# GEOLOGÍA DEL CUATERNARIO EN ARGENTINA

**Martín H. Iriondo**

# PREFACIO

Este libro es el tercero de la serie CUATERNARIO DE SUDAMÉRICA que está produciendo el Grupo de Estudio del Cuaternario (GEC Sudamérica) como resultado de sus actividades en su calidad de Miembro Regional de INQUA (Unión Internacional de Estudio del Cuaternario), en desarrollo del programa STRATIGRAPHIC CORRELATION TABLE OF SOUTH AMERICA, iniciado en el año 2003. Los libros anteriores fueron LA CUENCA DEL RÍO URUGUAY, DESDE DOS MILLONES DE AÑOS HASTA LA ACTUALIDAD y EL CUATERNARIO DE BOLIVIA Y REGIONES VECINAS.

Este volumen, titulado GEOLOGÍA DEL CUATERNARIO EN ARGENTINA, ha sido elaborado con la intención de ordenar el conocimiento del Período Cuaternario en la Argentina desde el punto de vista de la Geología, con base en la Estratigrafía Física y la Geomorfología. La finalidad concreta es ensayar un "estado actual del conocimiento" y proveer a los colegas (generalmente abocados a temas locales) de un contexto natural y racional donde colocar sus conclusiones. Quedan afuera del mismo la Paleontología y la Geodinámica Interna (Geotectónica, Vulcanismo), debido a las obvias "limitaciones" del autor en esas disciplinas.

El enfoque básico ha sido la división del territorio nacional en sus grandes regiones naturales y la construcción de una columna estratigráfica representativa de cada una. La identificación de las regiones fue sencilla. Y en algunas de ellas aparecieron columnas bastante sólidas; en otras nos vamos acercando…

La identificación de las regiones se hizo siguiendo los usuales conceptos de la Geografía Física, de uso universal: Chaco, Puna, Patagonia por ejemplo. Se publican los mapas de la mayoría de ellas, que desafían sin proponérselo la cosmovisión firmemente provincial de todos nosotros.

Dos de las regiones de primer orden consideradas (de un total de once) merecen comentario. La primera de éstas es la Faja Litoral, un sistema de primer orden que se extiende desde Rosario hasta Ushuaia y que siempre ha sido cortado (conceptualmente) en pedacitos provinciales o aun menores. Sin embargo, es evidente que forma parte nada menos que del océano Atlántico, uno de los componentes mayores el planeta. La otra región a explicar es la compuesta por la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, la que (aunque aparentemente modesta en área) tiene una identidad ambiental y dinámica de primer orden, claramente diferente de las regiones vecinas. Además se prolonga un par de miles de kilómetros dentro de Bolivia y Perú.

La metodología empleada en el trabajo fue desarrollar a cada región en base a una o dos publicaciones clave (por ejemplo las de Polanski y Espizúa en los Andes Centrales) y complementar con otras. No he tratado de ser exhaustivo, algo que resultaría realmente imposible. Sin embargo, tampoco el otro extremo: figuran en el libro 267 formaciones geológicas cuaternarias y 283 referencias bibliográficas consultadas. Existen centenares de trabajos bien hechos, sólidos, sobre el Cuaternario del país, y no se puede aducir livianamente, por ejemplo, en pleno siglo veintiuno, que “el Cuaternario de la provincia de Buenos Aires es una sucesión

homogénea de sedimentos", o "This is the first study of the Holocene in Argentina, South America". Hay que ser serios…

Muchas de las más sólidas contribuciones resultaron ser producidas por honestos geólogos de campo, que no osan considerarse a sí mismos "cuaternaristas" y que no deliraron con la última moda global (sic) de correlacionar su correcta estratigrafía local con Groenlandia o con Austria.

Por otro lado, este autor ha trabajado en el Cuaternario de varias de las regiones argentinas, lo que le ha permitido desarrollar previamente un juicio profesional sobre el tema (juicio previo: pre-juicio…). En fin; se hizo lo que se pudo.

El Autor

Paraná, febrero de 2010.

----------(cambiar página)----------

# LOGO DEL GEC

# ABSTRACT

This book is a contribution to the knowledge of the Quaternary Period generated by the program “Stratigraphic Correlation Table of South America” developed by GEC. The Grupo de Estudio del Cuaternario (GEC South America) is a non-governamental organization (NGO) formed by a net of objectively active South American specialists dedicated to the promotion of Quaternary activities in the continent. The Group was formed in 1995 , trying to evade bureaucratic and financial obstacles so frequent in official institutions. It was officially incorporated into INQUA (the International Union for Quaternary Research) as Regional Member

South America by the International Council during the Reno Congress. It is the third book of the series; the former were THE URUGUAY RIVER BASIN SINCE 2,000,000 YEARS AGO and THE QUATERNARY OF BOLIVIA AND NEIGHBOUR REGIONS, both in Spanish.

Continental Argentina covers an area of 2,760,000 Km2 from the Tropic of Capricorn to the Drake Strait in the Southern Ocean, a latitudinal distance of 3,700 Km. The country is composed of 11 natural regions, each of them span from pre-Quaternary times to Present. The NE of the country was dominated by deposits of the large rivers Paraná and Uruguay with associated tropical sediments. The central plains are represented by three main regions; Chaco, North Pampa and South Pampa), which mark a diversity of environments inside an apparently monotonous system. Dominant accumulation systems are eolian deposits and alluvial fans and fluvial belts originated in the western mountains; the eolian components (loess and sand) diminishe toward the north.

Patagonia is dominated by glacial deposits and geoforms in the Andes and coarse grained alluvium in the meset. The mid- and low latitude Cordillera underwent generalized processes of mass-wasting along most of the Period, but the stratigraphic column was constructed on the basis of intercalated glacial pulses in Mendoza. Quaternary studies have a long tradition in Argentina. However, the knowledge of stratigraphy of this Period did not progress adequately until recent times, because it was founded on a local paradigm based on mammal stages. Even today.

Two of the eleven regions deserve special comments. The first of them is the Littoral Belt, a first-order system that begins in Rosario and ends in Ushuaia (more than 2,000 kilometers long) and is customary cut into slices of provincial size or even smaller. However, it is evident that this region is an internal part of the Atlantic Ocean, one of the major components of the planet Earth. The second region to be explained is Eeastern Cordillera/Subandean Sierras, which is a first-order anvironmental an dynamical entity, clarly different of the neighboring areas. It covers a relatively modest area in Argentina, but extends at least two thousand kilometers in Bolivia and Perú.

# I- EL CUATERNARIO

Este libro está dedicado a la Geología del Cuaternario en Argentina. El Cuaternario es un Sistema Geológico. En Estratigrafía, un Sistema es una unidad compuesta idealizada del registro geológico compuesta por una sucesión de rocas o sedimentos que fueron depositados juntos dentro de un intervalo de tiempo definido y son utilizadas a su vez para datar cosas y eventos dentro de un cierto período geológico correspondiente.

El Sistema es, entonces, una unidad de la Columna Geológica General construida usando la Ley de Superposición y mapeada dentro de su correspondiente Período. Es una unidad de la Cronoestratigrafía, que subdivide sedimentos y rocas según su litología. Los Sistemas son subdivisiones de los Eratemas (que representan las Eras) y se subdividen a su vez en Series, Épocas y Pisos. Aquí se trata del Período Cuaternario, que abarca los últimos 2.600.000 años, es decir que comprende la época histórica y la actualidad.

A lo largo del desarrollo del conocimiento, el Cuaternario ha resultado el más importante y fructífero de los once Períodos Geológicos del Eón Fanerozoico para el avance de la Ciencia Geológica. Los procesos fundamentales de la dinámica terrestre, tales como la acción fluvial, el vulcanismo o la Tectónica de Placas (y casi todos los demás) fueron observados e interpretados originalmente para la época actual, subactual y pleistocena. Y posteriormente se fueron extrapolando hacia atrás en el tiempo para reconstruir escenarios cada vez más antiguos. Esta contribución del Cuaternario a la Geología General sigue en la actualidad.

El Cuaternario es también el tiempo geológico en el que colabora y coordina (o debería coordinar) la Geología con otras ciencias naturales cercanas, tales como la Ecología, la Climatología y la Oceanografía. Los avances obtenidos en estos campos son visibles, particularmente para el Holoceno. Lo mismo puede decirse de la Antropología y la Historia.

El Sistema Cuaternario se divide formalmente en dos Series: Pleistocena (entre 2.600.000 y 10.000 años Antes del Presente) y Holocena (entre 10.000 años Antes del Presente y la actualidad), referidas universalmente como Pleistoceno y Holoceno. El Pleistoceno se subdivide en tres subseries:

- Pleistoceno Inferior – De 2.600.000 a 780.000 años A.P.
- Pleistoceno Medio – De 780.000 a 126.000 años A.P.
- Pleistoceno Superior – De 126.000 a 10.000 años A.P.

Durante un breve período, entre 2004 y 2008, el Cuaternario fue cambiado de categoría por la Comisión Internacional de Estratigrafía, dependiente de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS), pero a propuesta de INQUA (Unión Internacional de Estudio del Cuaternario) recobró su anterior status durante el Congreso Geológico Internacional de Oslo en 2008. Hasta poco tiempo atrás el Período Cuaternario comenzaba 1.800.000 años antes del presente, pero en los últimos años se le incorporó (a propuesta de INQUA) el Piso Gelasiano, que formaba la parte superior del Plioceno, quedando así con 2.600.000 años de duración. Mientras tanto, debido a la propuesta científicamente irrelevante y epistemológicamente dudosa de 2004, desapareció el Terciario de la columna estratigráfica.

Desde aproximadamente 1970 se utiliza ventajosamente una subdivisión particular del Cuaternario basada en los llamados Estadios Isotópicos Marinos de Oxígeno (EIO) que permite una definición más precisa de las edades (Iriondo y Krohling, 2008). Los registros isotópicos de oxígeno se obtuvieron a partir del análisis de foraminíferos planctónicos en perforaciones oceánicas en el Caribe, que fueron divididas por Emiliani (1955) en estadios numerados desde el tope hacia abajo. Posteriormente, Shackleton (1969) publicó que el porcentaje de Oxígeno18 en las valvas está determinado por la temperatura del agua oceánica. Y en consecuencia, que los estadios isotópicos marinos pueden ser usados para crear una columna estratigráfica climática global de carácter cualitativo.

Desde los 1,7 Ma A.P. se han contra FORMACIÓN GEOLÓGICAado 37 Estadios Isotópicos de Oxígeno, que incluyen 19 fases templado-cálidas (incluido el período actual) y 18 fases frías. Los períodos con índices pares definen a las fases frías, los impares a los períodos cálidos. El Último Máximo Glacial corresponde al EIO2; el EIO4 fue la época más fría del Pleistoceno superior en toda Sudamérica. El EIO5 fue el Último Interglacial, que aparece dividido en tres partes: EIO5a, EIO5c y EIO5e; este último es considerado como el Último Interglacial por antonomasia en Europa, aunque las dataciones absolutas de sedimentos y paleosuelos de ambientes cálidos y húmedos en Argentina y regiones vecinas indican persistentemente edades del EIO5a (entre 80 y 95 ka A.P.).

## LA FORMACIÓN GEOLÓGICA

La Formación es la unidad esencial en la Ciencia Geológica y está incluida entre las “unidades litoestratigráficas”. Es un conjunto de rocas o sedimentos, generalmente estratificados y de forma tabular, que se caracteriza por su homogeneidad e identidad litológica; es cartografiable en superficie y puede seguirse e identificarse en el subsuelo. Está separada de otras formaciones mediante “contactos” concordantes o discordantes. Representa un ambiente paleogeográfico uniforme y bien definido, con parámetros sedimentarios, geotécnicos e hidrogeológicos semejantes en todo su volumen. Puede ser dividida en “miembros” y asociada en “grupos” cuando existen características comunes entre ellas. Se la identifica mediante su “perfil tipo” que debe llevar el nombre de

la localidad donde está situado. Dicho perfil tipo debe estar descrito formalmente mediante normas sencillas (pero bien específicas) y publicado en revistas o libros que se encuentren al alcance de todos los especialistas.

Las formaciones son unidades imprescindibles en el trabajo de campo; sin formación no hay geología (de la misma manera que sin fósil no hay paleontología). Son conceptos independientes de la edad que se les atribuya en un momento cualquiera, cosa que suele variar frecuentemente. Naturalmente, una formación termina en el contacto con la formación vecina; es necesario marcarlo porque esta verdad de Perogrullo es violada con cierta frecuencia.

El concepto de Formación es de innegable operatividad, independiente de hipótesis y formulaciones teóricas de moda. No ambiciona sino describir la geometría de los depósitos, y se aleja de interpretaciones y también de la universalidad (Álvarez Muñoz, 2004).

## OTROS TIPOS DE UNIDADES

Existen otros tipos de unidades, que no son tratadas sistemáticamente en este libro. La más importante de ellas es la “unidad bioestratigráfica”, que se puede definir como un conjunto de sedimentos o rocas caracterizados por su contenido fosilífero, que las diferencia de los estratos adyacentes. La “unidad pedoestratigráfica” puede ser considerada un caso particular de la litoestratigráfica. La “unidad magnetoestratigráfica” es una formación geológica caracterizada por magnetismo normal o reverso en comparación con otras vecinas. La “unidad cronoestratigráfica” es una formación o grupo de formaciones representativo de sucesos geológicos producidos en un intervalo determinado de tiempo y comprende todas las rocas y sedimentos, de otras áreas, que fueron formadas en ese lapso (Código Argentino de Estratigrafía, 1992).

