domina la montmorillonita en los minerales arcillosos. Geomorfológicamente está caracterizada por paleocauces de diversos tamaños, según los haya formado la corriente principal del Paraná o algunos de sus brazos menores. La mayor parte de esos paleocauces son meándricos y presentan grados diversos de colmatación y enmascaramiento, derivados de procesos locales posteriores a su formación. La actividad neotectónica ha sido significativa en épocas recientes, principalmente provocada por la aparición de fracturas de rumbo norte-sur. Sus unidades geomorfológicas son las siguientes:

-Paleocauce Golondrinas-Calchaquí (1) (Fig. 14)

Se lo puede seguir desde cerca de Cañada Ombú (22 km al sur del límite con el Chaco) hasta la unión del Calchaquí con el Salado, unos 175 km al sur. Fue un cauce típicamente meándrico de grandes dimensiones. Su ancho varía entre 4 y 6 km con radio de curvatura entre 7 y 10 km. Actualmente está colmatado en forma irregular. Está ocupado por una cadena de lagunas permanentes (La Loca, del Toro, del Palmar y otras), cada una de ellas de decenas de kilómetros cuadrados de superficie. El lecho de dichas lagunas está compuesto por arena cuarzosa fina algo arcillosa de color verde. En sus márgenes son frecuentes las dunas de arcilla, constituidas aquí por limos, limo arenoso y en partes por arena fina. Están desarrolladas casi exclusivamente en dirección este-oeste, por lo que se deduce que fueron acumuladas por un sistema de vientos norte-sur. Su altura alcanza a 4 ó 5 m sobre el nivel de la planicie. Tienen pendientes en general suaves, salvo en los lugares donde la erosión litoral de las lagunas las ataca. Las lagunas sirven de descarga a las aguas freáticas de la zona y están interconectadas por un arroyo (Golondrinas-Calchaquí) que solamente en su tramo inferior ha desarrollado un cauce bien definido. Popolizio *et al.* (1978) han encontrado en la laguna El Palmar indicios de procesos morfogenéticos complejos, con movimiento rotacional de las aguas superficiales en el sentido de las agujas del reloj.

El relleno del paleocauce es bastante irregular. En los extremos norte y sur ha recibido pocos aportes exógenos, lo que le ha permitido conservar mejor sus características originales, especialmente en el sector del Estero Grande, al norte de la laguna La Loca. En el tramo central por el contrario, los aportes laterales del Salado casi lo han hecho desaparecer, quedando sólo una sucesión de lagunas pequeñas.

Este paleocauce ha quedado separado del resto del sistema del Paraná por una fractura de rumbo general norte-sur, que lo limita hacia el este y lo recorre en toda su extensión. Las dimensiones del paleocauce y su carácter meándrico indican que se formó durante una época más húmeda que la actual. Después de haber sido abandonado por el río y establecidas condiciones lacustres, sufrió remodelación parcial (dunas de arcilla) en una época de clima seco.

-Bajo de los Saladillos (2) (Fig. 14)

Es una antigua llanura aluvial del Paraná. De acuerdo a los datos disponibles, se trata de la llanura aluvial más reciente antes de la actual. Aparece aproximadamente entre las localidades de Romang y Alejandra (29° a 29°30') y se extiende hacia el sur hasta la ciudad de Santa Fe a más de 200 km de distancia. Es una faja deprimida e inundable de 35 a 40 km de ancho, con borde occidental bien marcado y límite oriental irregularmente definido. Se la mapeó hasta la localidad de Cayastá (31°10'). Está constituida por una superficie general completamente horizontal con algunas hoyas de deflación formadas por depósitos palustres de 2 a 3 m de espesor, que enmascara parcialmente y en grados diversos a los

elementos geomorfológicos fluviales anteriores. Estos pueden dividirse en paleocauces meándricos y paleocauces anastomosados.

Existe un paleocauce meándrico que puede seguirse a lo largo de unos 70 km de 3 a 5 km de ancho y 10 km de radio de curvatura, dimensiones mayores que las del Paraná actual. Está colmatado con la superficie actual sólo unos decímetros por debajo de la superficie general y ocupado por unas pocas lagunas someras relativamente pequeñas. Está ubicado en la parte central de la unidad. También se detectaron paleocauces meándricos más pequeños bastante numerosos, de 500 a 1500 m de ancho que corresponden sin duda a antiguos brazos secundarios del río. En el sur del área mapeada y más aún fuera de ella (hacia el sur), se observa una tendencia muy marcada en estos brazos menores a recorrer diagonalmente la unidad en sentido noreste-sudoeste.

En la margen derecha de la unidad existe un paleocauce bien conservado, de traza recta, de 140 km de longitud y 5 a 10 km de ancho. Por sus características morfométricas y dimensiones se trata de una faja fluvial de régimen anastomosado similar al del actual cauce principal del Paraná. Está relleno por 2 a 3 m de arenas y pelitas laminadas y con estratificación horizontal muy fina de probable ambiente lacustre. Se encuentra en esta faja una serie de grandes lagunas redondeadas y elípticas de hasta 10 km de diámetro mayor. Son las lagunas del Cristal Redonda, del Plata y otras. De acuerdo a las evidencias de campo, estas lagunas fueron excavadas por erosión eólica en los sedimentos laminados hasta alcanzar las arenas finas fluviales subyacentes. Son completamente someras (no más de 1 m de profundidad) pero muy raramente se secan, lo que indica que están alimentadas por el agua subterránea, ya que los aportes superficiales son insignificantes. En el lecho de la laguna Redonda se extrajo un ejemplar de gliptodonte (*Glyptodon reticulatus*. Virasoro com. pers.). Todas ellas están bordeadas al norte y al sur por dunas de arcilla bien desarrolladas de hasta 4 m de altura, compuestas por sedimentos con estratificación mediana a gruesa.

El talud de la margen derecha del Bajo de los Saladillos ha evolucionado considerablemente desde que quedó aislado del río. Actualmente se presenta como una faja de 2 a 6 km de ancho, con dinámica erosiva y relieve considerable, labrado por el loess bonaerense que cubre las tierras altas. Está surcado de oeste a este por pequeñas redes de avenamiento ramificadas y bien definidas ahora estabilizadas. Algunas de ellas tienen cientos de metros de ancho y fondo plano, lo que indica que se desarrollaron en un clima más seco que el actual.

El borde oriental de la unidad tiene características diferentes. Es menos definido y considerablemente más bajo. A la altura de la localidad de Alejandra hay un área de arena fluvial retrabajada por el viento de 17 km de longitud norte-sur por 5 km de ancho. Otra área similar de mayores dimensiones se encuentra en la zona de Helvecia y Cayastá. En superficie tienen morfología eólica bien definida y se encuentran varios metros por encima del bajo de los Saladillos. Se las ha estudiado en detalle en la región de Coronada (Iriondo y Musetti, 1984).

Hay claros indicios de actividad tectónica. Toda la unidad ha sufrido un basculamiento con hundimiento hacia el oeste, lo que está indicado por la edad relativa de los paleocauces y la acumulación de agua en el borde occidental; conforme a ello, el basculamiento comenzó antes de que el Paraná abandonara esta faja. La dirección principal de fracturación dentro de la unidad está trazada por la orientación NE-SW de los paleocauces meándricos secundarios ya mencionados. Una de estas fracturas ha desplazado lateralmente al paleocauce anastomosado unos 10 km en las cercanías de La Criolla. Merece destacarse la magnitud de este movimiento, teniendo en cuenta su edad extremadamente joven.

-Faja con relieve de Reconquista (3) (Fig. 14)

Está caracterizada por un relieve moderado a bajo, levemente convexo, que contrasta con la horizontalidad de las otras unidades. Tiene redes hidrográficas bien definidas; se trata de cuencas estrechas y largas de orientación norte-sur que se alinean paralelamente. Por lo general, los colectores doblan bruscamente hacia el este en tramo final, conformando un patrón constante. Los principales de ellos son Los Amores, Las Garzas, El Rey, Malabrigo y El Toba. El relieve se encuentra en fajas de algunos kilómetros de ancho a lo largo de los valles fluviales. Se observa erosión areal bastante frecuente vinculada a los bordes de los valles y a las cunetas de los caminos, afectando a la Formación San Guillermo. En esos lugares también se producen cárcavas de hasta 2 ó 3 m de profundidad. Las áreas centrales de los interfluvios tienen un relieve sumamente suave, sin erosión visible.

Un perfil realizado en una excavación junto a la Ruta N°40 cerca del arroyo Malabrigo, muestra en superficie a la Formación San Guillermo compuesta por 30 cm de limo pulverulento, gris con cierto porcentaje de arena muy fina. Debajo hay 70 cm de limo fino muy arcilloso con abundante carbonato de calcio en forma pulverulenta y en concreciones de diverso tamaño; el color es castaño claro. Por desecación se parte en polígonos de forma irregular de 2 a 4 cm de diámetro. Debajo aparece un loess pulverulento con el aspecto típico del Bonaerense de la región. Al norte de Las Garzas este perfil es reemplazado por una sucesión de 20 m de arenas cuarzosas finas, grises y amarillas, seguidas hacia abajo por arenas cuarzosas medianas.

Se observan en toda la unidad numerosos paleocauces meándricos secundarios del Paraná, de 1 a 2 km de ancho. Algunos de ellos fueron incorporados a las redes fluviales locales posteriores. En otros casos las redes fluviales siguen lineamientos estructurales rectos, siendo frecuente la sucesión de ambos controles a lo largo de un mismo arroyo. Los valles de los arroyos principales tienen de 2000 a 2300 m de ancho y sus bordes son pendientes considerablemente evolucionadas de 500 a 1000 m de longitud. Actualmente están en un período de reactivación con cauce propiamente dicho solamente en los trechos centrales y finales de los colectores. Aguas arriba de ellos son simples fajas palustres cubiertas de juncos o de vegetación flotante todavía no alcanzada por la erosión retrocedente de los cauces, con 200 a 300 m de bañados en sus bordes.

Los sedimentos depositados en los valles indican ambientes fluviales y palustres. En el arroyo Malabrigo, 100 m al norte de la Ruta N°40, se encuentra en superficie la Formación San Guillermo (14 a 25 cm) seguida hacia abajo por un limo muy arcilloso de 76 cm de espesor (7 a 8 micrones de media) con nódulos de manganeso, color castaño oscuro, estructurado en poliedros irregulares de pocos centímetros de diámetro. Debajo aparece 1,20 m de espesor de limo arcilloso algo más grueso (15 a 20 micrones) color verde, con abundantes cristales y rosetas de yeso en algunos niveles. Se observan en el mismo numerosos canalículos de raíces rellenos de materia orgánica descompuesta, con aureolas de decoloración. En partes presenta grietas de desecación y barnices de arcilla.

En el tramo final del arroyo Los Amores, los depósitos de valle equivalentes a los descriptos anteriormente forman una terraza. El arroyo está desarrollando actualmente una nueva llanura aluvial predominantemente arenosa, formada por depósitos de cauce. La terraza está parcialmente cubierta por bancos de arena depositados en episodios extraordinarios de la fase actual. Debajo sigue 1,80 m de limo arcilloso castaño semejante al del arroyo Malabrigo y debajo del mismo 1,50m de arenas finas interestratificadas con limos arcillosos finos de unos 5 cm de espesor, paralelas y con gran persistencia lateral. Esta facies lacustre puede ser interpretada como la colmatación de un cauce abandonado; constituye el sedimento más antiguo del arroyo. En discordancia erosiva se encuentra debajo la

Formación Ituzaingó, en estratos medianos a gruesos, compactos, de arena mediana a fina algo arcillosa, color amarillento-verdoso.

El arroyo El Rey, cerca de la localidad de Moussy, unos 50 km aguas arriba de la desembocadura, presenta características similares. Corre por una amplia llanura aluvial arenosa, con meandros abandonados en proceso de colmatación y bancos de arena cuarzosa fina, de decenas de metros de largo. La terraza tiene 2 a 3 m de altura y está sufriendo erosión areal con formas dendríticas que con fluyen hacia el cauce.

Los límites de esta unidad geomorfológica son de tipo estructural. Hacia el este limita con la llanura aluvial del Paraná en una traza que se compone de segmentos prácticamente rectos, de 20 a 60 km de longitud. Desde el extremo norte hasta Los Laureles (29°20') se desarrolla en la llanura aluvial una terraza, el talud entre ella y el área elevada tiene una pendiente de aproximadamente 10% y una altura de 4 m. El límite occidental es considerablemente menos marcado, aun que visible en el campo en una transición de 1 a 2 km. Está compuesto por segmentos rectos de 5 a 35 km de longitud (Mapa 2).

-Área plana de Vera (4) (Fig. 14)

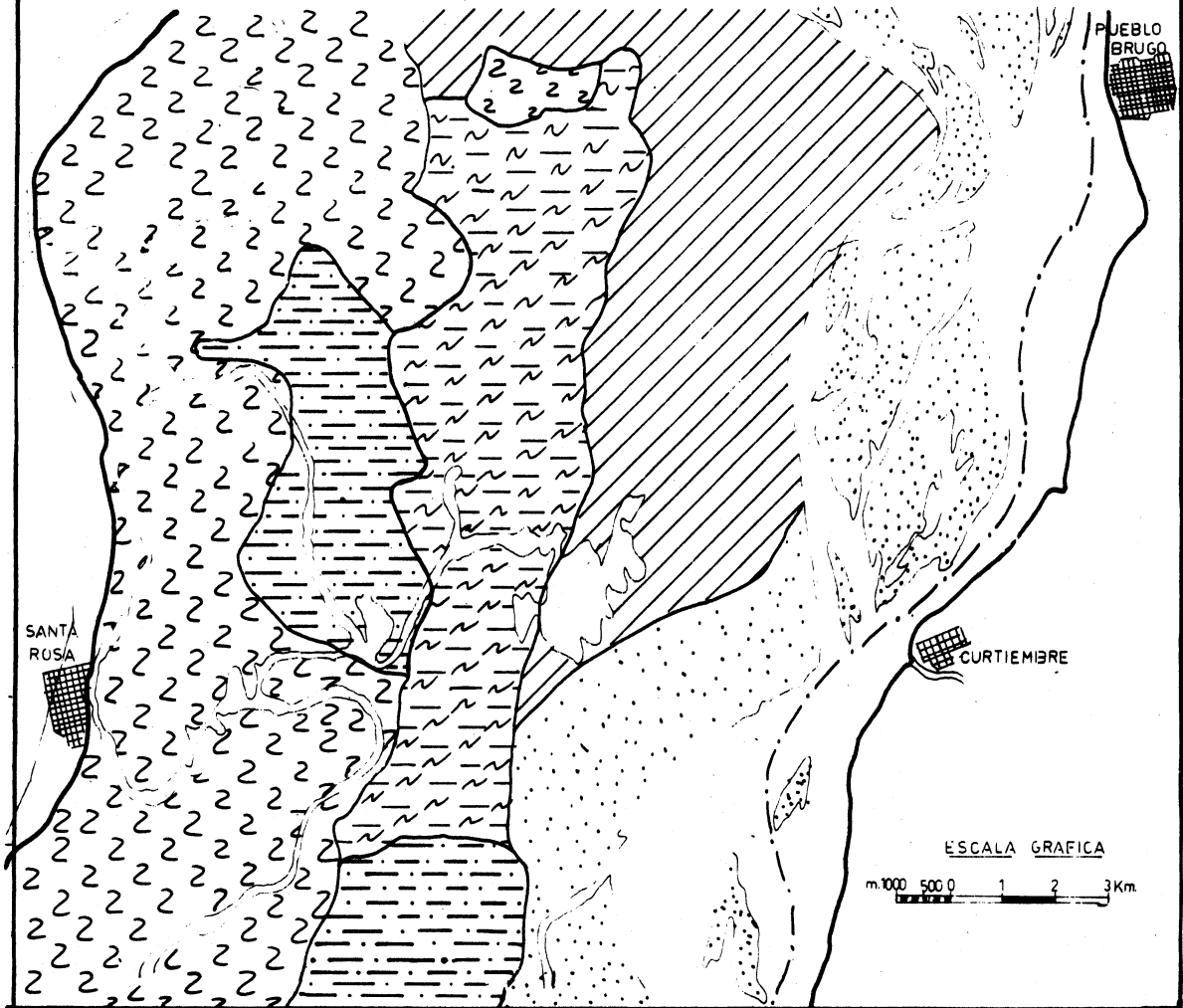
Se extiende entre el área con relieve de Reconquista y el paleocauce Golondrinas-Calchaquí. Está caracterizada por una superficie horizontal con relieve muy escaso, prácticamente no detectable en el campo. Está surcada en sentido noroeste-sureste por los afluentes de los arroyos citados anteriormente, y en sentido norte-sur por algunos colectores. El origen de las redes fluviales es el mismo que el mencionado para el área de Reconquista, si bien el control estructural directo de los cauces es raro. Los valles colmatados son amplios, de 500 a 2500 m de ancho. Tienen sus bordes muy recortados por carcavamiento y fenómenos asociados, ocurridos durante un clima seco, ahora visibles por leves diferencias en el relieve e importantes diferencias en la vegetación.

La reactivación de los valles no ha alcanzado a esta unidad, salvo en los trechos finales de los arroyos Los Amores y El Rey, que son los más importantes. Los meandros abandonados que no fueron integrados a la red fluvial se presentan en el campo como amplias depresiones muy suaves, de 400 a 3000 m de ancho y 1 a 4 m de profundidad con respecto al terreno circundante. Tienen características de bañados, con anegamiento temporario después de las lluvias y sin vegetación arbórea.

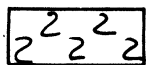
El grado de colmatación de los paleocauces y cobertura general de la superficie aumenta transicionalmente de norte a sur, lo mismo que el número y tamaño de las hoyas de deflación, lo que permite deducir que la actividad eólica ha sido la responsable del incipiente soterramiento. En el sector sur de la unidad se pueden distinguir en la superficie general áreas relativamente más bajas que otras cubiertas esporádicamente por bañados. La diferencia en altitud entre ellas y las áreas "altas" es sumamente pequeña y los declives imposibles de detectar a simple vista en el campo. La distribución relativa de ambos niveles y su posición con respecto a los demás elementos geomorfológicos no permite deducir con claridad su origen.

Los lineamientos estructurales dominantes tienen dirección noroeste-sureste al norte de Vera y noreste-suroeste al sur de esta ciudad. En el extremo norte de la zona mapeada, cerca del límite con el Chaco, fracturas de rumbo este-oeste provocan importantes alteraciones en las redes hidrográficas de Los Amores y el estero Cocherek. El límite entre esta unidad y el paleocauce Golondrinas-Calchaquí está determinado por una importante fractura de rumbo norte-sur que en la latitud de Reconquista está expresada por un desnivel de varios metros y hacia el norte va disminuyendo hasta hacerse imperceptible en la Ruta Prov. Nº30. Esta

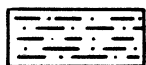
FIG. 15



SECTOR DE LA LLANURA ALUVIAL ACTUAL
DEL RIO PARANA



LLANURAS DE MEANDROS DE BRAZOS IMPORTANTES



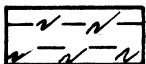
AREAS CON GRANDES LAGUNAS AISLADAS



LLANURAS DE BANCOS ACTUALES



AREAS ALTAS CON LAGUNAS PEQUENAS Y GRANDES



LAGUNAS CON RIACHOS ASOCIADOS

fractura continúa hacia el sur hasta la ciudad de Santa Fe, bordeando el curso inferior del río Salado. Evidentemente, los movimientos tectónicos fueron anteriores al desarrollo de las redes fluviales ahora colmatadas.

-La llanura aluvial actual del Paraná (5) (Fig. 14)

La actual llanura aluvial del Paraná ocupa una amplia faja recorrida por el cauce principal del río, brazos menores permanentes, riachos temporarios y gran cantidad de lagunas, pantanos y bañados.

La primera imagen de este complejo fluvial es visiblemente caótica, pero un estudio sistemático del mismo revela un esquema evolutivo y morfológico de gran interés. Los dos mecanismos de formación y evolución de la llanura aluvial son el cauce y las inundaciones. El cauce tiene gran capacidad de arrastre, sedimentación y erosión, deposita bancos de arena y espiras de meandros (Iriondo, 1972). La inundación sedimenta partículas de limo y arcilla dando lugar a una morfología muy característica.