Como puede notarse fácilmente, todas estas unidades dependen (desde el inicio) del conocimiento correcto y cabal de las formaciones geológicas que las sostienen, que deben ser definidas claramente.

# EL TIEMPO EN GEOLOGÍA Y LAS DATACIONES ABSOLUTAS

Es importante hacer una discriminación: El Tiempo no es parte de la Geología, está fuera de ella. El Tiempo es un concepto filosófico-cosmológico y una dimensión matemática de la Teoría de la Relatividad (ver Duncan, 1999). Ha sido definido y medido de varias maneras diferentes a lo largo del desarrollo del pensamiento científico, cada vez con mayor precisión. Hoy en día se utilizan en Geología del Cuaternario varias aproximaciones muy buenas basadas en métodos de la Física Nuclear, de la Geofísica, de la Cosmología y del Magnetismo que utilizan principios y técnicas que están fuera de nuestro alcance intelectual. Representan un claro avance en el conocimiento y son absolutamente recomendables.

Sin embargo, dichas técnicas llevan el engañoso nombre de "dataciones absolutas" por el simple hecho de que sus resultados son números. Y para nosotros los naturalistas un número es algo parecido a un dios. Si hemos tenido la suerte de conseguir la plata que cobra un laboratorio para tal datación de radicarbono, o de Berilio10, o de TL, un tipo de guardapolvo blanco nos acerca un número (después de varios meses de demora no explicada) y somos capaces de defenderlo a morir y destruir amistades para hacerlo triunfar. Sin darnos cuenta que si le alcanzáramos al mismo tipo otra muestra del mismísimo lugar, nunca obtendría el mismo número. Todo esto está fogoneado por las revistas de moda, que exigen "dataciones absolutas" para no rechazar los manuscritos. Negocio redondo.

Mucho de ese abuso se hubiera evitado si en lugar del tramposo término "datación absoluta" se hubiera usado el de "datación numérica" o algo similarmente honesto. Evidentemente, los verdaderos especialistas en este tipo de dataciones (verdaderos avances importantes) hacen su trabajo honestamente, progresan y chequean sus resultados en congresos y revistas científicas. Saben que sus resultados son relativos y sujetos a contaminaciones, errores de medición, fallos de la teoría, simplificaciones de la estadística y otros. Se trata normalmente de profesionales graduados en Física y en Química.

Lo realmente peligroso y sumamente costoso para el avance de la Ciencia son los geólogos aficionados a tales cosas, quienes a veces dirigen laboratorios y como fanáticos inquisidores exageran cualquier resultado (geógrafos y

antropólogos suelen ser aun peores, en Alemania y otros países “serios”). Lo mismo ocurre con la Reología, con la Palinología y otras disciplinas.

REFERENCIAS

Álvarez Muñoz, E. 2004 – Filosofía de las Ciencias de la Tierra. Biblioteca Filosofía en Español, Pentalfa Ediciones. 353 pág. Oviedo, España.

Código Argentino de Estratigrafía, 1992 – Comité Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B (didáctica y complementaria), 20:1-64. Buenos Aires.

Duncan, D. 1999 – Historia del calendario. Emecé, 285 pág. Buenos Aires.

Emiliani, C. 1955 – Pleistocene temperaturas. Journal of Geology, 63:538-578.

Iriondo, M. y Krohling, D. 2008 – Cambios ambientales en la cuenca del río Uruguay, desde dos milones de años hasta el Presente. Universidad Nacional del Litoral, 358 pág. Santa Fe.

Shackleton, N. 1969 – The Last Interglacial in the marine and terrestrial records. Proceedings of the Royal Society B174:135-154. Londres.

# II – SUDAMÉRICA

Sudamérica es una placa gondwánica rodeada por grandes áreas oceánicas, localizada en una región claramente influenciada climáticamente por el Anticiclón Antártico. Durante el Cuaternario la dinámica sedimentaria de las tierras bajas está dominada por la cordillera de los Andes, un gran orógeno simple formado por

subducción de placas oceánicas debajo de su margen continental del oeste. Los procesos más importantes en el Cuaternario de los Andes son las glaciaciones y el vulcanismo: el escenario actual está dominado por meteorización física y movimientos de masa. Las tierras bajas están ubicadas al este de la cordillera, formando una sucesión de mega-abanicos (cada uno de estás mide miles de kilómetros cuadrados), secuencias de loess-paleosuelos y campos de arenas eólicas. En las regiones húmedas se forman grandes humedales. Los ríos mayores transportan enormes volúmenes de materiales finos de origen andino hasta la plataforma atlántica y hacia las planicies abisales del Atlántico. Además, aproximadamente la mitad de la superficie de Sudamérica está compuesta paisajes pre-cuaternarios labrados en rocas paleozoicas y mesozoicas (Fig. 1).

## LA CORDILLERA DE LOS ANDES

En la definición más sencilla, la cordillera de los Andes puede ser descrita como un orógeno simple formado por subducción de placas oceánicas debajo de un margen continental. En la mayor parte de su extensión, los Andes están formados por un arco magmático acompañado por una fosa oceánica hacia el oeste y cuencas de antepaís hacia el este. Se trata de una faja montañosa no colisional formada a lo largo de un sistema de subducción de larga vida y todavía activo (Jordan et al., 1983).

La cordillera es morfológicamente continua a lo largo de más de siete mil kilómetros (desde los 10 grados norte hasta los 55 grados de latitud sur) y está compuesta por una serie de grandes segmentos tectónicos. Dichos segmentos tectónicos están ubicados encima de segmentos equivalentes de placas oceánicas subyacentes (particularmente la placa de Nazca), que están definidas por variaciones de primer orden en la zona de Benioff (Jordan et al., 1983). Es notable la coincidencia entre las variaciones laterales de la geometría de la placa de Nazca y la geología y geomorfología andinas. En base a la distribución espacial de focos sísmicos se ha podido deducir que la placa de Nazca al sur del Ecuador está formada

por cuatro segmentos mayores. Los contactos entre los mismos son abruptos, lo que sugiere marcadas contorsiones en la placa. Dichos segmentos varían entre 500 y 700 kilómetros en extensión.

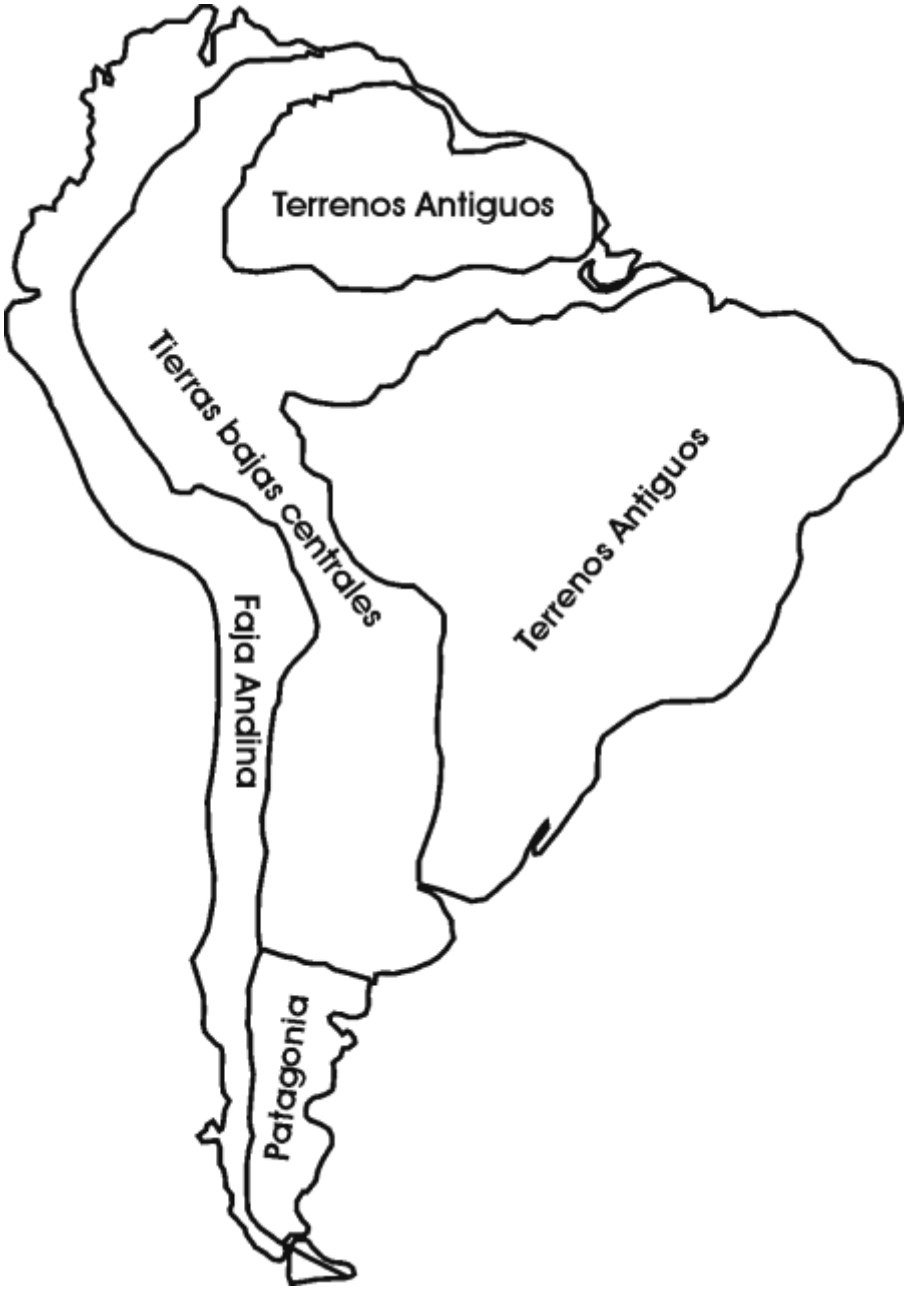



Fig. 1 – Sistemas geotectónicos de Sudamérica.

Concordantemente, el talud continental y el talud oceánico

de la fosa chileno-peruana están abruptamente segmentados. Entre las latitudes de 22°S Y 27°S la fosa tiene 7000 a 8000 metros de profundidad e incluye solo manchones aislados de sedimentos; el talud oceánico está fracturado en bloques. Entre 27° y 33° la fosa es más angosta, con una profundidad típica de 6400 metros y 350 metros de relleno sedimentario que suaviza la morfología del fondo. Al sur de los 33°S la depresión es relativamente ancha, con 5000 metros de profundidad y mil metros de relleno sedimentario. Los cambios en la profundidad del eje de la fosa están corre1acionados con las variaciones en la curvatura y grado de fracturación en el talud oceánico (Jordan et al., 1983).

La sismicidad de los Andes es mayor en los segmentos donde la zona de Benioff es casi horizontal, en Perú y Argentina. Los eventos mayores, con magnitudes de 7 a 7,5, ocurren en áreas relativamente pequeñas. Por el contrario, la placa sudamericana sufre sismos menores y menos frecuentes sobre los segmentos más inclinados de la placa de Nazca, y éstos están restringidos a la costa.

El vulcanismo cuaternario de los Andes está también vinculado a la subducción de placas oceánicas del Pacífico por debajo de la placa continental. El escenario actual comenzó alrededor de 20 Ma. AP, durante el Mioceno (unos 20

millones de años antes del presente). Sin embargo, el vulcanismo no ha sido continuo ni en espacio ni en tiempo a lo largo de toda la cordillera. Existen importantes zonas no volcánicas intercaladas entre las zonas activas. El origen de ésto es nuevamente la inclinación de la zona de Benioff: los datos de sísmica indican que debajo de las regiones volcánicamente activas la faja de Benioff tiene mayor buzamiento que debajo de regiones no volcánicas (Clapperton, 1993) Es decir, existe una relación inversa con la sismicidad. Un "vacío volcánico" de 1600 kilómetros de longitud abarca casi todo el Perú; otro sector similar de 650 Km de largo está ubicado entre las latitudes de 28°S y 33°S en Argentina y Chile (Fig. 2). Las estructuras vo1cánicas más frecuentes son estratovo1canes compuestos por rocas ca1coalcalinas. Dichas rocas tienen un amplio espectro químico, con dominancia de andesitas (Torpe et al., 1981).

Hay diferencias entre las distintas zonas volcánicas de Sudamérica. Basaltos tho1eiiticos y a1calinos de retroarco dominan el paisaje patagónico. Un caso diferente es la zona volcánica central andina, situada entre los 17°S y los 25°S, la cual está caracterizada por extensos depósitos ignimbríticos que cubren más de 1000 kilómetros cuadrados en algunos casos; estos fenómenos están vinculados a grandes sistemas de calderas de de cientos de kilómetros cuadrados de superficie.(de Silva y Francis, 1991). Sin embargo, la actividad volcánica más importante y de mayor alcance en el Cuaternario de los volcanes andinos son las erupciones piroclásticas. Estas son frecuentes en todas las zonas volcánicas. Las erupciones actuales pueden durar varios días y descargan ceniza y otros materiales a grandes alturas, las que posteriormente forman capas de materiales piroclásticos en las tierras bajas. Materiales sueltos de este tipo son fácilmente retrabajados por el viento y el agua a través de vastas áreas del continente.