Forma general: La llanura aluvial del Paraná tiene unos 600 km de longitud. Comienza en la confluencia del Paraná con el río Paraguay a los 27° 25'S y termina aproximadamente a los 33°00'S, algo al sur de la ciudad de Rosario donde pasa en transición a un delta bien desarrollado de unos 250 km de longitud. Su dirección general es norte-sur, en su recorrido atraviesa en forma perpendicular o diagonal varios bloques tectónicos, lo que provoca la aparición de segmentos con distintas pendientes y orientaciones locales. Desde la confluencia Paraná-Paraguay hasta los 28°10' corre unos 75 km sobre un bloque hundido (pendiente hidráulica $4,45 \times 10^{-5}$), ensanchándose desde 13 km en la confluencia hasta 45 km más abajo. El tramo siguiente, de unos 150 km tiene pendientes más elevada ($5,80 \times 10^{-5}$) y un ancho bastante constante, que oscila entre los 25 y 35 km. Desde Reconquista hasta Esquina (30°00'S) atraviesa otro bloque más elevado aún con pendiente de $6,37 \times 10^{-5}$ y de ancho. Desde ese punto hacia abajo entra en un sector compuesto por varios bloques menores; disminuye su ancho desde 40 km en los 30°30'S hasta 12 km en 31°15'S, donde atraviesa una importante fractura de rumbo SW-NE. El siguiente segmento de 14 a 16 km de ancho y 65 km de longitud, termina frente a la ciudad de Santa Fe (31°40'S) en el máximo estrechamiento de toda la llanura aluvial sólo 8 km de ancho. Este estrechamiento también está producido por una fractura regional.

En la mayor parte del tramo Confluencia-Santa Fe el cauce del río corre bordeando la barranca izquierda de la llanura aluvial lo que indica que los bloques tectónicos están inclinados hacia el este. En el último tramo de Santa Fe hasta el ápice del delta, en cambio, el cauce principal cruza la llanura aluvial y corre por la margen derecha de la misma. La llanura aluvial se ensancha paulatinamente desde 25 km aguas arriba hasta cerca de 40 km en el ápice del delta.

El cauce: El cauce del río Paraná presenta un diseño típicamente anastomosado.

Forma una sucesión de trechos ensanchados, en los cuales se divide en varios brazos, continuamente erodados y depositados por los brazos divagantes. Dichos trechos ensanchados, están separados por "estrangulamientos" cortos y bien definidos, lugares donde el río corre por un sólo cauce, ubicados en fracturas transversales. Los estrangulamientos son secciones planimétricamente estables que no han sufrido modificaciones en ubicación desde hace por lo menos 80 años (fecha en que se comenzó a relevar sistemáticamente el río).

Los trechos ensanchados miden de 20 a 30 km de longitud y 4 a 8 km de ancho incluyendo islas y bancos. Los cauces propiamente dichos totalizan en conjunto de 2 a 5 km de ancho total. La profundidad típica oscila entre 5 y 10 m. En los estrangulamientos el ancho del río es menor, entre 0,5 km y 2,5 km y tienen entre 15 y 30 m de profundidad.

Los bancos y meandros actuales: Una faja de bancos de arena fina de forma gros
ramente elíptica, acompaña al cauce del río a
lo largo de toda la llanura aluvial. Está compuesta por arena fina bien seleccionada. Ha sido depositada por el cauce en la fase actual; está sometida a una per
manente dinámica de erosión y sedimentación. Mide de 2 a 7 km de ancho.

A lo largo de la margen derecha de la llanura aluvial, alejada del cauce principal, corre un cauce secundario activo de tipo meándrico que desarrolla am
plias llanuras de meandro en ciertos trechos. La mayor de ellas se encuentra al norte de la ciudad de Santa Fe; mide más de 60 km de longitud por 6 a 8 km de an
cho. Esta unidad geomorfológica está constituida por arena limosa fina.

Los bancos y meandros evolucionados: Pertenecen a una fase muy reciente de la h
istoria de la llanura aluvial, probablente
sometida al mismo régimen hidrológico de hoy en día. Forma fajas discontinuas que no están sometidas a la dinámica constante del cauce y por consiguiente evi
dencian ya un incipiente modelado producido por los procesos de inundación sob
puestos a las formas heredadas. Los bancos de arena originales son menos visibles ap
arece algo de limo intersticial depositado por las inundaciones y se forman pe
queños cauces activos que depositan fajas de meandros finos, con relaciones ra
dio de cobertura/ancho de cauce extremadamente grandes.

Depósitos de inundación: Están caracterizados por áreas planas con numerosas la
gunas someras, pantanos y pequeños cauces adventicios, activos solamente al co
mienzo y al final de las inundaciones. Se extienden por el centro y por la margen derecha de la llanura aluvial a todo lo largo de la misma. Están compuestos fun
damentalmente por dos facies sedimentarias: a) La facies de albardón, car
acterizada por arena muy fina limo arcillosa color ocre y gris verdoso con abundantes moteados y numerosos poros, tubos y moldes de raíces. Posee plasticidad mediana. Los procesos de gleyzación son evidentes. b) La facies de laguna, compuesta por limo gris oscuro con gran cantidad de materia orgánica vegetal en distintos gra
dos de descomposición. Contiene pequeñas cantidades de arcilla y de arena muy fi
na. Es compacta, con porosidad muy baja, salvo que se trate de depósitos muy re
cientes.

Los depósitos de inundación cubren una superficie total de 6048 km². El ma
peo a escalas 1:100.000 y 1:20.000 ha permitido dividirlos en varias unidades geomorfológicas.

Cada unidad representa un estado particular en la evolución desde el primer estadio de morfología de cauce. La evolución presenta dos líneas divergentes, u
na de ellas en áreas que sufren elevación neotectónica y la otra en zonas someti
das a hundimiento.

El primer estadio de la morfología de inundación es en ambos casos el mis
mo: los cauces menores que recorren la llanura de bancos dejan de funcionar, se con
vierten en brazos muertos y comienzan a ensancharse irregularmente en algunas partes formándose pequeñas lagunas.

En las áreas elevadas desaparecen paulatinamente los cauces y las lagunas e
volucionan conforme a su dinámica lenítica, resultando la siguiente sucesión:
Areas con riachos ensanchados Areas con lagunas pequeñas y grandes
Areas altas con lagunas grandes aisladas.

En las áreas sujetas a hundimiento el predominio de pantanos y lagunas es ca
da vez mayor. La sucesión morfológica es la siguiente:
Areas con riachos ensanchados Areas de lagunas con riachos asociados
Areas permanentemente anegadas.

Depósitos antiguos: Están caracterizados en su mayor parte por superficies suma

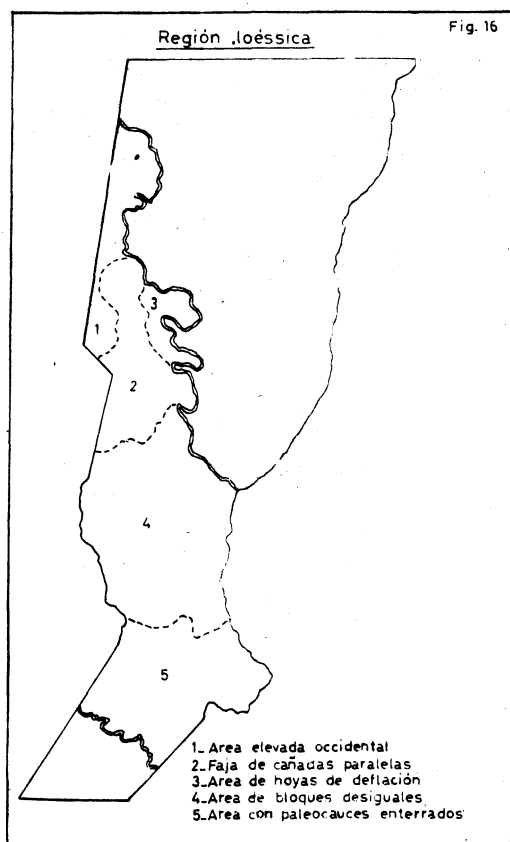
mente planas con un relieve extremadamente suave, prácticamente invisible en escala de campo. Los únicos elementos geomorfológicos detectables son escasos pantanos irregulares de 100 a 300 m de diámetro. Están compuestos por arena mediana de color verde grisáceo con concreciones de carbonato de calcio, de superficie áspera. El sedimento posee numerosos poros y tubos. Presenta intercalaciones de limo arenoso gris con eflorescencias salinas en los afloramientos. Los depósitos aluviales están cubiertos por una capa de limo eólico gris pulverulento. En algunos sectores cerca de Reconquista y de Esquina se desarrollaron campos de dunas, ahora parcialmente disipadas.

Los depósitos antiguos se encuentran desde Confluencia (27°25'S) hasta la latitud de 30°40'S, formando dos fajas discontinuas en ambos márgenes de la llanura aluvial. En el sector norte (hasta los 28°30') se encuentran hundidas con cotas más bajas que las de las unidades geomorfológicas más modernas. En el sector sur han sido elevadas por movimientos neotectónicos, formando ahora una terraza. La diferencia de cota entre ambos sectores es de más de 4 m.

Los depósitos antiguos fueron sedimentados durante una fase hidrológica más seca que la actual, durante la cual el Paraná tenía un caudal mucho más reducido y con concentración de sales más alta que en el presente. La edad de estos depósitos puede estimarse en holocénica media a superior. Los depósitos eólicos que los cubren están datados entre el 3000 y el 1000 A.P. (Iriando, 1981).

EL DOMINIO EOLICO

La región de dominio eólico abarca la mayor parte de la provincia (Fig.11). Se extiende desde las provincias vecinas de Córdoba y Buenos Aires hasta una línea irregular que une las ciudades de Santa Fe y Tostado. Al norte de Tostado existe otra área de este tipo que se prolonga desde Santiago del Estero. En total cubre unos 43.000 km².



Los sedimentos eólicos que forman los metros superiores de la región fueron transportados a la misma por vientos del sudoeste que soplaron durante un clima seco y frío del Pleistoceno final.

En el extremo sur de la provincia el ambiente reinante en esa época fue el de un desierto, en el que se depositó arena en forma generalizada. Figura descrito aquí como "Región Arenosa". Hacia el noreste de dicha región el clima fue menos severo, con características de semiaridez. Las nubes de polvo que llegaban desde el desierto eran fijadas por la vegetación herbácea o de pajonal que existía en la llanura al detenerse el viento. En consecuencia, se formó un manto de loess de espesor variable, entre 2 y más de 5 m que caracteriza a la "Región Loésica". Constituye la Formación Tezanos Pinto (Iriando, 19).

-Región Loésica

Se extiende desde aproximadamente la línea Maggiolo-Venado Tuerto-Teodelina, en el sur (más o menos a lo largo de la Ruta

Nacional N°8) hasta Santa Fe y Tostado. Los depósitos loésicos que la caracterizan han podido ser divididos en cuatro facies sedimentarias que representan distintos ambientes de depositación (Manavella e Iriondo, inédito):

-Facies eólica

Es un loess castaño amarillento (10 YR 5/4) compuesto fundamentalmente por limos finos a gruesos, de estructura migajosa. Pulverulento y muy friable, se disgrega fácilmente entre los dedos. Suave al tacto. Cuando está húmedo cambia visiblemente su color, haciéndose más castaño y pierde consistencia, el barreno lo penetra con facilidad y muchas veces pierde su carga al extraerse. Suele contener en forma errática, concreciones de carbonato de calcio (muñequitas) de formas y dimensiones variables, desde redondeadas y superficies lisas hasta de formas irregulares. Aunque son escasas, también albergan pequeños nódulos negros de manganeso y concreciones. Este es un loess típico, depositado en ambiente subaéreo.

-Facies palustre castaña

Está compuesta esencialmente por limos. Forma cuerpos tabulares y lentiformes, los que se intercalan y alternan con la facies eólica. Está compuesta por dos fases, las que se evidencian en diferencias de color y estructura. La fase más clara, castaño amarillenta, es friable y de estructura migajosa; sus características físicas se asemejan en mucho al loess. La otra fase es de color castaño oscuro (7,5 YR 5/6), es compacto, disgregándose con dificultad bajo la presión de los dedos. Se rompe en pequeños terrones prismáticos, de fractura irregular y aristas agudas. Su interior está surcado por pequeños poros o canalículos de 2 mm de diámetro como máximo. La superficie de estos poliedros se encuentra en muchos casos cubierta por óxido de manganeso en forma de película o de hábito dendrítico los que incluso suelen tapizar sus poros interiores.

Estas dos fases se encuentran mezcladas entre sí y la abundancia de una sobre la otra es variable, dependiendo del medio en el que tuvo su evolución, siendo generalmente más abundante la fase oscura y compacta.

Son comunes en esta facies los nódulos de manganeso, muy compactos, que en ocasiones llegan a tener 2 cm de diámetro, y las concreciones de carbonato de calcio, de formas muy variadas, que llegan a tener 4 cm en su máxima elongación.

Sus depósitos presentan estratificación muy poco marcada, en estratos de 10 a 20 cm de espesor. Su contacto con las otras facies es bien definido y de trazo irregular. La permeabilidad es escasa; en los perfiles de perforaciones se la encuentra seca y delimitando a los mantos de agua. El ambiente de depositación fue de pantanos no permanentes, con temporadas de oxidación subaérea.

-Facies palustre verde

Son sedimentos arcillosos y limosos de color verde (10 YR 5/2) muy duros cuando están secos, fragmentándose al romperse en poliedros de caras lisas y aristas agudas de aproximadamente 1,5 cm. Presentan abundantes cutanes negros y numerosos canalículos de raíces de 1 mm de diámetro, generalmente rodeados por una aureola color café.

Los nódulos de manganeso son de pequeño tamaño y no muy abundantes.

Esta facies se encuentra bien desarrollada en cañadas y arroyos. Su espesor es muy variable, desde pocos centímetros a algo más de 1 m, como consecuencia de las formas tabulares y lentiformes que presentan sus depósitos.

Sus contactos por lo general son netos y claramente discordantes con los horizontes supra y subyacentes. En algunos casos se observa en su techo un pasaje

gradual o zona de transición, donde el color verde disminuye hacia arriba, encontrándose en estas zonas numerosas rosetas de yeso de pequeño diámetro, siendo ésta consecuencia de desecación por evaporación en cuencas cerradas.

En perforaciones se encuentra a profundidades variables, tanto en contacto neto como en transición. Representa a pantanos permanentes, con ambiente reductor.

-Facies castaño amarillenta con nódulos

Son limos gruesos de color castaño amarillento claro. En parte se hacen algo arcillosos.

Presentan nódulos de limo endurecido de pequeño tamaño que pueden alcanzar 1 cm aunque la mayor parte es de 0,5 cm o menores, todos ellos presentan una superficie redondeada o esférica y en su interior gran cantidad de poros.

Su estructura es migajosa, excepto los nódulos que son compactos y duros. La cantidad de nódulos es variable dentro del mismo depósito; en sectores donde son abundantes y de pequeño tamaño dan al tacto la sensación de ser un sedimento arenoso. Son comunes las concreciones de carbonato de calcio pudiendo llegar a ser muy abundantes en algunos sectores. El ambiente de depositación fue subaéreo. En esta facies se encontraron algunos acuíferos de poco caudal; es más permeable que la facies palustre castaña.

Otras unidades geológicas

En la región loésica se encuentran otras unidades geológicas vinculadas directamente al loess del Pleistoceno final. Ellas son tres: la Formación Rosario, las arenas del Salado (ambas en el subsuelo) y la Formación San Guillermo.

-La Formación Rosario

Corresponde al Ensenadense de Frenguelli y Castellanos. Está constituida por limos muy duros, castaño rojizos y verdes, de estructura poliédrica, con bloques de caras irregulares de aproximadamente 2 a 5 cm de diámetro, que forman una superficie de aspecto rugoso. Las concreciones de carbonato de calcio y los nódulos de manganeso son escasos. Presentan un elevado contenido de canalículos, algunos de ellos de 3 cm de diámetro rodeados por una aureola color café.

Su geometría es tabular, pudiéndose ver mantos de color verde o castaños rojizos, claramente separados o mezclados; no siempre están ambos presentes.

Por lo general aparecen grietas verticales rellenas por carbonato de calcio originadas por precipitaciones a lo largo de fisuras de contracción causadas por desecación a través de las cuales penetró el agua. Estas vetas carbonáticas, de 1 cm de espesor aproximadamente, son duras y de superficie totalmente irregular. En corte horizontal se presentan en forma reticular, limitando polígonos de 10 a 80 cm de diámetro. Cuando no se precipitó el carbonato de calcio en estas grietas aparecen rellenas con limo.

Esta Formación forma gran parte de la barranca del Paraná en la zona de Rosario. En la bajada de lanchas de Puerto San Martín se describió el siguiente perfil, de abajo hacia arriba:

#35 cm (aflorantes). Facies palustre verde muy intensa, se rompe en terrones formados por poliedros de aristas bien filosas. Otros poliedros tienen poros de menos de 1 mm. Películas color negro con brillo metálico, pueden formar pátinas o nódulos de 3 a 4 mm. Los poros pueden ser de 1 a 2 mm de diámetro y en partes más abundantes. Las superficies de los poliedros son bastantes brillantes (quizás arcilla). Es bastante friable y migajosa. Espejos de fricción probables, manchas pequeñas color café. Lateralmente pasa a facies de mezcla, hundiéndose la facies verde. Las concreciones negras se hacen más abundantes hacia la parte superior. Carece de arena. El manganeso se encuentra a veces rellenando poros. Un canalículo rellenado con limo verde más claro y más suelto.

#1,70 m. Facies de mezcla constituida por dos fases, una castaña típica formada por limo arcilloso de estructura poliédrica, duro de romper con los dedos. Se rompen en superficies irregulares con abundantes manchas negras de manganeso en forma de películas y nódulos, con grietas de desecación por las que se parten los poliedros. Abundantes canalículos de 1 a 2 mm de diámetro. El manganeso tapiza esos poros. No hay concreciones de carbonato de calcio. Algunos canalículos mayores de 5 mm están rellenos con el carbonato de calcio, tiene forma cilíndrica y son verticales. Hay grietas de desecación de hasta 7 mm rellenas por limo castaño y amarillento; esa grieta es vertical y tiene más de 20 cm de profundidad. Huecos de raíces de varios centímetros rellenas de limo teñido con material negro. La fase es castaño rojiza.

La fase verde ocupa un 15-20% de la parte inferior. Hacia arriba llega al 10%. Forma manchas alargadas verticalmente. Se introducen en los terrones castaños. También forma masas más redondeadas de 4 a 5 cm de diámetro. Las otras tienen 1 cm de diámetro hasta 30 cm de largo. Se originan en raíces muertas que preservan el ambiente reductor. Tienen hasta 1 m de largo. Suele tapizar el contacto entre poliedros y rellenar los tubos mayores. Hay bolsones grandes y chicos, hasta 30 cm de diámetro; en los bolsones esta fase es idéntica a la facies verde de abajo.

Hay contacto irregular con la unidad de arriba y con la de abajo. Son contactos concordantes.

Intercalación en la base del estrato superior; posible ceniza volcánica.

#Entre 1 y 1,70 m. Facies verde similar a la primera, con contacto irregular concordante en el piso y contacto casi horizontal discordante en el techo. En el contacto aparecen gravas y rodados aislados de tosca.

Tiene carbonato de calcio en venitas finas, tabulares, rellenando grietas; tienen 2 a 4 mm de espesor y forman localmente retículos de 2 a 5 cm de tamaño.

#1,80 m. Facies de limo castaño amarillento de textura limosa. Abundante cantidad de nódulos de limo endurecido redondeados de hasta 4 cm de diámetro, lo característico es 1 cm de diámetro, algunos de los cuales presentan barnices de manganeso. Redondeados lisos, en su interior presentan poros de 1 mm o menores. Los nódulos se rompen en caras planas y aristas angulosas. Están en una pasta migajosa, muy porosa, de distribución heterogénea. Los nódulos forman entre el 50 y 70%. En la pasta hay algunos nódulos de manganeso de 2 a 3 mm de diámetro y concreciones de carbonato de calcio blanquecinas, duras y redondeadas. Carece de arena. Talud vertical.

#1,60 m. Facies palustres castaño rojiza con 5% de concreciones de carbonato de calcio duro con formas cilíndricas irregulares de orientación vertical, generalmente aplastadas, con superficie suave, de 1 a 5 cm de diámetro y

hasta 20 cm de largo vertical. Textura limo arcillosa. Estructura poliédrica compacta. Poliedros de 4 cm de caras irregulares, muy porosos, con manganeso tapizando las superficies y en menor medida impregnando. Los poros interiores, de raíces, algunos presentan aureola clara con centro negro, diámetro hasta 1 mm. Es muy parecido a la facies de mezcla, sin el verde.

El manganeso tapiza un tercio de las superficies. Entre los poliedros hay una fase pulverulenta castaño amarillenta, migajosa y friable, forma el 10% de la masa. Talud cóncavo 60-70°. Contacto superior horizontal concordante.