Fig. 2 – Zonas volcánicas de Sudamérica (según Clapperton, 1993)

## LAS GLACIACIONES

Indudablemente, el factor decisivo del actual enfriamiento a largo plazo de la Tierra fue la glaciación de la Antártida, que comenzó en el Mioceno al situarse dicha masa continental

en latitudes polares. El extremo sur de los Andes, situado a menos de 1000 kilómetros de la Península Antártica, sufrió la influencia de ese nuevo sistema climático desde los primeros tiempos. Según Mercer (1983) los Andes patagónicos fueron sometidos a varios períodos glaciales desde el Mioceno: en el Mioceno superior ocurrió una glaciación de montaña relativamente importante en Tierra del Fuego y sur de Patagonia. Posteriormente, varias glaciaciones ocurreron en el Plioceno y el Pleistoceno en el sur de Patagonia y más al norte, hasta Bolivia*;* aquí los depósitos glaciales y glacifluviales tienen espesores de más de 300 metros.

Los pulsos glaciales intermitentes parecen haber sido cada vez más fuertes hasta que ocurrió un evento extraordinariamente grande, denominado "La Gran Glaciación Sudamericana" (Ferugio, 1944) o "La Gran Glaciación Patagónica", que formó un casquete de hielo que alcanzó el nivel del mar en al Atlántico hasta la latitud de 51° S entre 1,2 y 1,0 Ma, en el tope del Pleistoceno Inferior. Todas las glaciaciones posteriores fueron de menor extensión.

El Pleistoceno Superior de los Andes está caracterizado por una glaciación bien documentada durante el Estadio Isotópico 2 y por otra, mayor, muy probablemente ocurrida en el El 4. Las morenas del EI 2 están bien preservadas en todos los países andinos y están generalmente acompañadas de depósitos sedimentarios de deshielo aguas abajo. En la mayor parte de los casos, los sedimentos glaciales y glaci-fluviales derivan de la destrucción de rocas terciarias; en varias regiones (por ejemplo en Patagonia norte) la mayor parte de los sedimentos glaciales son sedimentos fluviales reciclados. Durante el Holoceno Superior y la Pequeña Edad del Hielo se produjeron reavances menores de glaciares en los Andes del Sur y otras áreas. Durante el EI2 emergió un amplio sector de la plataforma continental atlántica debido al descenso del nivel del mar, particularmente en la Patagonia (Fig. 3).

Los procesos dinámicos más sobresalientes en los Andes durante el Cuaternario fueron las glaciaciones. Actualmente, por el contrario, el escenario está dominado por fenómenos de meteorización física y movimientos de masa, particularmente por encima de los 2500 metros de altura. Una amplia variedad de procesos de destrucción de material rocoso ocurre en la alta montaña; en su mayor parte el factor principal es insolación más que congalemiento/descongelamiento, debido a la gran sequedad del aire. La abundancia

de rocas terciarias de grano fino tiende a producir una proporción dominante de limo en estos procesos. Las pendientes pronunciadas favorecen los movimientos de masa de todo tipo: caída de bloques, avalanchas secas, gelifluxión, flujos de barro, etc. En algunos

períodos ocurrieron climas más suaves que el actual, desarrollándose suelos a gran altitud en Bolivia y Perú, que alcanzaron hasta los 4500 metros sobre el nivel del mar en algunos casos (Rodbell, 1993); esto significa clima údico durante un par de miles de años a esa altitud.

Un proceso eólico particular ocurre en la Puna argentino-chilena entre las latitudes de 20° y 26°S. En dicha región existen varios salares en altitudes de 3200 a 4500 m sobre el nivel del mar. Grandes remolinos similares a tornados se generan sobre los salares

bajo ciertas condiciones meteorológicas, elevando masas de sedimentos finos y sales hasta varios miles de metros de altura y alcanzando la troposfera superior. En esas alturas son captadas por la corriente de chorro tropical (tropical jet stream), que las transporta hacia el este hacia el interior del continente. Este fenómeno está bien documentado en imágenes de transbordadores de la NASA, que registran plumas de cientos de kilómetros de longitud apuntando hacia el este. La importancia de este proceso aun no ha sido considerada.

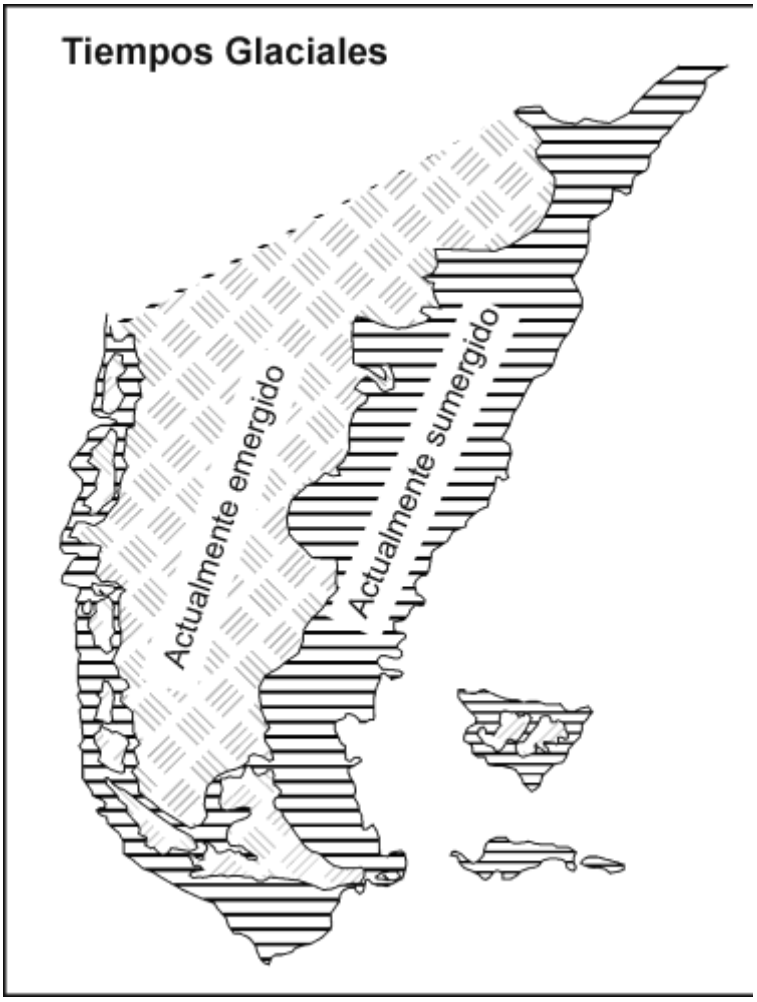



Fig. 3 – Plataforma patagónica emergida durante el último Máximo Glacial (EI 2).

LAS TIERRAS BAJAS INTERIORES

Las tierras bajas interiores son la expresión superficial de una cuenca geológica continental ubicada entre el cinturón móvil de los Andes y los terrenos más estables del este de Sudamérica. Desde un punto de vista geotectónico, se trata de la cuenca subandina de antepaís, que se extiende desde los 10°N hasta los 40°S, en el sur de la Pampa. Está dividida geológicamente en varios sectores, que coinciden en general con nombres geográficos (Iriondo, 1999b). Los cambios climáticos cuaternarios estuvieron caracterizados en las tierras bajas por variaciones en humedad más que en cambios de temperatura. Los climas húmedos favorecieron la generación de suelos y fajas fluviales; climas semiáridos provocaron la sedimentación areal de cauces efímeros y grandes derrames aluviales, lo que resultó en la construcción de mega-abanicos. En intervalos definidamente secos dominaron los procesos eólicos, que formaron campos de dunas y mantos de loess.

De acuerdo con la información actualmente disponible, el Anticiclón Antártico domina el patrón climático del Hemisferio

Sur, que se intensifica y creee durante las glaciaciones y disminuye en los períodos de calentamiento global (Iriondo, 1999c). Este anticiclón avanzó 10-15 grados hacia el norte en el Ultimo Máximo Glacial. Dicho fenómeno produjo el corrimiento de las sucesivas fajas climáticas hacia el norte en distancias similares. Durante

el último calentamiento significativo, ocurrido hacia la mitad

del Holoceno (período Hypsithermal) el Anticiclón Antártico se contrajo hacia el sur entre 5 y 10 grados con respecto a su posición actual, o sea entre 550 y 1100 kilómetros. En consecuencia, esa tendencia resulta en una oscilación continental de

climas secos y húmedos, debido a la posición relativa de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ en inglés) en cada una de las fases: Durante los intervalos fríos la ITCZ es empujada hacia el norte, y un clima húmedo se produce en Venezuela mientras que aparece aridez

en Argentina; lo contrario ocurre durante calentamientos globales.

Los principales sistemas sedimentarios en las tierras bajas son los mega-abanicos, los campos de arena y las secuencias loess- paleosuelos.

**Mega-abanicos**

Un mega-abanico es un sistema sedimentario con forma de abanico que cubre un área de varios miles de kilómetros cuadrados; sus características son bastantes diferentes a las acumulaciones del mismo nombre que se desarrollan en el

pie de monte. Están caracterizados por las siguientes propiedades:

#Cubren un área de varios miles de kilómetros cuadrados.

#El clima en el ápice es diferente al clima en las otras partes del sistema (debido a su gran extensión), particularmente en la zona distal.

#La pendiente longitudinal es extremadamente baja en comparación con los

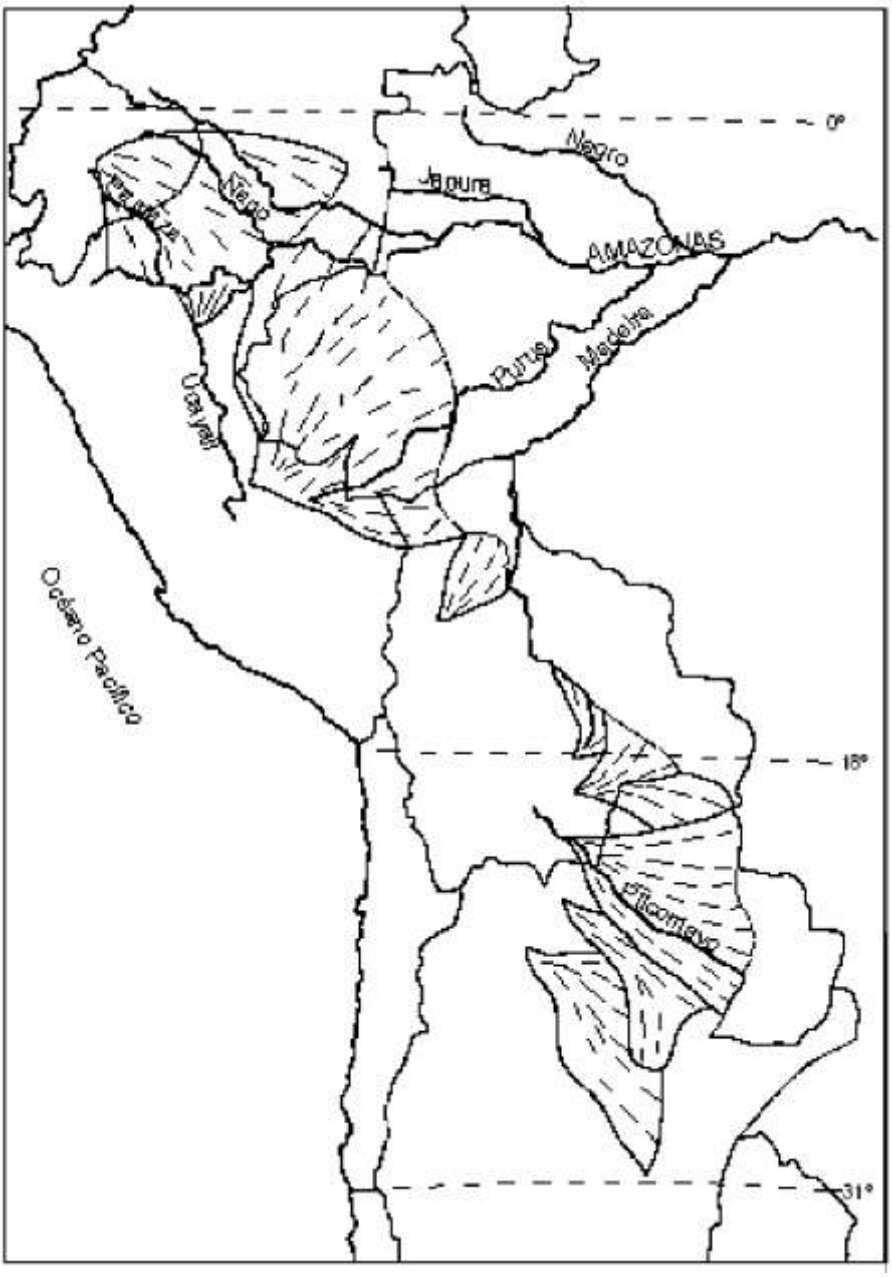
valores de los clásicos abanicos pequeños de pie de monte.

#Debido a la gran extensión del sistema, frecuentemente aparecen bloques tectónicos enteros dentro del abanico, cuyos movimientos originan lagos y otros fenómenos hidrográficos.

#El cuerpo sedimentario del mega-abanico no es homogéneo, sino está compuesto por un complejo de unidades sedimentarias y morfológicas depositadas durante largos períodos de tiempo.