- #5 m. Facies palustre castaño típica del Salado castaño rojiza con abundantes nódulos de limo endurecido redondeados de hasta 2 cm de diámetro, algunos de ellos cubiertos con películas de manganeso; al romerse presentan poros de 1 mm de diámetro. La masa tiene nódulos de manganeso de hasta 1 cm de diámetro. La pasta es friable y migajosa. Los nódulos son los 2/3 de la masa. Tiene algunos nódulos verdes de hasta 5 mm de diámetro.

En la mitad del espesor hay una cubeta de 1,50 m de largo por 0,40 m de espesor rellena de palustre verde, en la parte superior otra cubeta similar de 4 m de ancho por 1,5 m de espesor con poliedros grandes, de más de 10 cm de diámetro castaño oscuro, en una masa clara. Estratificación muy débil, hacia abajo los poliedros son menores. Contacto superior erosivo irregular. Probables paleocauces rellenos con material palustre.

Encima de esta Formación se encuentra la Formación Tezanos Pinto, en su facies eólica. Su color es castaño-amarillenta. Textura limosa. Estructura migajosa, muy friable pulverulenta, con abundantes contenido de poros producidos por raíces de 1 ó 2 mm de diámetro. Contiene concreciones de carbonato de calcio redondeadas de 2 ó 3 cm de diámetro y concreciones ásperas sumamente irregulares. Talud subvertical. Presenta cuevas rellenas de distinto tamaño. El relleno formado por limo laminado más compacto del mismo color. Hay una cueva de 20 cm de altura y 40 cm de ancho.

-Formación San Guillermo: Se trata de sedimentos eólicos depositados en ambiente árido. Esta Formación cubre un área muy extensa a manera de manto continuo sobre la Formación Tezanos Pinto, de tal modo que se lo encuentra sedimentado en los bajos, cañadas y aún en terrazas aluviales donde no fue erosionado. Fue depositada en el Holoceno superior.

Está compuesta por limos gruesos, masivos o con estratificación horizontal, muy poco clara, suaves al tacto y muy friables. Su textura es migajosa y de estructura poliédrica regular de hasta 10 cm, con poros y canalículos pequeños muy abundantes. De color gris cuando seco (10 YR 4/4).

En algunos lugares su aspecto se ve modificado por los procesos edáficos y algo cambiante cuando se depositó en ambientes pantanosos.

Sus límites superan ampliamente los de la cuenca y en general su espesor disminuye de oeste a este. En el canal Morteros-Mar Chiquita puede llegar a 1 m siendo lo característico 30 a 50 cm de espesor en el resto del área.

En esta Formación suele producirse erosión areal generalizada en las áreas de suelos salinos, mediante retroceso de terracillas provocado por flujo hipodérmico del agua de lluvia.

La región loéssica está compuesta por varias unidades geomorfológicas, cada una de las cuales está dominada por un conjunto de formas y sedimentos que le son típicas y que fueron producidos por procesos particulares, dentro del esquema general. Dichas unidades son las siguientes (Fig. 16):

-Área elevada occidental (1) (Fig. 16)

Es un área relativamente alta, plana, con un declive muy leve en sentido NW-SE. Prácticamente no hay elementos geomorfológicos visibles, sólo pueden mencionarse muy escasas hoyas de deflación. Está ubicada en el oeste de la región mapeada, entre la localidad de Santa Margarita y Tostado (aproximadamente 115 km de norte a sur). Su ancho máximo se encuentra a la altura de Pozo Borrado con unos 60 km. Fuera del área mapeada se extiende hacia el sur (Iriondo, 1983) y el oeste. Existen indicios bastante consistentes de que sus límites son de naturaleza tectónica (Mapa 1).

Esta unidad está constituida en superficie por un limo castaño de facies eólica con intercalaciones de limo verde. Se observan moteados ferruginosos débiles y manchas pequeñas de manganeso. Existen cristales de yeso, generalmente menores de 1 mm pero que pueden ser mayores de 1 cm en algunos niveles. En ciertos niveles el sedimento se rompe en poliedros irregulares de varios milímetros de espesor; las superficies de los mismos están ocupadas por barnices gruesos bastante continuos. El limo verde se presenta en niveles definidos de hasta más de 1 m de espesor, acompañado por manchas de manganeso. En otros casos forma nódulos de limo de varios centímetros de largo.

Los limos que forman los metros superiores de esta unidad geomorfológica fueron depositados en su mayor parte por el viento en ambiente subaéreo. Esto se deduce de la homogeneidad del material, falta de estructuras sedimentarias y alta porosidad. Los estratos de limo verde con nódulos de manganeso son indudablemente de origen lacustre, mientras los nódulos o manchas del mismo color probablemente se originaron en decoloraciones producidas por la descomposición de materia orgánica alrededor de raíces muertas y de otros restos vegetales. Llama la atención en estos sedimentos la casi completa ausencia de carbonato de calcio, lo que podría atribuirse a la ausencia de procesos pedológicos estables y bien definidos.

La presencia de moteados de hierro en todo el perfil hasta varios metros de profundidad permite deducir que las inundaciones generalizadas que ha sufrido la zona en los últimos años no han sido un episodio extraordinario, sino que se trata de un fenómeno recurrente.

En el sector meridional el límite occidental de la unidad está formado por el talud de la falla Tostado-Selva, que frente a Mar Chiquita tiene 25 a 30 m de altura. El talud presenta un trazado bien definido, en trechos rectos de 10 a 30 km de largo desde Mar Chiquita hacia el norte, hasta unos 10 km de Selva. Desde ese punto hasta Tostado la escarpa es más baja, menos definida y de menor pendiente. A la altura de Brinckmann hay una fractura de rumbo este-oeste que provoca el ensanchamiento de esta unidad geomorfológica hasta cerca de la localidad de Sunchales, pasando de 15 km a 60 km de ancho al sur.

-Faja de cañadas paralelas (2) (Fig. 16)

Está caracterizada por un sistema bastante denso de cañadas paralelas y subparalelas. Se extiende al este del área elevada de Tostado desde la latitud de Tostado hasta Rafaela, a 200 km de distancia. Su ancho es bastante variable, entre 20 y 70 km. La forma general de esta unidad geomorfológica es alargada en sentido nornoroeste-sursureste. Su morfología obedece a que existe una pendiente definida de rumbo suroeste-noreste en la mayor parte de la unidad. Desde Suncha-

les hacia el sur, por efectos de la fractura Brinckmann-Sunchales, la dirección de la pendiente se hace oeste-este.

Las cañadas presentan un patrón subparalelo, observándose diferencias morfológicas entre ellas en tamaño, forma y grado de definición de las orillas. En general miden entre 150 y 400 m de ancho y de 10 a 50 km de largo. Tienen orillas de pendientes muy suaves, más que bordes definidos se observan en el campo fajas de transición entre las cañadas y las tierras más altas. Prácticamente todas las cañadas son rectas o en curvas de ángulo poco pronunciado. Algunas de ellas son asimétricas, con pendiente mayor en la margen derecha, lo que indica un movimiento muy suave de basculamiento de los pequeños bloques que determinan la aparición del patrón subparalelo de avenamiento. El grado de definición de las cañadas se va modificando paulatinamente de norte a sur. En el norte, entre Tostado y Hersilia hay un trecho de alrededor de 10 km de longitud alto y sin cañadas. Después hay un tramo de 35 km hasta Curupaytí, caracterizado por cañadas largas, de 25 a 35 km de longitud y separación entre 1 y 2 km. De Curupaytí a Sunchales las cañadas son menos numerosas pero ya presentan una tendencia incipiente a integrarse en redes hidrográficas. Esta tendencia se define claramente más al sur, donde las cañadas están conectadas entre sí formando la red de afluentes de Las Prusianas, en la margen derecha del Cululú. Esta variación en la naturaleza de las cañadas refleja un acentuamiento de las pendientes de norte a sur, que varía desde valores muy bajos en el área Tostado-Ceres hasta el 2% en una zona cercana a Rafaela. En épocas de grandes lluvias las cañadas transportan considerable cantidad de agua. Varias de ellas han sido canalizadas; en ciertos casos los canales acarrear importantes cantidades de sedimentos en suspensión y poseen un visible poder erosivo.

-Área de hoyas de deflación (3) (Fig. 16)

Es una unidad geomorfológica pequeña, de forma irregular, que se encuentra en la parte central de la cuenca. Su característica sobresaliente es la gran cantidad de hoyas de deflación de 200 a 300 m de diámetro. Las dimensiones mayores del área son 75 km de norte a sur y 55 km de este a oeste, aunque presenta profundas involuciones que hacen disminuir considerablemente su área. Es una zona caracterizada por una pendiente general que oscila alrededor del 0,5% en sentido oeste-este. Desde el oeste esta unidad recibe las aguas de la faja de cañadas. La gran cantidad de depresiones hace que casi toda la superficie se comporte como una cuenca cerrada, sin conexión superficial con el sistema del Salado, por lo menos para ciertos estados hidrológicos.

En el norte esta unidad abarca las grandes lagunas Palos Negros y Cabral, dos cuerpos de agua de origen probablemente tectónico, de forma redondeada y alrededor de 5 km de diámetro. Es probable que ambas lagunas se alimenten principalmente de aguas subterráneas

-Área de bloques desiguales (4) (Fig. 16)

El área de bloques desiguales forma un gran rectángulo cuyos vértices son las ciudades de Rosario, Santa Fe, San Francisco y Cruz Alta. Está formada por un conjunto de bloques tectónicos basculados, generalmente hacia el noreste. El tamaño de dichos bloques es muy variable, alcanzando el mayor alrededor de 70 km de ancho. Los más pequeños miden no más de 10 km.

El elemento geomorfológico más importante está constituido por las largas y suaves pendientes que constituyen los bloques, ocupadas en su tramo final por amplias depresiones pantanosas salinizadas. Dichas depresiones reciben localmente el nombre de "cañadas", aunque no se trata del mismo elemento geomorfológico que en este trabajo se denomina con ese término. Las más importantes son la cañada Rosquín, de 200 km² de extensión, la cañada Malaquías, de 350 km² de superficie, y la que se extiende al este de Rafaela, con más de 700 km² de extensión.

Las cañadas menores (es decir, las "verdaderas cañadas" según la acepción que se les da en este trabajo) son perpendiculares a estas grandes depresiones y en algunas áreas muy numerosas.

Al sur de San Francisco, entre Castelar y Las Petacas, tienen de 25 a 30 km de longitud y se suceden en forma paralela a distancias de 2 a 3 km. Al este de Las Bandurrias se extiende otra zona con numerosas cañadas.

Existen en esta unidad geomorfológica dos redes fluviales actualmente muy modestas, pero que en el pasado desarrollaron cauces de importancia. Son la del río Colastiné y la del arroyo Monje. La cuenca del Colastiné abarca la parte norte de la unidad, mientras que la del Monje cubre la sección central de la misma.

En la desembocadura del río Carcarañá se observa una terraza de aproximadamente 2 m de altura, limitada hacia atrás por barrancas que sufrieron una evolución bastante larga. En la margen derecha la barranca está más evolucionada que en la margen izquierda. El talud del valle en la margen derecha tiene unos 200 m de longitud y está bastante recortado. En la margen izquierda es bastante más corto, 50 m aproximadamente. El ancho de la terraza también es variable, entre 100 y 200 m. El cauce eroda la barranca en algunos trechos.

La terraza ha sido formada en dos episodios sedimentarios. El depósito inferior de 1,30 m de espesor está constituido por los depósitos antiguos de la facies húmeda del Lujanense. El depósito superior está formado por sedimentación actual, tiene en algunos casos fragmentos de ladrillos, trozos de vidrio y alambres. Todo el perfil está compuesto por una gran cantidad de mica en los limos que constituyen este depósito.

Llegamos a la desembocadura y hacia el norte empezamos a recorrer un pampeano, limo de facies palustre, hemos encontrado dos cuevas, dos crotovinas, una de ellas tiene unos 50 cm de ancho por 80 cm de alto y la otra de 40 x 30 cm aproximadamente. La grande está rellena por una mezcla de terrones endurecidos con patinas brillantes de arcillas más oscura y presenta una capa de sal mal definida que la diferencia del estrato que la contiene.

La otra es de perfil aproximadamente rectangular y tiene los mismos materiales aunque menos definidos. La altura de la barranca es de 6 a 7 m y está constituida en el primer sector por estratos palustres en estratificación muy gruesa de 1,50 a 2 m muy mal definida y coronado por un pequeño estrato eólico que es más rojizo. Unos 50 o 60 m hacia el norte el eólico se hace más potente en discordancia erosiva sobre el depósito palustre. Debajo los últimos 2 m aproximadamente están compuestos por facies palustre. Se observa poco carbonato de calcio limitado a algunos sectores. En el estrato eólico hay gran cantidad de tubos huecos completamente, formados por las raíces de los árboles actuales aún hay 3 m de profundidad o más. En algunos casos esos tubos se concentran en niveles; tienen 2 cm de diámetro aproximadamente. Hay un nivel desde el pie de la barranca hasta 1,50 m aproximadamente con florescencias de sal. En el tope de la barranca aparece la Formación San Guillermo.

En el camping del Automóvil Club de Gaboto, la barranca del Carcarañá es de unos 4 m de altura; está constituida por dos estratos palustres de 2 m de potencia color marrón claro. Se observa la Formación San Guillermo muy bien definida en la parte superior del perfil, compuesta por limo grisáceo. En la base de la barranca aparece un sedimento constituido por una facies palustre verde bastante más dura, a pocos cm sobre el nivel de agua. Dicho sedimento está formado por fragmentos poliédricos de limo de 2 a 4 cm de diámetro, con matriz blanquecina, constituida por carbonato sucio. Se trata de un afloramiento de la Formación Puerto San Martín. Esta Formación aflora también en el puente del arroyo Monje. Está constituida allí por facies palustres y eólicas. La facies palustre más importante es de color marrón y bastante endurecida, con fragmentos más oscuros.

Los fragmentos oscuros son más densos que el resto del material. Existen poros y huecos irregulares, mayores de 2 a 6 mm de diámetro con sección irregular.

La facies eólica tiene evidencias de epigénesis, está atravesada por una red muy densa de restos de raíces; presenta un collar amarillento lavado. Son visibles fracturas de 2 a 3 cm de ancho rellenas por otro material limoso. Afloja con un espesor de 1,50 m aproximadamente. Encima de ella se encuentran los depósitos aluviales actuales del arroyo.

El borde oriental de la cañada Carrizales presenta un talud compuesto por dos segmentos de diferente intensidad de pendiente. En el tope es suave, tiene 500 m de longitud, hacia abajo se hace más fuerte, con una longitud de 1 km. En dicha pendiente se observan indicios de erosión areal y erosión en manto en los suelos arados.

En la cañada Carrizales se encuentra aflorando la Formación Puerto San Martín, encima de la misma un depósito palustre moderno, compuesto por un limo arcilloso gris oscuro que se rompe en poliedros que disminuyen de tamaño de abajo hacia arriba; tiene un espesor de unos 60 a 80 cm. Está constituido por terrones intercrecidos cubiertos por cutanes; se observan espejos de fricción en algunos casos. También se ven manchas ferruginosas amarillentas. Se observa sal en el borde del arroyo proveniente de las surgencias actuales del agua freática.

El ancho de la cañada afectada por procesos palustres es de aproximadamente 2.200 m. La Formación San Guillermo cubre toda el área por encima de los sedimentos palustres.

-Área con paleocauces enterrados (5) (Fig. 16)

Al sur del paralelo de 33°00'S, que corre a la altura de Rosario, se encuentra una unidad geomorfológica caracterizada por un conjunto de cauces y redes hidrográficas cubiertas por un manto de loess. Esta unidad se extiende hasta aproximadamente la línea Maggiolo-Venado Tuerto-Teodelina (ver mapa).

Las redes hidrográficas enterradas tienen un patrón dendrítico y característicamente 70 a 90 km de longitud. Los paleocauces que ahora aparecen en superficie como afluentes de primer orden tienen una longitud de 7 a 15 km. El ancho de los paleocauces oscila entre 500 y 1.500 m. La orientación de estas antiguas redes fluviales es sudoeste-noreste y desembocan en el Paraná entre Rosario y Villa Constitución. Aguas arriba de los paleocauces, en la zona de Hughes y Labordeboy, aparece una serie de cañadas paralelas, también de rumbo sudoeste-noreste. Las redes hidrográficas de este tipo aparecen en el sector oriental de la unidad geomorfológica, hasta el meridiano de 61°15'W. Algunos arroyos actuales han reconstruido parcialmente los viejos sistemas mediante erosión retrocedente; el Sa ladillo, el Pavón y el arroyo del Medio son los más notables.

La mitad occidental del área con paleocauces enterrados está caracterizada por largos cauces alóctonos visibles sólo en ciertos trechos. Algunos de ellos pueden seguirse con interrupciones hasta el Carcarañá o hasta la zona del río Quinto, ya en Córdoba. Probablemente se trata de cauces labrados por estos dos grandes sistemas. En el área de Los Quirquinchos este esquema de cauces es particularmente intrincado. Los mismos se distinguen en el terreno en forma de suaves depresiones ocupadas por lagunas temporarias y pantanos en las partes más bajas. Evidentemente, los cauces ocuparon lineamientos tectónicos preexistentes (cañadas) y fueron modificando la traza de acuerdo a su dinámica hídrica, hasta que el proceso se interrumpía por avulsión y comenzaba en otro lugar. Se puede observar en la región toda una gama de casos transicionales entre fajas rectas y meandros suavemente curvados.

En esta unidad geomorfológica existen tres fosas tectónicas de aproximadamente el mismo tamaño: 10 a 15 km de longitud por 6 a 10 km de ancho, con orienta-

ción suroeste-noreste. La mayor de ellas está ocupada por la laguna Melincué y las otras dos por complejos de lagunas y bañados. Uno de estos está ubicado 10 km al noreste de Chateambriand, es conocido localmente como cañada Los Leones. El otro se encuentra 15 km al oeste de Villa Cañas. Se trata de fosas producidas por movimientos recientes, posteriores al episodio húmedo que formó los paleocauces. Este se deduce del hecho que las depresiones están aisladas, tanto de los paleocauces alóctonos como de las redes fluviales locales.

El manto de loess que cubre el paisaje constituye la Formación Tezanos Pinto, compuesta por limo arcilloso pulverulento color marrón amarillento (7,5 YR 5/4). mineralógicamente está formado por una mezcla de plagioclasas y fragmentos líticos (alrededor del 30% cada uno), con porcentajes menores de cuarzo (entre el 12 y 20% según las muestras) y feldespato potásico (entre el 5 y 10%). El vidrio volcánico es un componente bastante variable, oscila entre el 4 y 30% (INTA, 1984).

La asociación de minerales pesados está caracterizada por hornblenda, magnetita y epidoto. Entre los minerales arcillosos predomina la illita.

La mineralogía del loess indica que proviene de áreas situadas al oeste y sur de la provincia; esto concuerda con otros elementos de juicio de tipo sedimentológico y geomorfológico.

El espesor del loess es de 7 m en Hughes, 5 m en Firmat y valores similares en el resto de la unidad geomorfológica.