#Un mega-abanico incluye cauces efímeros, derrames, campos de dunas, fajas fluviales, etc. formados bajo diferentes condiciones.

Los mega-abanicos sudamericanos forman una serie continua a lo largo del antepaís andino. Se formaron por acumulación de sedimentos aportados por las redes fluviales en los Andes; los colectores de dichas redes cruzan las Sierras Subandinas y cadenas montañosas similares en forma antecedente y desarrollan los mega-abanicos desde el pie de monte hasta largas distancias hacia el este (Iriondo, 1988). Comenzaron a formarse en el Plioceno y, con variaciones en su dinámica, permanecen activos hasta el presente.


0°
Negro
Japurá
Negro
AMAZONAS
Purus
Madeira
Ucayali
Océano Pacífico
18°
Paraguay
31°

**Depósitos eólicos**

Grandes volúmenes de limo y arena originados en los Andes y transportados a las tierras bajas fueron deflacionados en los períodos secos y formaron extensos campos de arena y mantos de loess. El sistema mejor conocido de éstos se desarrolló en la Pampa durante el Ultimo Máximo Glacial y el Holoceno Superior, que muestra un patrón clásico: montañas glaciadas -- área de deflación -- campos de arena -- faja de loess periférico. Otros sistemas eólicos tuvieron diferentes modelos de desarrollo, por ejemplo el "modelo chaqueño", en el cual vientos secos tropicales del norte, originados en la planicie amazónica, deflacionaron hacia el sur a los sedimentos aportados a la llanura por los ríos que bajan desde el oeste. Se formaron así grandes campos de dunas en Bolivia y Paraguay y una faja marginal de loess en el sur de Bolivia y noroeste de Argentina (Iriondo, 1997).

Otro caso interesante es el sistema eólico desarrollado en los Llanos del Orinoco, en Colombia y Venezuela, en el cual los vientos alisios del norte formaron un mar de arena de 1200 kilómetros de longitud, con orientación este-oeste que gira suavemente hacia el sur, siguiendo la curvatura de los Andes.

A sotavento de la arena, una formación loéssica cubre los Llanos en Colombia; a lo largo del borde derecho del sistema, en el pie de monte venezolano, se depositaron manchones menores de dicho loess. Las fuentes de sedimentos fueron la plataforma atlántica y el escudo de Guayanas.

La constelación de campos de arena movilizados en Sudamérica durante el Ultimo Máximo Glacial permite la reconstrucción de los paleovientos de ese período. En la mayor parte de los casos las dunas son de tipo parabólico, lo que

facilita la reconstrucción del sentido de los vientos. En otros casos, la dirección de avance de los cuerpos de arena sugiere bastante claramente la dirección del viento (Fig. 4).

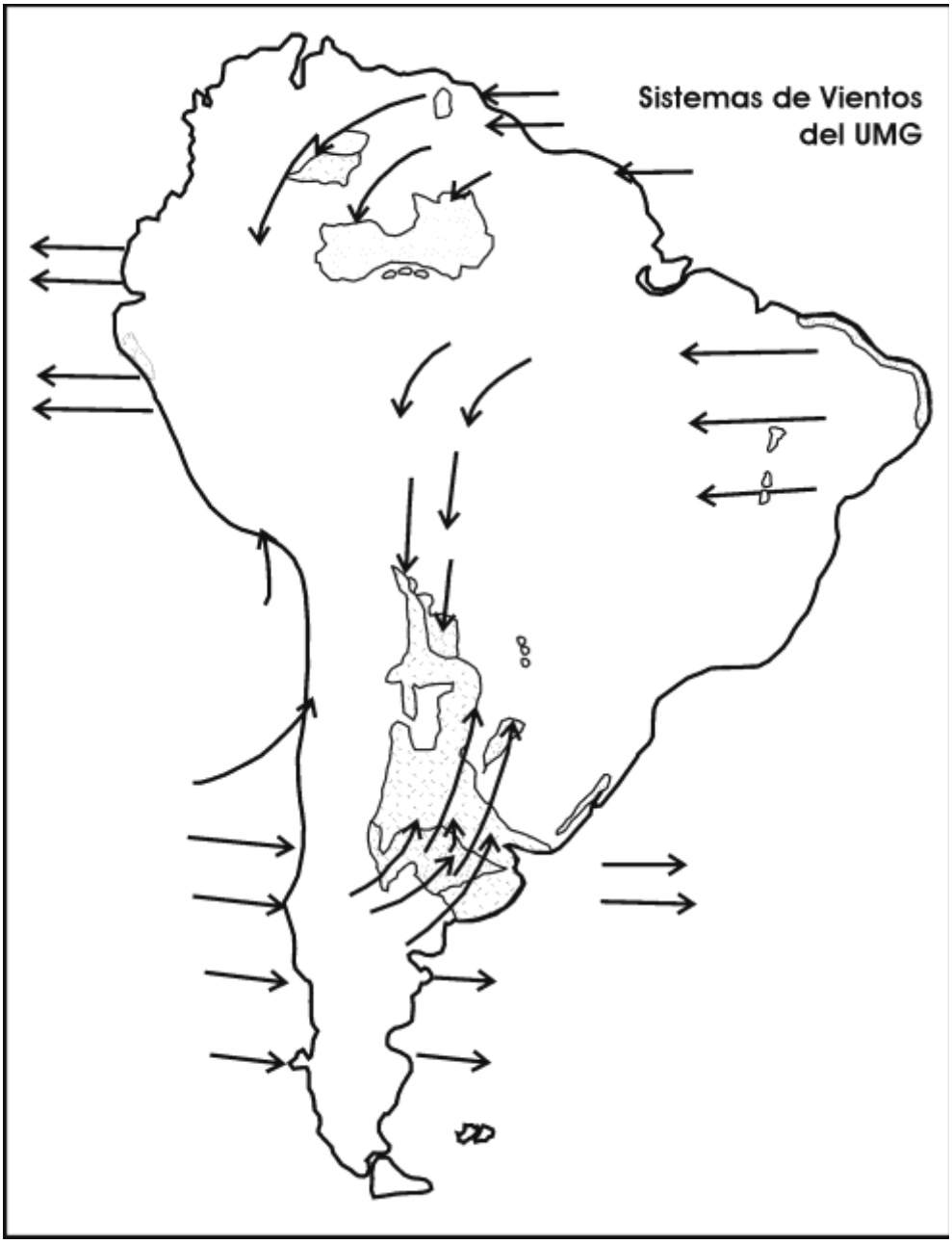

Sistemas de Vientos
del UMG

Fig. 4 – Sistema de vientos en Sudamérica durante el Último Máximo Glacial (EI 2).

**Humedales**

Los procesos tectónicos tensionales que ocurren en el antepaís andino y en otras tierras bajas producen el hundimiento de bloques de varios miles de kilómetros cuadrados de superficie. Bajo climas húmedos, esas depresiones son ocupadas por cuerpos de agua someros y una densa vegetación palustre. Se trata de un caso especial de humedales que, debido a su gran extensión, complejidad, flujos internos de sales y sedimentos y otras características, deben ser considerados como macrosistemas (Neiff et al., 1994). Dichas áreas están caracterizadas por inundaciones más o menos periódicas y constituyen complejos ecosistemas adaptados a grandes fluctuaciones en el nivel del agua. Los cuerpos de agua frecuentemente tienen condiciones anaeróbicas y acumulan materia orgánica con varios grados de descomposición. Una lista parcial publicada por Neiff et al. contiene 15 humedales con superficies mayores a diez mil kilómetros cuadrados. Otros humedales algo menores se forman en fajas fluviales abandonadas dentro de mega-abanicos. Ejemplos de ese tipo pueden encontrarse en el sistema del río Pilcomayo, donde una faja antigua está ahora transformada en un pantano de 250 Km de largo y 7 a 12 Km de ancho; en toda esa área la profundidad oscila solamente entre 20 y 80 centímetros. Ese humedal está ubicado en la provincia de Formosa, en Argentina. Otro similar se encuentra en el Chaco paraguayo, una corta distancia hacia el norte. La superficie del agua está cubierta por vegetación palustre (Graminiae y Cyperaceae) y plantas flotantes (Eichhornia y Pistia). Existen en el Chaco otros grandes pantanos, con 100 a 200 kilómetros de longitud, 3 a 10 kilómetros de ancho y menos de 1 metro de profundidad (Iriondo, 1989).

En algunos humedales crecen turberas tropícales. La laguna Iberá en NE Argentina ocupa un área de 12.000 Km2, cubriendo parcialmente un antiguo mega-abanico del río Paraná. La superficie de agua libre abarca solamente 10 % del total, el resto está cuberto por vegetación palustre y flotante. El producto más interesante de ese ambiente es una turba tropical. Su evolución comienza con el crecimiento de una carpeta de vegetación flotante. Las plantas muertas en esa carpeta no se hunden, sino que permanecen flotando, parcialmente descompuestas, y sirven de soporte a nuevas plantas flotantes. Esto resulta en un paulatino aumento en el grosos de la carpeta, que se transforma en un "embalsado" de 1 a 2 metros de espesor, compuesto por una masa esponjosa saturada de tejidos vegetales parcialmente descompuestos. Durante años excepcionalmente secos, el nivel del agua desciende y el embalsado puede tocar el fondo del pantano. En la siguiente estación húmeda el agua recupera su nivel normal, dejando al embalsado pegado al fondo.

Después, el proceso de formación de embalsado comienza otra vez en superficie. Se han medido espesores de embalsados de hasta 3 metros, con edades de hasta 3000 años. Desde el punto de vista de la ciencia del Cuaternario, el grado de conocimiento de los grandes humedales es realmente pobre. En general, dicho conocimiento está restringido a la descripción de las condiciones actuales. Entre los escasos estudios existentes en humedales cuaternarios, puede mencionarse el de la Formación Tapebicuá, una unidad sedimentaria caracterizada por numerosas concreciones ferruginosas y un paleosuelo del tipo Plintosol en el tope (Iriondo 2004). De todas maneras, es claro que estos pantanos tropicales existieron a lo largo de todo el Cuaternario en el continente y que muy probablemente fueron "puntos calientes" en la evolución de plantas y animales y refugios de ecosistemas particulares.

**Los grandes ríos**

Los ríos mayores de Sudamérica funcionan como colectores de las grandes redes hidrográficas formadas como resultado de la elevación mio-pliocena de los Andes, con la excepción parcial del Orinoco. La literatura sobre la historia cuaternaria de los ríos sudamericanos es abundante y excede el motivo de este capítulo. Sin embargo, se pueden hacer dos comentarios aquí.

# Se conoce desde hace décadas que la arena transportada por el Amazonas hasta el océano Atlántico es mineralógicamente inmadura (Damuth y Fairbridge, 1970; Potter, 1978), lo que a primera vista constituye una paradoja, porque el Amazonas es el epítome de ambiente tropical húmedo. Los autores citados concluyen que la razón de ello fue una aridez durante la última glaciación. Millman et al. (1975) discrepan con esa opinión y presentan datos que indican que la arena arcósica llega desde los Andes vía río Amazonas. Nuestras propias observaciones realizadas en la alta cuenca del Amazonas confirman este origen: Las orillas de los ríos Napo y Pastaza y las de sus tributarios en Ecuador están formadas por arena volcánica fresca y muy suelta, la que es erodada en grandes volúmenes durante la estación lluviosa. La arena tiene composición mesosilícica y además los valles reciben frecuentemente nuevas lluvias de cenizas y sedimentos similares. El río Pastaza ha generado un mega-abanico de 400 kilómetros de largo, formado por arena volcánica y ceniza alterada, presumiblemente durante el Pleistoceno Superior (Iriondo, 1994). El borde distal del abanico está marcado por el río Amazonas. Integrando ambas observaciones se concluye que la carga sedimentaria del Amazonas tiene una fuente volcánica moderna, y no debe ser considerada dentro de la teoría "normal" de meteorización ambiental.

# Los sedimentos del río Paraná provienen de dos fuentes contrastadas. La carga de fondo está compuesta por arena cuarzosa fina originada en la destrucción de areniscas eólicas en Brasil. El sedimento transportado en suspensión proviene de los Andes, es transportado por los ríos chaqueños, y pueden alcanzar a concentraciones de hasta 40.000 partes por millón de limo y arcilla illítica. Ambos sedimentos se mezclan en la confluencia ParanáParaguay, unos 1400 Km aguas arriba de la desembocadura en el océano Atlántico. El contraste entre ambas fuentes de sedimento es claro, debido a que el clima de ambas regiones oscila con una correlación inversa (Iriondo, 1999d).

**La costa y la plataforma continental**

La relación entre continente y océano es altamente asimétrica en Sudamérica. La plataforma continental atlántica es ancha y bien desarrollada, por ejemplo en Patagonia, con todas las características de un margen pasivo. Por el contrario, la costa pacífica es escarpada y termina abruptamente en una fosa oceánica. La cordillera de los Andes es por lejos la fuente más importante de sedimentos que llegan al océano.

Los tres ríos mayores, el Amazonas entre ellos, descargan grandes volúmenes de sedimentos de origen andino en la costa atlántica. Actualmente el Paraná descarga 200 millones de toneladas de sedimentos suspendidos por año; el Orinoco 150 Mt/a y el Amazonas entre 1100 y 1300 Mt/a (Meade, 1994). Los tres son sistemas de transporte transcontinental de sedimentos finos, que forman aproximadamente el 90 % de la descarga total. Por el contrario, los sedimentos de fondo del Orinoco y del Paraná son originados en rocas antiguas de escudo.

El nivel del mar actual es representativo de los niveles altos interglaciales. En estas condiciones, cuando la masa sedimentaria alcanza el mar, no se derrama hacia el fondo del océano, sino que es transportado a lo largo de la costa sobre la plataforma interior hacia el noreste (Paraná) y el noroeste (Amazonas y Orinoco), esto es, en una dirección antihoraria (Fig. 5). La mayor parte del transporte ocurre en profundidades entre cero y 40 metros y la concentración de sedimento puede llegar hasta las 100 partes por millón en dicha faja (Nlttrouer et al, 1986). Es interesante hacer notar que la mayor parte de los ríos de la pendiente atlántica desarrollaron deltas durante el Holoceno, con la notable excepci6n del Amazonas, en cuya desembocadura se forman ondas de marea extremadamente fuertes que impiden la sedimentación. Por el contrario, la costa pacífica muestra depósitos costeros escasos, principalmente playas elevadas y llanuras de marea.

Durante períodos glaciales con bajos niveles del mar, la sedimentación marina es cualitativamente diferente; los ríos cruzan la plataforma y descargan sus sedimentos en el fondo oceánico (Nittrouer and De Master, 1986), formando grandes cañones submarinos en el talud continental y conos en la planicie abisal. La plataforma emergida en esos períodos puede ser considerablemente amplia; el área de la Patagonia, por ejemplo, fue aproximadamente el doble que la actual durante el Último Máximo Glacial.

En la actualidad y durante todo el Holoceno, la dinámica costera en la mayor parte del lado del Pacífico está dominada por una acción casi constante de las mareas, interrumpida en algunos años por fuertes tormentas de oleaje durante los eventos El Niño. Por lo tanto, las playas elevadas y "beach ridges" son consideradas en Perú y Ecuador como indicadores de eventos El Niño. Un punto interesante es la discusión entre especialistas acerca de si El Niño ocurrió solamente durante el Holoceno o también apareció en el Pleistoceno; la mayor parte de ellos cree que es un fenómeno exclusivamente holoceno. Sin embargo, la estratigrafía pleistocena sugiere que una dinámica de oleaje (El Niño) tuvo lugar por lo menos tres veces durante el Pleistoceno, formándose los "tablazos", depósitos elevados formados en ambientes de playas de alta energía.

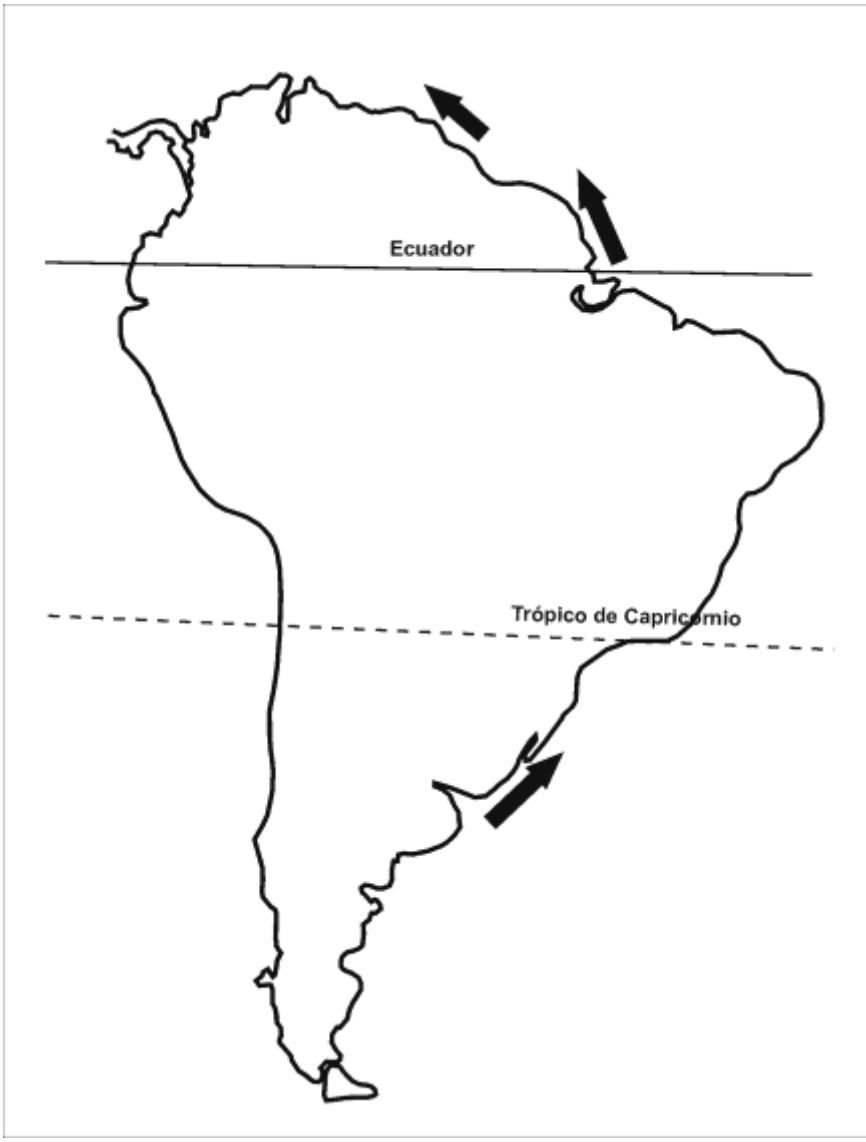



Fig. 5 – Deriva de sedimentos sobre la plataforma atlántica en períodos de alto nivel del mar.

**Los terrenos antiguos**

Aproximadamente la mitad de Sudamérica está compuesta por rocas paleozoicas y mesozoicas caracterizadas por paisajes antiguos, la mayoría de ellos terciarios. En general, dichos paisajes fueron generados por retroceso generalizados de escarpas, que resultaron en la formación de sucesivas superficies (King, 1986). Además, en algunas regiones del sur de Brasil y norte de Uruguay, se preservan grandes paleocauces originados en sistemas paleogeográficos se preservan en forma discontinua. Las redes fluviales actuales están parcialmente condicionadas por dichas patrones antiguos. Grandes áreas de los terrenos

antiguos están cubiertas por tierras rojas de origen eólico denominadas "loess tropical" sobre todo en bajas latitudes (Lichte, 1991; Iriondo y Krohling, 1997).

.

**Los climas cuaternarios**

Sudamérica ha sufrido numerosos cambios climáticos durante el Cuaternario. En las tierras altas y en latitudes mayores a los 40°S dichos cambios se expresaron en cambios extremos de temperatura (glaciaciones e interglaciales), mientras que en las tierras bajas se han producido secuencias de aridez/humedad. La glaciación de mayor intensidad y extensión fue la llamada Gran Glaciación Sudamericana, ocurrida en el Estadio Isotópico 30, alrededor de un millón de años antes del presente, al finalizar el Pleistoceno Inferior.

La época mejor conocida es el último ciclo glacial/interglacial. El último interglacial corresponde al Estadio isotópico 5. Estuvo caracterizado por altas temperaturas y humedad mayor que la normal en el sudeste del continente (Sur de Brasil, Noreste de Argentina, Paraguay, Uruguay) con elevación de unos 10 metros del nivel del mar y desarrollo de una terraza en el sur de Brasil, Argentina y Uruguay.

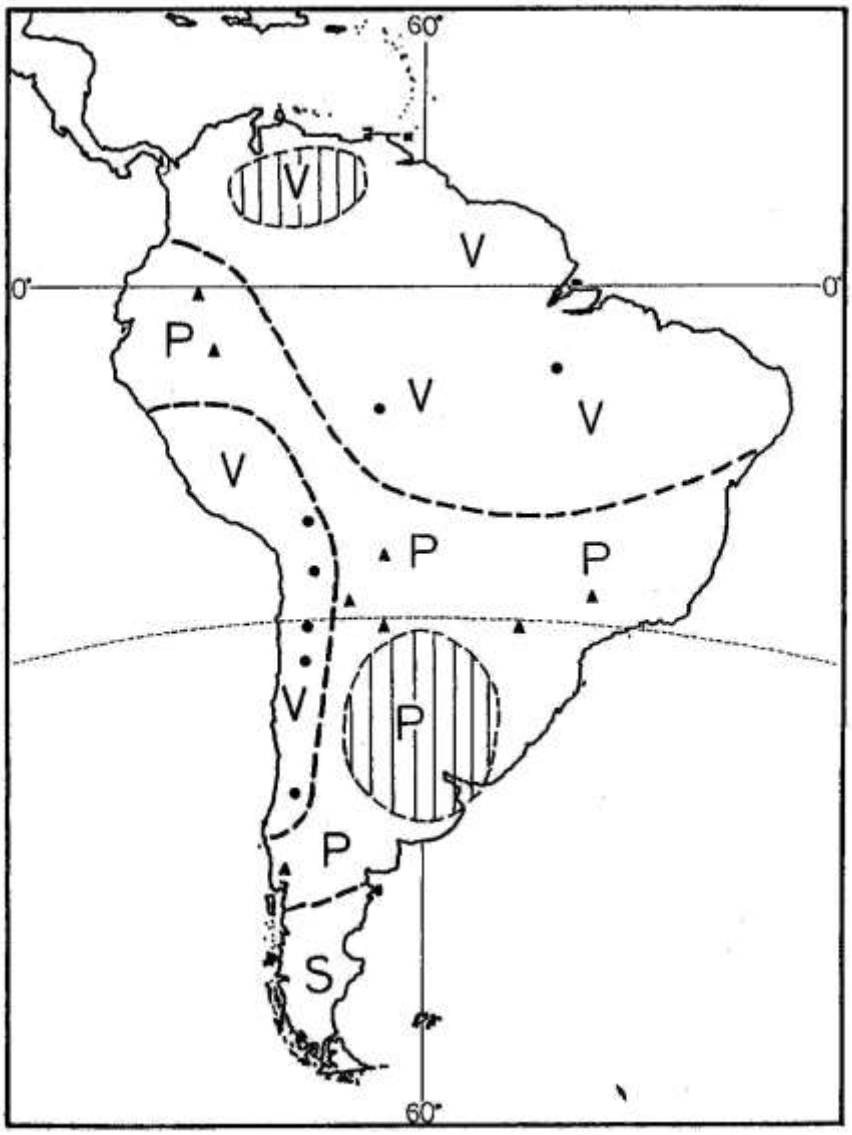
Durante el Estadio Isotópico 4 (EI4, entre 85.000 y 65.000 a. A.P.) una masiva glaciación afectó toda la cordillera de los Andes. Ocurrió un clima húmedo en el norte del continente y un gran desierto se desarrolló en el sur, asociado con limos eólicos que alcanzaron la latitud de 25° en el sudeste de Brasil (Iriondo, 1999).

En el EI3 (65.000/36.000 a. A.P.) los glaciares de montaña fueron de modesta extensión en los Andes. En el sur (Pampa y Chaco) revaleció clima húmedo y cálido, mientras condiciones de sequía dominaban en el norte (Amazonas y Colombia).

En el EI2 (36.000/8500 a. A.P.) ocurrió un avance generalizado de glaciares en los Andes, aunque menor que en el EI4. Clima frío y seco en el sur, con extensión del clima patagónico hacia el noreste. Húmedo en el amazonas y en el Orinoco.

El período Hypsitermal del Holoceno fue húmedo en el sur y seco en el norte del continente. Esto se debe a que la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) tiene tendencia a permanecer más tiempo en el sur durante los períodos cálidos y a estacionarse en el norte en los períodos fríos. Un ejemplo de cada caso ocurre en la actualidad: los años El Niño reproducen los períodos cálidos, mientras que La Niña imita a los períodos fríos. En realidad, el mapa de los paleoclimas sudamericanos no es solamente una oscilación norte/sur sino que se trata de algo más complicado. Por ejemplo, el Altiplano funciona climáticamente como Venezuela mientras que la República del Ecuador se comporta como la Pampa (Ver mapa). El Chaco y las tierras bajas bolivanas tienen climas tipo Pampa (Figs. 6 y 7).