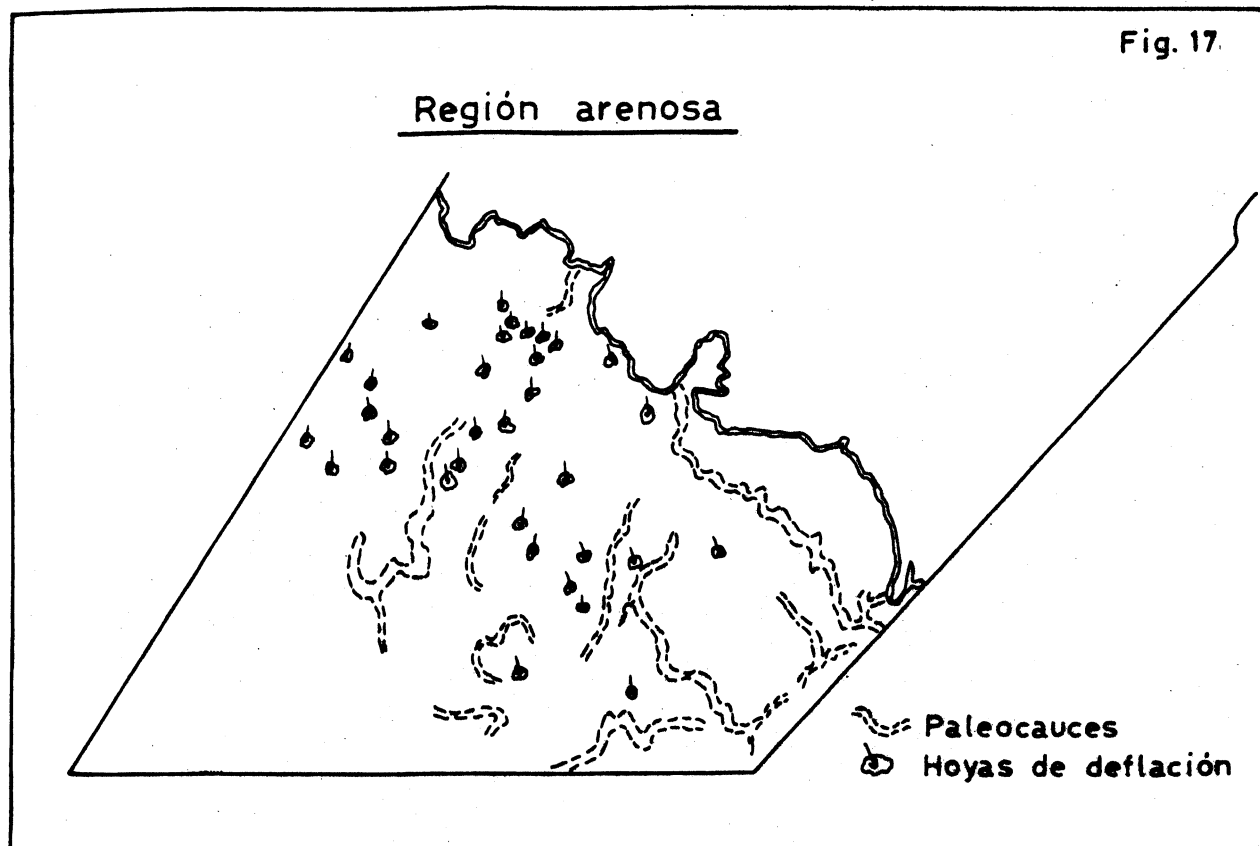
-Región arenosa

La región arenosa santafesina constituye un sector relativamente pequeño de un gran mar de arena de edad pleistocena superior, que cubre aproximadamente 300.000 km² y se extiende principalmente por las provincias de La Pampa, Mendoza, San Luis, Córdoba y Buenos Aires (Fig. 17). Este gran manto arenoso se depositó durante un período extremadamente seco, probablemente coincidente con la última glaciación. Se pueden observar en el sur de Córdoba, La Pampa y oeste de Buenos Aires grandes dunas longitudinales de hasta 200 km de longitud, con dirección sur suroeste-nornoreste.

En Santa Fe la arena cubre el sector sur del departamento General López, hasta la línea Maggiolo-Venado Tuerto-Teodelina. Limita con el área de paleocauces enterrados de la región loésica a lo largo de un frente irregular. En algunos sectores se observa una faja de transición de pocos kilómetros en la que arena y loess se encuentran mezclados. La superficie de esta unidad geomorfológica en la provincia es de aproximadamente 7.500 km².

Los elementos más antiguos del paisaje de la región arenosa son los grandes paleocauces del primer episodio húmedo. La orientación de los mismos es similar a la que se observa en el área geomorfológica adyacente: algunos de ellos tienen rumbo suroeste-noreste, otros presentan orientación general noreste-suroeste, y se prolongan en provincias vecinas. Se trata, por lo tanto, de paleocauces de los ríos Quinto y Carcarañá. No existen aquí evidencias de redes fluviales locales. Los paleocauces se observan actualmente en el terreno en forma de valles muy suaves, de 500 a 2.000 m de ancho, con lagunas y pantanos en la faja central. Las formas originales han sido cubiertas y parcialmente borradas por los episodios sedimentarios posteriores, principalmente la invasión de arena del sur y sudoeste.

Un paleocauce muy importante pasa junto a Venado Tuerto, Santa Isabel y Villa Cañas; se lo puede seguir en forma ininterrumpida de noreste a sureste a lo largo de toda la región; entra en Buenos Aires en las cabeceras del Salado. Tiene entre 600 y 2.000 m de ancho y traza meándrica, con radios de curvatura compa



rativamente pequeños (de 2 a 3 km). Otro gran cauce con la misma dirección y características morfológicas similares pasa por María Teresa y Christophersen en dirección al ángulo sudeste de la provincia. Ambos son en nuestra opinión paleocauces del Carcarañá.

Un gran paleocauce de orientación sudoeste-noreste corre a lo largo de la Ruta Nacional N°33, entre las localidades de Amenábar y Sancti Spiritu; es algo más divagante que los anteriores. Otro paleocauce importante del río Quinto pasa al sur de Rufino y Diego de Alvear (prácticamente a lo largo del límite con Buenos Aires) y dobla después hacia el noreste en la zona de San Gregorio.

Existen en esta región otros paleocauces visibles más pequeños, cuya divagación varía en un amplio rango. Casi todos tienen dirección general sudoeste-noreste.

El gran manto de arena que cubre los paleocauces tiene unos 7 m de espesor en Venado Tuerto y Villa Cañas, es decir en la faja cercana al borde. No contamos con datos fehacientes de localidades situadas más al interior. Está compuesto por arena muy fina limosa. Tiene color ocre agrisado bastante constante y ha sufrido precipitación de carbonato de calcio debido a pedogénesis y oscilación de la capa freática.

El mejor perfil que fue posible encontrar está ubicado en el canal de desagüe que se estaba excavando en las afueras de Venado Tuerto en agosto de 1986. La descripción corresponde a un punto situado a 300 m de distancia del camino a Carmen. Se examinó la pared del canal y se perforó con barreno 2,70 m más. De abajo a arriba:

#Base: Formación Puerto San Martín.

#4,00 m: Arena muy fina, color ocre agrisado claro, consolidada. Incluye polie-

dros irregulares endurecidos del mismo material, de color algo más oscuro, con tubos de alrededor de 1 mm de espesor rellenos con material blanquecino. El tamaño de los poliedros es de pocos centímetros; su concentración es irregular, alcanzando más del 50% de la masa sedimentaria en algunas partes.

- #0,60 m. Transición - Arena muy fina con las mismas características que la masa anterior. El sedimento se hace paulatinamente más suelto hacia arriba. Existen numerosos poros y raicillas actuales.
- #4,60 m. Arena muy fina color ocre agrisado muy claro, suelta, masiva. En su interior encontramos un gliptodonte y otros huesos fósiles.
- #0,50 m. Formación San Guillermo.

Altura total del perfil: 9,70 m.

Este depósito de arena forma las barrancas de las lagunas Las Encadenadas, ubicadas en el paleocauce cercano a Villa Cañas. Está compuesto por arena muy fina color ocre agrisado, en contacto con partes discordante con la formación suprayacente. En su parte superior se observa una línea horizontal de carbonato de calcio de 1 cm de espesor, poros con estructura anastomosada. Se la pudo seguir a lo largo de la barranca por unos 50 m. Se trata de un depósito producido por la oscilación del nivel freático. La parte inferior del afloramiento es más friable que la superior, con microformas redondeadas y surgencia de agua hacia las lagunas. Su espesor visible es de 1,60 a 2 m.

Lo que ahora constituye la base de las lagunas es una verdadera arenisca, originada por la cementación de la arena con carbonato de calcio. Los clastos contienen un porcentaje apreciable de laminillas de mica (típicas del Carcarañá) menores de 1 mm. La cementación ha producido una serie de polígonos más o menos regulares, limitados por grietas rellenas con carbonato de calcio. Se observan tubos de alrededor de 1 mm de diámetro e introducción de óxidos de manganeso. Se encontraron en este estrato dos gliptodóntidos, *Panoctus tuberculatus* y *Doedicurus clavicaudatus*. También se recogieron restos de *Sclerocaliptus sp.*, *Scelidotherium lentocephalus*, *Lestodon sp.*, *Equus sp.* y *Ctenomys sp.* El estrato tiene unos 50 cm de espesor.

En épocas húmedas las lagunas crecen y se produce erosión por oleaje. La arenisca, más resistente que los sedimentos de la barranca, no es afectada por la erosión, constituyendo una verdadera superficie estructural. Este fenómeno se observa también en la laguna Las Tunas (ya en Córdoba) y en la de Maggiolo (situada 2 km al sur de la localidad homónima).

En la laguna de San Eduardo la arena aflora en la barranca con un espesor de 1 a 3 m. Es masiva y sin carbonatos visibles, con la misma granulometría y color que en el resto de la región. A mitad de altura del afloramiento se observa una línea, de aproximadamente un centímetro de espesor de color negruzco, enriquecida en partículas de carbón que se puede seguir a lo largo de 60 m. Indudablemente, se trata de los restos de un incendio producido durante la acumulación de la arena. La línea de carbón ha marcado un paleorelieve, sube de este a oeste en forma más o menos regular desde 0,8 m hasta 1,80 m de altura de la barranca. Presenta un microrelieve con irregularidades de 10 a 20 cm de largo y 5 a 10 cm de altura.

En la laguna Ancalú, al este de Christophersen, esta arena aflora a lo largo de unos 300 m en la orilla oriental. En algunos sectores es masiva, en otros se observan estructuras de disipación (Fig. 17), producidos por corrimientos de la arena al ser saturada por la lluvia. En la parte superior del afloramiento, en general, de 0,20 a 0,50 m por debajo del techo, aparece un horizonte de tosca esponjosa discontinua, de hasta 0,30 m de espesor.

En la laguna del Tuerto Venado la tosca forma tabiques verticales.

El relieve actual de esta región está dominado por las formas mayores del antiguo mar de arena. Los grandes rasgos de los distintos tipos de dunas se han conservado en cierta medida. Entre Venado Tuerto y el límite con Córdoba hay en la actualidad una llanura muy plana. En algunas áreas, tales como al norte de Rufino y Amenábar, las formas originales son visibles solamente en la fotografía aérea. Entre San Eduardo en el otro extremo, en la zona de Christophersen se han conservado grandes dunas, como el Médano del Cacique, de la Morocha y otros accidentes similares. En la estancia El Carmen, por ejemplo, se ha preservado una duna parabólica de unos 6 m de altura, 35 m de ancho y 100 m de largo con forma de media luna y rumbo suroeste-noreste.

El clima árido que permitió el desarrollo del mar de arena fue reemplazado posteriormente por un clima húmedo, probablemente más cálido que el anterior. El cambio puede haber ocurrido a principio del Holoceno, es decir, hace aproximadamente 10.000 años. Las lluvias provocaron lentamente el desmoronamiento y disipación de las dunas, suavizando las formas mayores y borrando por completo los elementos menores del relieve.