Fig. 6 – Mapa de los tipos de clima – V: Tipo Venezuela – P: Tipo Pampa


60°
V
V
0°
0°
P
V
V
V
P
P
V
P
P
S
60°

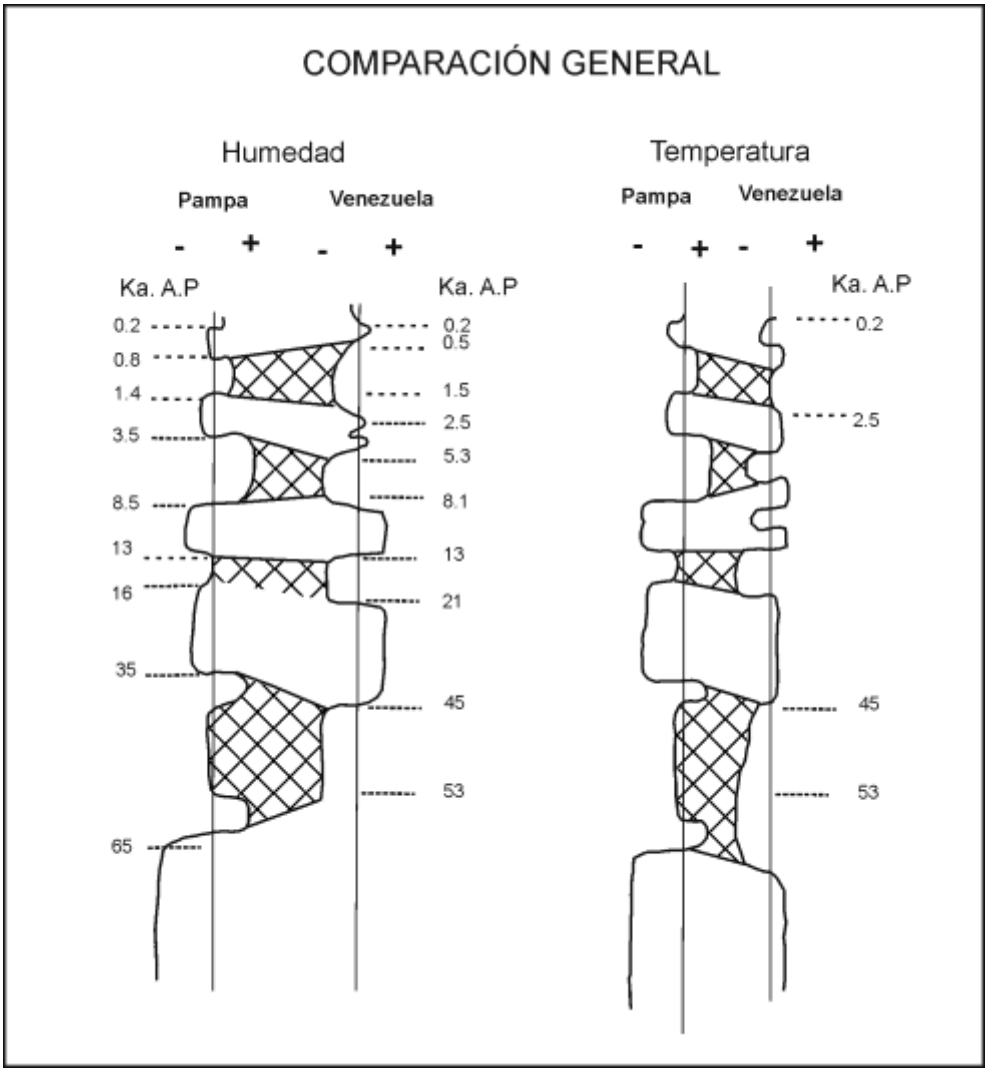



Fig.7-Columnas comparativas de humedad y temperatura de los dos tipos de clima.

LOS MEGA-ABANICOS DE LA AMAZONIA OCCIDENTAL

Una serie de mega-abanicos aparece a lo largo de la vertiente oriental de los Andes, en la Amazonia Occidental (Fig. 8). Los mayores de éstos están ahora drenados por las cuencas de los ríos Pastaza y Purús. El abanico del Purús fue probablemente formado por la acumulación de sedimentos originados en el Ucayali; está caracterizado por ríos que transportan montmorillonita como mineral arcilloso dominante. Ese sistema sedimentario está compuesto por la Formación Iñapari (Argollo e Iriondo, 2008), con 30 metros de espesor.

Los abanicos amazónicos fueron desarrollados bajo climas más secos que el actual, probablemente durante las glaciaciones pliocenas y pleistocenas. Teniendo en cuenta que durante las glaciaciones las fajas climáticas del Hemisferio Sur fueron corridas hacia el norte, la dinámica actual de los mega-abanicos del Chaco puede proveer importantes claves para la interpretación de los procesos actuantes entonces: Clima tropical/subtropical semiárido, con marcada estacionalidad en la descarga de agua y sedimento, alta concentración de sedimento en suspensión, derrames y humedales no permanentes (Iriondo, 1988). Los abanicos del Chaco son tratados en detalle en el capítulo 5 de este libro.

REFERENCIAS

Iriondo, M. 1988 – The alluvial fans of western Amazonia and the Chaco Analogy. Chapman Conference on the Fate of Particulate and Dissolved Components Whithin the Amazon Dispersal System: River and Ocean. Ext. Abs.: 65-68. American Geophysical Union. Charleston.

# III - ARGENTINA EN SUDAMÉRICA

La República Argentina abarca en Sudamérica aproximadamente 2.792.000 kilómetros cuadrados, lo que representa algo más del 12 % de este continente. Su característica geográfica principal es su gran extensión norte-sur, desde el Cerro Branqui (21* 47'S) localizado al norte del Trópico de Capricornio hasta el Cabo San Pío (55* 04"S) en la Isla Grande de Tierra del Fuego, a solo 900 kilómetros de la Península Antártica y 1300 kilómetros del Círculo Polar Antártico (Fig. 3 – 1). La extensión longitudinal a través de las fajas climáticas globales es de 3700 kilómetros. Se encuentra actualmente en la faja de Anticiclones Tropicales (con frecuentes incursiones de la Zona de Convergencia Intertropical en verano) y en la faja de Vientos del Oeste al sur de los 40* de latitud; es posible que el Anticiclón Antártico haya alcanzado el extremo sur durante la Gran Glaciación Sudamericana.

El país está compuesto a grandes rasgos por una faja cordillerana y montañosa al oeste y llanuras bajas y mesetas al este. Esa morfología básica produce climas dominados por precipitaciones topográficas de

distinto tipo: positivas en el noroeste (Cordillera Oriental y Sierras Subandinas) y negativas en el sur (desierto patagónico). Excepcionalmente, y seguramente por efecto del clima anómalamente húmedo del noroeste, no existe un desierto tropical en el Chaco que está ubicado a la altura del Kalahari y Australia Central.

La Geología Regional ha controlado los grandes sistemas sedimentarios y geomorfológicos argentino, con influencia dominante de los grandes ríos tropicales en el norte y el este del territorio, y de procesos de remoción en masa y torrentes en el oeste. La gran influencia del océano Atlántico en el sur, cubriendo y descubriendo más de la mitad de la Patagonia en las oscilaciones del nivel del mar, es todavía muy poco conocida.

Los cambios climáticos ocurridos en el Cuaternario se resolvieron en Argentina en una sucesión de climas seco/fríos y cálido/húmedos, con predominio de los agentes geológicos controlados por la temperatura en las montañas y altas latitudes (por ejemplo glaciaciones) y agentes geológicos controlados por la humedad en las llanuras (por ejemplo mantos de loess y pedogénesis).

Las regiones naturales actuales de la Argentina ya estaban delineadas al comienzo del Cuaternario, y a lo largo del mismo conformaron sistemas ambientales integrales que pueden ser bastante bien estudiados por la Estratigrafía Física. Asumiendo esa realidad natural, este libro divide la descripción del territorio del país en las siguientes regiones (Iriondo, 2004):

- Mesopotamia – Dominada por la acción de los grandes ríos en ambientes subtropicales a tropicales (sabanas, selvas y humedales).
- Chaco – Es una serie de mega-abanicos originados en las montañas del oeste y desarrollados bajo climas generalmente semiáridos. Se extiende ampliamente hacia Paraguay y Bolivia.
- Cordillera Oriental y Sierras Subandinas – Es una faja relativamente estrecha, con una bien definida identidad ambiental y dinámica originada en las abundantes lluvias orográficas tropicales y el plegamiento de sus rocas. Los movimientos en masa dominan los escenarios cuaternarios.
- Puna – Compuesta por valles cerrados de altura, se prolonga en Bolivia y Chile. En conjunto es 1/3 de la meseta del Tibet, considerada por muchos especialistas como “el tercer polo de la Tierra” por su influencia climática. Su sector sur (Puna catamarqueña) presenta condiciones más extremas que las del Tibet.
- Cordillera Central – En Mendoza, San Juan y La Rioja. Ambientes áridos de altura vinculados al Atlántico. Proveen la mayor parte de los sedimentos a la Pampa y a los bolsones del oeste. Meteorización física y aluviones dominan sus escenarios cuaternarios.
- Bolsones y valles – Son las amplias depresiones cerradas ubicadas entre las desiguales y diversas montañas denominadas Sierras Pampeanas. Al contrario que dichas montañas, los valles y bolsones sí forman realmente un sistema homogéneo. Están dominados por salinas y campos de arena eólica que migran hacia el sur.
- Pampa Norte – Es parte de la llanura eólica del centro de la Argentina. Está caracterizada por una secuencia loess/paleosuelos en el Cuaternario superior, con sedimentos originados en la Cordillera Central y en las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis.
- Pampa Sur - Es la mitad sur de la llanura eólica del centro argentino. Está caracterizada por un mar de arena eólico de desierto (similares a los del Sahara) y una faja de loess en el este. Los

sedimentos originados en la Cordillera Central están mezclados con lluvias de cenizas volcánicas retrabajadas por el viento.

- Cordillera Patagónica – Ha estado sometida durante el Cuaternario a la influencia constante de los “Vientos del Oeste” planetarios bajo climas húmedos. Está caracterizada por depósitos glaciales que enmascaran los largos períodos de ambientes fluviales de climas templados.
- Patagonia extraandina – Se trata de una meseta sometida durante todo el Cuaternario a climas templados (nieve en invierno) semiáridos a áridos. La influencia del viento, principalmente erosiva, fue dominante. Depósitos aluviales y fluviales de sistemas exógenos cordilleranos son dominantes.
- Faja costera – Es la región plasmada y modelada directamente por el océano Atlántico Sur (mucho mayor que la República Argentina) en el Cuaternario. Comienza en Rosario y termina en el Banco Burwood, al este de Tierra del Fuego. Está caracterizada por oscilaciones del nivel del mar y el séquito de geoformas litorales que las acompaña (actualmente casi todas sumergidas), con la aparición y desaparición de grandes islas entre otros efectos.

FIGURAS

3 – 2 Regiones naturales del Cuaternario en Argentina.

REFERENCIAS

Argollo, J. e Iriondo, M. 2008 – El Cuaternario de Bolivia y Regiones Vecinas. Museo Ameghino/GEC. 378 pág. Santa Fe.

Iriondo, M. 1988 – The alluvial fans of Western Amazonia and the Chaco analogy. American Geophysical Union. Chapman Conference on the fate of particulate and dissolved components within the Amazon dispersal system: River and ocean. (C. Nittrouer and E. De Master, eds.). Extended Abstracts:65-68. Charleston (USA).

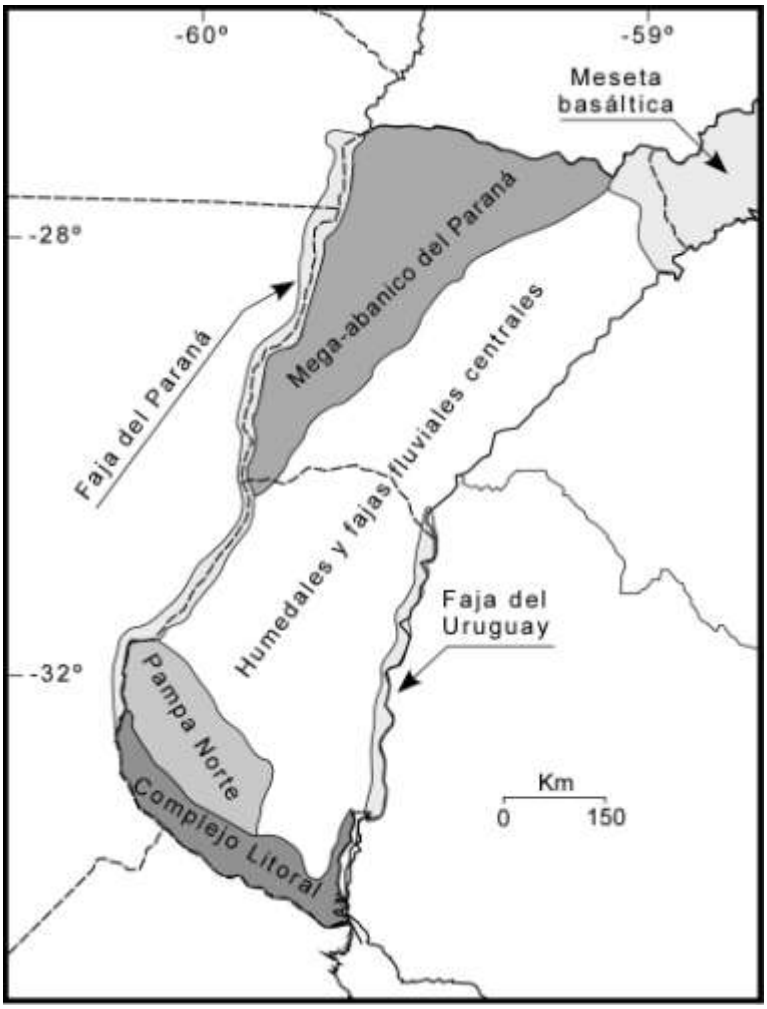
Iriondo, M. 2004 – The Quaternary of Argentina – XXXII International Geological Congress. Abstracts. Florencia (Italia).