Finalmente, se desarrolló un suelo bien definido. Posteriormente el suelo fue erodado, conservándose sólo el horizonte B en algunas áreas. En el resto de la región ha desaparecido por completo. En la zona de Villa Cañas hemos observado en algunos lugares abundantes concreciones de carbonato de calcio en forma de rellenos verticales de tubos en la arena. Ello es típico del horizonte C de ciertos suelos. En la laguna del Tuerto Venado también aparecen tubos de plantas en la arena, endurecida. Los tabiques verticales de carbonato de calcio citados anteriormente también suelen formarse en el horizonte C. El horizonte B fue hallado en varios puntos. El mejor de ellos está situado en un corte del camino que acompaña al ferrocarril, al oeste de Arias (provincia de Córdoba). Se trata de un B textural, de color más oscuro que el sedimento y 15 a 25 cm de espesor.

Los 30 ó 40 cm superiores del terreno están formados por un limo grisáceo de origen eólico, depositado en el Holoceno superior durante un período seco que reemplazó al clima húmedo ya citado. Durante el mismo se produjo la erosión generalizada de los suelos, antes de sedimentarse el limo, denominado estratigráficamente Formación San Guillermo.

Esta unidad cubre en forma de manto el relieve anterior, formando médanos en escasos lugares.

En la barranca de la laguna de Villa Cañas aparece más o menos consolidada con talud vertical y 50 a 100 cm de espesor; pasa hacia abajo en transición a la arena. En la orilla de la laguna San Eduardo tiene de 1,50 a 2 m de espesor.

Al sur de Maggiolo esta unidad forma una gran luneta en la orilla norte de la laguna Birocco. Está constituida por estratos mal definidos de 40 a 50 cm de espesor con estratificación inclinada al norte. En la base aparece en partes un estrato delgado de gravilla de tosca.

Se eleva algo más de 5 m sobre la planicie circundante, tiene unos 60 a 80 m de ancho y varios cientos de metros de largo.

El limo de la Formación San Guillermo es generalmente más permeable que la parte superior de la arena subyacente, debido probablemente al proceso de edafización sufrido por esta última.

SUMARIO

El Cuaternario de la provincia de Santa Fe está caracterizado por dos grandes regiones, que a su vez forman parte de sistemas mayores que constituyen la llanura argentina. Una de las grandes regiones denominada aquí "Dominio Fluvial", está caracterizada por acumulaciones de sedimentos transportados y depositados por los ríos Paraná, Salado y Bermejo. El Paraná depositó arenas cuarzosas finas y pelitas asociadas, en fajas aluviales de 10 a 30 km de ancho y de dirección norte-sur. El Salado ha aportado gran cantidad de limos illíticos en ambientes de derrames y pantanos en el noroeste de la provincia. Los sedimentos del cono aluvial del Bermejo ocupan un área reducida en el extremo norte; están caracterizados por lóbulos de derrame compuestos por sedimentos finos de elevada plasticidad.

Se han identificado unidades geomorfológicas dentro de cada uno de los sistemas fluviales. El sistema del Salado se dividió en: área de derrames, planicie de lagunas irregulares, cañada de Las Víboras y área de cauces antiguos. El del Bermejo en área de derrames y área elevada de Gato Colorado. El sistema del Paraná fue dividido en: paleocauce Golondrinas-Calchaquí, bajo de Los Saladillos, faja con relieve de Reconquista, área plana de Vera y llanura aluvial actual.

La otra gran región, que ocupa centro y sur de la provincia, es el Dominio Eólico. Está formada por sedimentos eólicos depositados durante el Pleistoceno tardío, en una época más seca que la actual. Gran parte de los mismos son limos loésicos; se han podido identificar en los mismos facies eólicas propiamente dichas y facies palustres. El Dominio se divide en una Región Loésica y una Región Arenosa. La Región Loésica se divide en: área elevada occidental, área de bloques desiguales y área con paleocauces enterrados. La Región Arenosa abarca el sur de la provincia; está compuesta por arena fina y muy fina, en sistemas de dunas disipadas, pero todavía visibles en el terreno.

La Neotectónica ha tenido una influencia visible en la llanura santafesina. Se mapearon fracturas de primero, segundo y tercer orden. Los cambios climáticos ocurridos durante el Pleistoceno y el Holoceno configuraron influencias importantes que determinaron en gran medida el comportamiento de los ríos, la capacidad de los vientos y los procesos de génesis de los suelos.

BIBLIOGRAFIA

- BOJANICH, E.; H. RISIGA y M. FILI, 1983. Características geohidrológicas de los acuíferos de un sector de la llanura chaco-pampeana. *Coloquio Internacional sobre Hidrología de Llanuras*, CONAPHI, 16 pág. Buenos Aires.
- BONETTO, A., 1959. Las hormigas "cortadoras" de la provincia de Santa Fe. *Dirección General de Recursos Naturales, MAG Santa Fe*, 83 pág. Rosario.
- CASTELLANOS, A., 1968. Desplazamientos naturales, en abanico, del río Salado del Norte en la llanura chaqueño-santiagueño-santafesina. *Instituto de Fisiografía y Geología, Publ. LII*, Universidad Nacional de Rosario. Rosario.
- FRENGUELLI, J., 1926. Las barrancas del Paraná en el puerto de Rosario. *Ministerio de Obras Públicas*, 35 pág. Buenos Aires
- FRENGUELLI, J., 1955. Loess y limos pampeanos. *Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Serie Técnica y Didáctica, N°7*, 88 pág. Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- FRENGUELLI, J., 1957. Neozoico. En: *Geografía de la República Argentina*. Tomo II, Tercera Parte, pág. 1-113. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA). Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Tomo XX N°1*, Buenos Aires.
- GORDILLO, C. y A. LENCINAS, 1972. Sierras pampeanas de Córdoba y San Luis. *II Simposio de Geología Regional Argentina*, A. Leanza (ed.): 1-40. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- HERBST, R., 1971. Esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes. *Revista Asociación Geológica Argentina, Tomo XXVI*: 221-246. Buenos Aires.
- HERBST, R.; J. SANTA CRUZ y L. ZABERT, 1976. Avances en el conocimiento de la estratigrafía de la Mesopotamia Argentina, con especial referencia a la provincia de Corrientes. *Revista Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 7: 101-122. Santo Tomé.
- IRIONDO, M., 1979. Origen y evolución del río Paraná. *II Jornadas del Paraná Medio*. d-1; d-5. Universidad Nacional del Litoral. Santa Fe.
- IRIONDO, M., 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. *Revista Asociación Ciencias Naturales del Litoral*, 11: 125-144. Santo Tomé.
- IRIONDO, M., 1981. Antigüedad del último cambio climático en el litoral. *Ecología*, 6: 5-8. Buenos Aires.
- IRIONDO, M., 1982. Geomorphology of the Salado River lower basin. *IV World Congress on Water Resources*, 7 pág.
- IRIONDO, M., 1983. Geomorfología de la cuenca inferior del río Salado como base para la investigación hidrológica. *Coloquio Internacional de Hidrología de Grandes Llanuras, CONPAHI*, 31 pág. Olavarría.
- IRIONDO, M., 1984. The Quaternary of Northeastern Argentina. Quaternary of South América and Antarctic Peninsula, J. Rabassa Ed., A.A. Balkema Publ., Vol. 2: 51-78. Rotterdam.
- IRIONDO, M., 1986. Modelos sedimentarios de cuencas continentales: las llanuras de agradación. *Primer Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos, Actas, Vol. 1*: 81-98. Buenos Aires.

- IRIONDO, M., 1987. A comparison between the Amazon and the Paraná River Systems. *Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg*, 30 pág. (En prensa). Hamburgo.
- IRIONDO, M. y C. CERUTI, 1981. Las unidades geomorfológicas fluviales del extremo noroeste de Entre Ríos y su relación con los asentamientos humanos prehispánicos. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 12: 72-84. Santo Tomé.
- IRIONDO, M. y M. MUSETTI, 1983. Geomorfología del área de Coronda. *Ministerio de Agricultura y Ganadería. Universidad Nacional del Litoral*, 10 pág. Santa Fe.
- LEDESMA, L.L., 1974. Introducción al conocimiento de los suelos de la provincia del Chaco. *Convenio INTA-MAG del Chaco*.
- MANZI, R. y B. FRITSCHY, 1983. Condicionamientos naturales en la organización del espacio geográfico del norte santafesino. *Coloquio Internacional de Hidrología de Grandes Llanuras, CONAPHI*. 28 pág. Olavarría.
- MESCHERIKOV, Y., 1968, "Plains", en "Encyclopaedia of Geomorphology (Ed. Fairbridge), Dowden, Hutchinson & Ross (Stroudsbouurg, USA) : 850-855
- MORRAS, H.; J. POSTMA; M. FERNANDEZ y C. SCOPPA, 1980. Mineralogía de arcillas de algunos suelos del norte de la provincia de Santa Fe. *IX Reunión Argentina de Ciencias del Suelo, Actas III*: 1185-1191. Paraná.
- PADULA, E., 1972. Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes. En: *Geología Regional Argentina*, A.L. Leanza, Ed., Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 213-236. Córdoba.
- PADULA, E. y A. MINGRAMM, 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del Triásico en el subsuelo de la llanura Chaco-paranaense. *Actas III Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 291-331. Buenos Aires.
- PASOTTI, P., 1974. La Neotectónica en la llanura pampeana. Fundamentos para el mapa neotectónico. *Instituto Fisiografía y Geología, Publ. IVIII*, Universidad Nacional de Rosario. Rosario.
- POMAR, H.B. de, 1965. Notas preliminares sobre la distribución de los minerales edafógenos de la provincia de Santa Fe. *5ª Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Actas*: 716-726. Santa Fe.
- POPOLIZIO, E.; P. SERRA y G. HORT, 1978. Bajos Submeridionales. Grandes unidades taxonómicas de Santa Fe. *Centro Geociencias Aplicadas. Universidad Nacional del Nordeste, C(7)*, 151 pág. Resistencia.
- SANTA CRUZ, J., 1972. Estudio sedimentológico de la Formación Puelches en la provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina, Tomo XXVII*; 5-12. Buenos Aires.
- SOLDANO, F., 1947. *Régimen y aprovechamiento de la red fluvial argentina. Parte I: El río Paraná y sus tributarios*. Editorial Cimera, 264 pág. Buenos Aires.
- TRICART, H., 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. *Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Colección Científica Nº12*, 202 pág. Buenos Aires.