# IV - MESOPOTAMIA

La Mesopotamia es la región que forma el noreste de la Argentina. Se extiende desde los 25° 23'S/54° 07'W hasta los 33° 20'S/59° 00'W en el sur, a 1100 kilómetros de distancia; su superficie es de 184.000 Km2. Comprende las provincias de Misiones, Corrientes y Entre Ríos y está caracterizada actualmente por clima húmedo en toda su extensión; ha sido una de las regiones naturales más húmedas del país a lo largo de todo el Cuaternario, y desde el punto de vista climático presenta una transición suave entre clima tropical húmedo en el noreste de Misiones y subtropical húmedo en el suroeste de Entre Ríos.

Por el contrario, el substrato geológico es realmente variado, con rocas, relieves y sedimentos pre-cuaternarios de diverso tipo, que han condicionado la evolución cuaternaria de la región. A ese complejo escenario heredado se le ha sobrepuesto la actividad de los dos grandes ríos, el Paraná y el Uruguay, que fueron los agentes directos o indirectos de la sedimentación y modelado del paisaje en casi todo este territorio.

Considerando a la Mesopotamia como una región natural, se la debe dividir en cinco sub-regiones bien definidas (Fig. 1): Meseta Basáltica; Mega-abanico del Paraná; Humedales y Fajas Fluviales Centrales; Pampa Norte en el sudoeste de Entre Ríos; y Grandes Ríos (Nótese que según esta lógica el Delta del Paraná queda fuera de la Mesopotamia y está incluido en otra región natural).




LA MESETA BASÁLTICA

La meseta basáltica es el sector argentino del plateau basáltico sudamericano, que en total cubre un millón de kilómetros cuadrados. Se trata de erupciones volcánicas cretácicas vinculadas con la apertura del océano Atlántico, acumuladas en espesores de cientos de metros. La potencia de la formación basáltica aumenta desde 600 m en el suroeste hasta 1000 m en el noreste (Padula, 1972). Almeida (1986) cita una potencia máxima de 1600 metros en el área central. Las coladas individuales tienen espesores típicos de 10 a 15 metros; algunas de ellas son masivas, otras alveolares. El basalto se encuentra profundamente alterado en la mayor parte de su masa. En la Argentina cubre prácticamente toda la provincia de Misiones y una franja irregular en el norte de Corrientes, formando una meseta.

La génesis de los paisajes de meseta ha sido estudiada en Sudáfrica y Brasil por King (1956) y otros (por ejemplo Partridge y Maud , 1987). Dichos autores determinaron que los procesos principales en la evolución morfológica esos paisajes son el retroceso de escarpas y pedimentación; ello produce un nivel sub-horizontal o "superficie" en cada ciclo erosivo. Siguiendo a King, existen tres niveles generales del pasaje, denominados respectivamente "Superficie Sulamericana", Superficie Velhas, y Paraguazú. La Superficie Sulamericana corresponde a la superficie original del paisaje en esta meseta. Los ciclos erosivos que actuaron durante el Terciario y el Cuaternario están representados por el entallamiento y apertura de valles, que destruyeron la mayor parte del Planalto Sudamericano y ocupan ahora la mayor parte del paisaje.

La superficie original fue destruida casi completamente en Argentina por fenómenos de erosión areal ocurridos en el Terciario (Iriondo y Krohling, 2004). Los relictos que se preservan están ubicados en el noreste de Misiones, en el área de Bernardo de Yrigoyen, a una altura de 800 m.s.n.m. Un nivel más bajo (la superficie intermedia), con cotas entre 300 y 400 metros, abarca una gran superficie, cubriendo la mayor parte de la provincia de Misiones (Iriondo y Krohling, 2008); fue labrada durante el "Ciclo Velhas" de King. Está formada por colinas suavemente onduladas, de perfil convexo, en muchos casos con una morfología de tipo "media naranja", aunque con relieve más suave que sus equivalentes brasileños. Puede deducirse un origen fluvial antiguo en el patrón geomorfológico. Tentativamente, colocamos la edad de esta superficie en el Terciario medio. Es evidente que la red hidrográfica era completamente diferente a la actual, pues aparecen grandes paleocauces muy cercanos a las actuales divisorias de pequeños arroyos, por ejemplo el Salto Encantado en Aristóbulo del Valle.

La tercera superficie fue labrada durante el sistema hidrográfico actual. En Brasil se expresa en forma de profundas incisiones de valles y se lo denomina "Ciclo Paraguazú". Los ríos Paraná y Uruguay son los niveles de base. Este ciclo penetró por erosión retrocedente en la Superficie Velhas. En el sur de Misiones y norte de Corrientes, este proceso avanzó hasta formar una extensa superficie denominada "Peneplanicie de Apóstoles", que se extiende por debajo de los 200 m.s.n.m. El área vinculada al río Paraná es notablemente mayor que la del río Uruguay, llegando hasta el norte de San Ignacio.

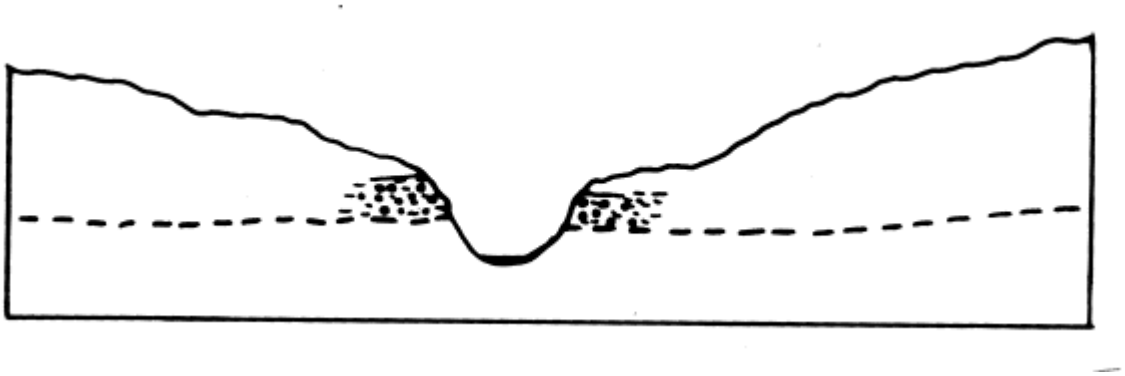
Los registros sedimentarios y la información geomorfológica del Pleistoceno inferior sugieren condiciones y procesos claramente diferentes de los actuales, tanto desde el punto de vista sedimentario como geomorfológico y hasta geográfico. Las principales formaciones geológicas definidas en la región en estudio contrastan con las del Cuaternario superior y aun entre sí.

**La costra ferruginosa**

Cerca de los bordes externos de la Peneplanicie de Apóstoles se encuentran costras ferruginosas de escasa extensión; aparecen en el norte de Corrientes y en áreas vecinas de Río Grande do Sul. Fueron producidas por meteorización química profunda bajo clima de sabana, es decir, climas tropicales con estación húmeda y seca bien marcadas a lo largo del año. Son depósitos ferruginosos con estructura vesicular, que pueden ser cortados fácilmente con una pala o un cuchillo cuando húmedos; al secarse se endurecen rápidamente y se vuelven resistentes a la meteorización. Se los conoce localmente con el nombre de "piedra tacurú", que significa "piedra hormiguero" en lengua guaraní, una descripción muy acertada de su estructura. El color general de esta roca es ocre amarillento, es una verdadera laterita. Está compuesta por hematita, goethita, hidróxidos de aluminio, caolinita y cuarzo, con significativas proporciones de coloides.

Los volúmenes de esta roca son escasos. En el este de Corrientes aparecen afloramientos cerca del arroyo San Joaquín, formados por pisolitas de 1 a 2 cm de largo, que se pueden separar con los dedos el color general es ocre rojizo amarillento con manchas negras. Hay frecuentes huecos abiertos de más de 2 mm de diámetro; en algunos lugares incluye granos de arena gruesa intercalados y cantos rodados en concentraciones variables. El color es mate, aunque localmente la costra posee brillo metálico. El espesor es de 50 centímetros. 50 kilómetros al sur de Santo Tomé aparece un afloramiento de 20 metros de largo y 70 cm de espesor, debajo de una sedimentita roja no identificada. En los valles de los bañados Cuay Grande y Cuay Chico se observan afloramientos de 50 cm de espesor coronando una formación probablemente terciaria; el nivel de costra aflora en forma discontinua en la parte inferior de las colinas del área, en general formando cuerpos de 20 a 30 metros de longitud, lo que sugiere precipitación en la zona de surgencia del agua freática (Fig. 2). La costra forma un resalto en el perfil de las colinas y está cubierta por 2,5 m de sedimento, también afectado por precipitados de hierro.

El mayor espesor encontrado está localizado al oeste del bañado Mboro Cué, con 1,80 metros. También aparece en Desiderio Sosa. En ambos casos se trata de costra retransportada, formada por fragmentos de la costra descrita más arriba. Las edades de este "complejo ferruginoso" son hipotéticas, sobre todo la de la costra original. Ésta aparece siempre vinculada al basalto o a rocas no identificadas; en consecuencia, la colocamos tentativamente en la base del Cuaternario o en el Plioceno. La costra retransportada aparece intercalada entre los miembros superior e inferior de la Formación Oberá , de manera que le corresponde una edad entre 17.000 años y 9.000 años. Hay una tercera unidad que aparece en una escombrera en algunas localidades al este del Iberá y que puede colocarse en el Holoceno superior.



**La Formación Oberá**

La Fm Oberá es un sedimento eólico fino de color rojo que cubre en forma de manto el paisaje de la meseta basáltica, especialmente a las superficies Velhas y Apóstoles (Fig. 3). Fue definida por Iriondo et al. (1997). De acuerdo a las dataciones absolutas obtenidas, el miembro inferior de la unidad fue depositado durante el Último Máximo Glacial (Pleistoceno superior) mientras que el miembro superior fue generado durante el período seco del Holoceno superior. Se trata de un tipo de loess no glacial, denominado "loess tropical"(Iriondo y Krohling, 2007); sus principales características son las siguientes:

- Cubre el relieve preexistente en forma de manto.
- Granulométricamente es un sedimento "franco", franco limoso o franco arcilloso.
- El color es ocre rojizo o amarillento, o rojo.

- La fábrica del sedimento es porosa y friable, organizada en agregados débiles y prismas muy gruesos en una estructura similar a la del loess típico.
- La percolación de óxidos e hidróxidos de hierro han sido activas en la fase postdeposicional de la evolución sedimentaria.
- Forma taludes pronunciados en barrancas y cárcavas, con disyunción vertical.

Este tipo de sedimento ha sido erróneamente interpretado en muchos casos, asimilándoselo con frecuencia a coluvios o lateritas. Una discusión general del tema aparece en Iriondo y Krohling (2007).

El perfil tipo de la Formación Oberá – El perfil tipo se encuentra junto a la RN 14, 10,5 Km al norte del acceso principal a Oberá. Una descripción resumida del mismo es la siguiente:

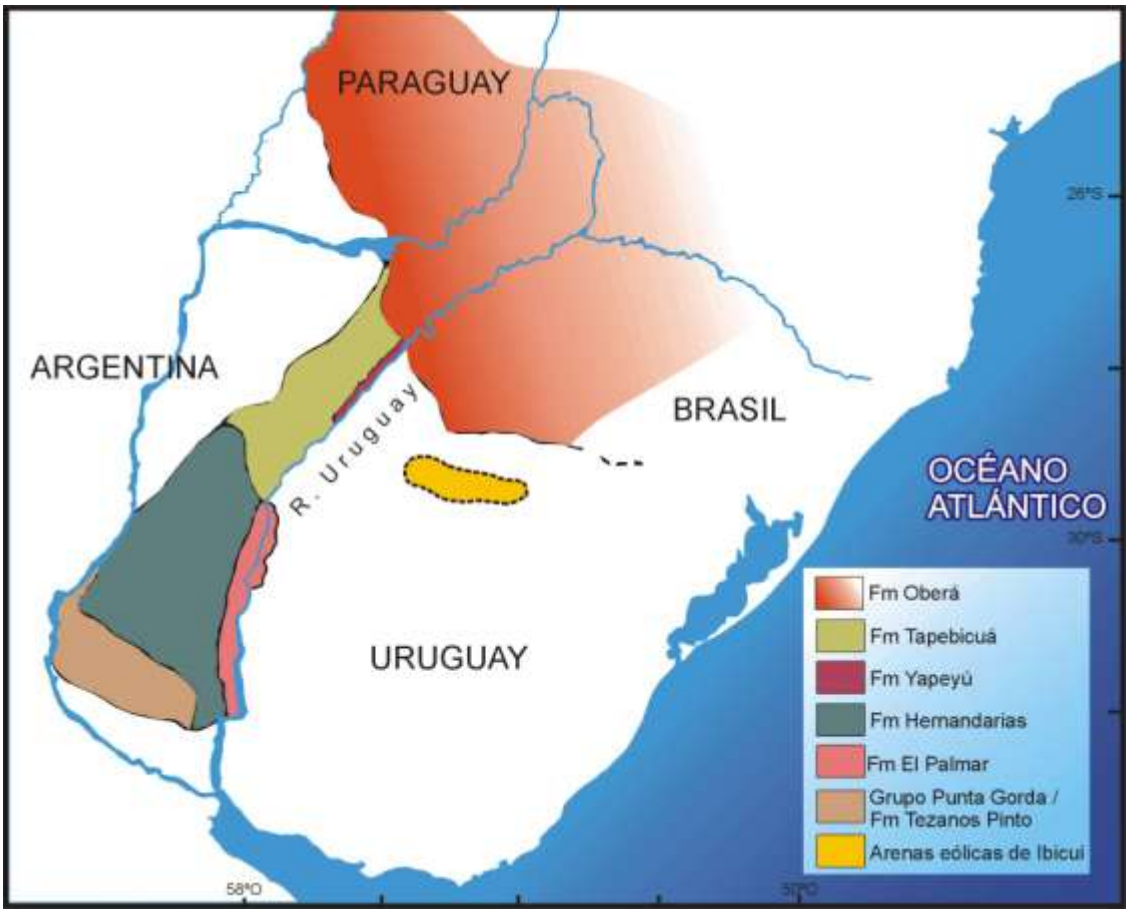
0,00-2,20 m – Miembro inferior. Sedimento franco arcilloso de color rojo oscuro, masivo, moderadamente friable a consistente. Concreciones ferruginosas negras en la parte inferior; dichas concreciones han sido erosionadas y retransportadas en varios sectores formando lentes clásticas por encima de una discontinuidad intraformacional. En otros sectores aparece un nivel torrencial irregular y discontinuo, compuesto por cantos rodados medianos a grava fina. La base de la formación no es visible.

2,20-2,50 m – Horizonte Bt de un suelo enterrado del Orden Ultisol. Está estructurado en prismas gruesos. Se proyecta con perfil vertical en el afloramiento.

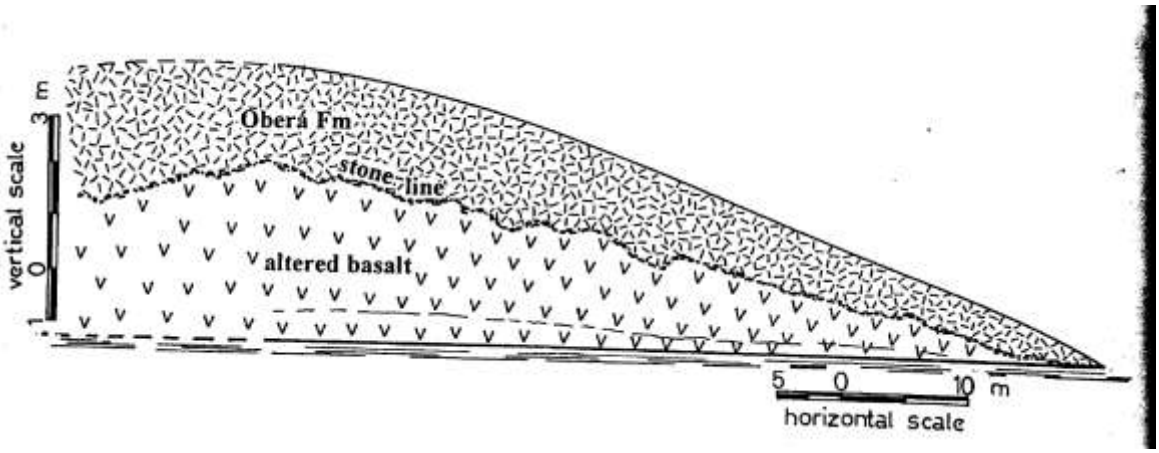
2,50-6,60 m – Miembro superior. Sedimento franco, pulverulento, de color rojo oscuro, muy suelto. En la base aparece un nivel torrencial formado por concreciones silíceas de tamaño grava y canto rodado.

En el techo de la unidad se desarrolló un suelo Ultisol/Oxisol, que forma la superficie del terreno.

La composición mineralógica de la fracción arena fina del sedimento está dominada por cuarzo (85-97 %), vidrio volcánico (1-11 %), alteritas (1-4 %) y sílice amorfa (1-2 %); el cuarzo se presenta redondeado a subredondeado. Entre los minerales pesados translúcidos predomina el circón, en los opacos magnetita/ilmenita. La fracción arcilla está dominada por caolinita y cuarzo.




El material sedimentario de la formación fue transportado a la región en forma de suspensión eólica, muy probablemente de las llanuras aluviales y derrames del Paraná y el Uruguay durante el período relativamente frío y seco del Último Máximo Glacial. Los escenarios análogos actuales son los Llanos del Orinoco y los bañados del Izozog, en Bolivia. El suelo intraformacional se desarrolló durante el período húmedo Hypsithermal , ocurrido entre los 8500 y 3500 años antes del Presente. Posteriormente, se depositó el miembro superior de la unidad en otro período relativamente seco, ocurrido durante el Holoceno superior (entre 3500 y 1400 años A.P.). Después (o durante) de la acumulación de cada miembro sedimentario, un ambiente de sabana se instaló en la región, provocando la percolación y migración de óxidos e hidróxidos de hierro, formándose sesquióxidos y resultando l fábrica sedimentaria típica de la unidad. Lichte y Behling (1999) asumen un transporte eólico regional y determinan condiciones climáticas claramente más secas y temperaturas entre 5 y 7 grados centígrados por debajo de las actuales, mediante palinología.




Existen varias dataciones absolutas que confirman las edades referidas en el párrafo anterior. Las obtenidas en el perfil tipo son 18.560+-1340 a.A.P. en el miembro inferior y 3.740+-150 a.A.P. en el miembro superior, ambas por TL.

**Los valles – El arroyo Los Muertos**

La meseta basáltica está bastante incidida por valles afluentes de los ríos Paraná y Uruguay, que se suceden ininterrumpidamente con equidistancias de varios kilómetros. Un estudio regional determinó que el valle del arroyo Los Muertos es un representante típico de los afluentes del Alto Uruguay, que son alrededor de cuarenta en ambas márgenes (Iriondo et al., 2001).

El valle de Los Muertos está labrado en la Superficie Velhas en toda su extensión y fue excavado probablemente durante el Ciclo Paraguazú (responsable de la formación de la Superficie Apóstoles). El arroyo nace en la ladera oriental de la Sierra de Misiones, a 583 m.s.n.m., en proximidades de la localidad de Dos de Mayo, y tiene una longitud de 27 kilómetros. Es el colector de una cuenca estrecha, de 30 Km de longitud total. El cauce comienza en una cascada de dimensiones desproporcionadas, ubicada a solo 3 Km de la divisoria de cabecera de la cuenca. Desemboca en el Uruguay en Puerto Londero (164 m.s.n.m.), a 1320 Km de la desembocadura del río Uruguay en el Río de la Plata. El cauce está formado por una sucesión de rápidos y pozos someros excavados en basalto en un diseño sub-meandriforme con trechos rectos de evidente control estructural. La cascada tiene unos 30 metros de desnivel. Se estudiaron cuatro perfiles transversales representativos:

- El Perfil I está ubicado en la cascada y representa la cuenca superior. Esta geoforma tiene taludes verticales y grandes bloques de basalto en el fondo; forma una hoya circular en el lecho del arroyo, lo que indica que no se encuentra en retroceso en la actualidad. La superficie general del terreno en las cabeceras de la cuenca está formada por regolitos de basalto, compuesto por bloques angulosos en una matriz pulverulenta gris, de probable origen eólico. El terreno es un complejo de rampas pequeñas, de pocos cientos de metros de extensión (una rampa es una geoforma de acumulación con perfil inclinado, frecuente en los valles tropicales de Sudamérica).
- El Perfil II (7 Km aguas abajo de la cascada) el valle está bien definido, formado por dos rampas que llegan desde ambos costados hasta el cauce, con pendientes de entre 2 y 4 %. El sedimento de las rampas está compuesto por material fino color marrón oscuro y rojo oscuro, con rodados y grava en

la base. Tiene alrededor de 2 metros de espesor a lo largo de 300 metros, con rodados y grava en la base. Cubre en forma de manto un pedimento labrado en el basalto. Fue datado por TL en aproximadamente 3500 años A.P. El conjunto del valle está formado a esta altura por dos pedimentos soterrados, enfrentados a lo largo de la línea por donde fluye el arroyo.

- El Perfil III (7 Km aguas abajo del anterior) muestra al valle considerablemente más amplio, con una terraza horizontal de 400 metros de ancho (considerando ambas márgenes). El perfil transversal es allí el de un valle fluvial con cauce no migrante, formado por un cauce fluvial flanqueado por albardones poblados de selva y una depresión pantanosa detrás, cubierta por pajonal. La terraza fue generada durante un clima relativamente seco, datado en 10.000 años A.P. El albardón es más moderno (edad TL 1.500+-150 a. A.P. a mitad de su altura).
- El Perfil IV se realizó en la desembocadura. La terraza tiene en ese lugar entre 5 y 5,50 m de espesor y está atravesada por varios cauces abandonados. La dinámica del arroyo está dominada en ese lugar por el efecto remanso del río Uruguay. En la boca se ha formado un depósito permanente (del tipo denominado "tapón de arcilla" en la literatura francesa), compuesto por arena con abundante porcentaje de barro y numerosas hojas de árboles en estado de descomposición parcial. Fue datado en su base en 1.070+-150 años A.P. en su base y se sigue desarrollando en la actualidad.

El cauce del arroyo mantiene flujo permanente, con extremadamente baja carga de sedimento en suspensión (0,66 ppm en aguas bajas) y salinidad semejante.

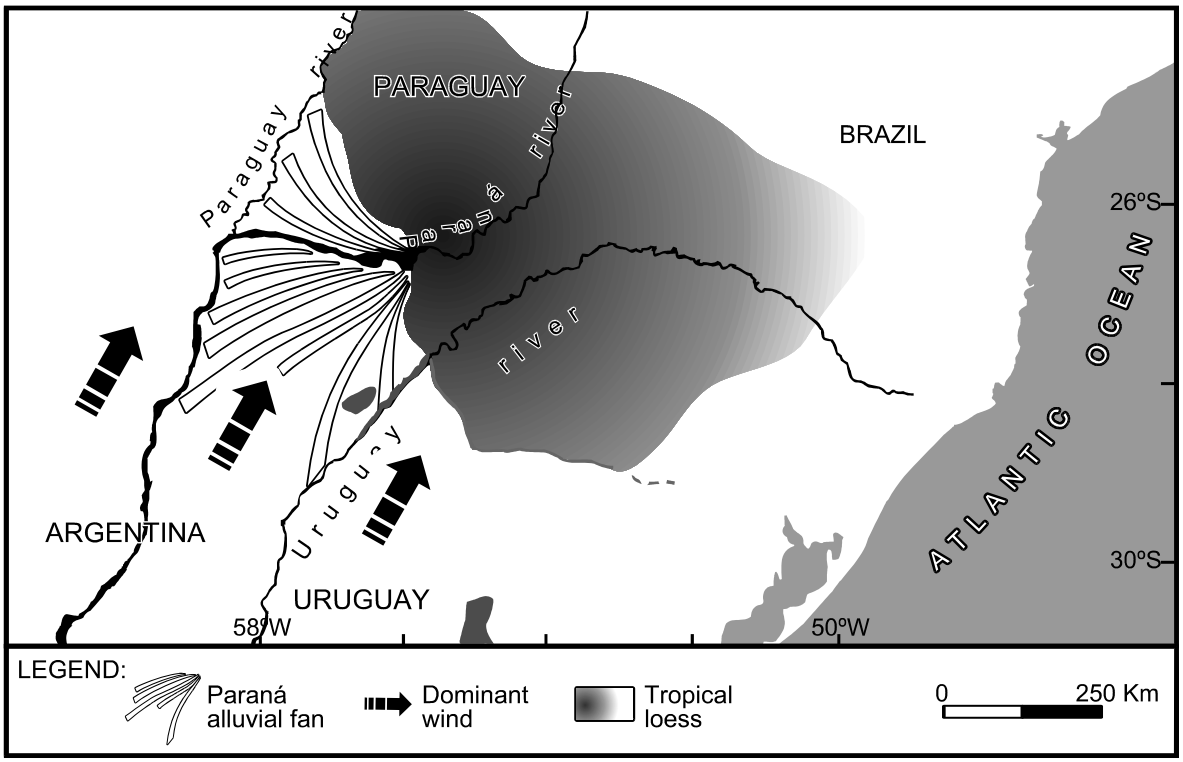



Fig. 2

En resumen, las características principales de este valle afluente son las siguientes: a) El valle se formó por erosión lineal de una superficie regional de erosión areal o aplanamiento producida en el Terciario, y no en la superficie original (cretácica) de la meseta. B) En su parte superior el valle se formó

por evolución de pedimentos, que confluían a lo largo de una línea central; en su parte inferior fue labrado encima de una superficie estructural horizontal de basalto. C) Un episodio de erosión intensa se produjo inmediatamente antes del Holoceno, pues no hay sedimentos más antiguos que los de ese intervalo. D) Los sedimentos holocenos reproducen las geoformas heredadas y labradas en basalto; en el valle inferior desarrollaron una terraza aluvial de 10.000 años de antigüedad; en el valle superior formaron una rampa bajo clima seco a 3500 a. A.P. e) Los coloides son un componente abundante en la roca alterada y en los sedimentos; seguramente so decisivos en la evolución del paisaje y en los fenómenos sedimentos. F) El cauce es fijo desde hace por lo menos dos mil años y ha desarrollado un albardón homogéneo; dicho cauce está excavado, por lo menos en parte, en el basalto. G) Los sedimentos del lecho del cauce tienen tamaño rodado y grava; se movilizan solamente durante las crecientes con velocidades del agua mayores a 2 m/s. La carga de sedimento en suspensión es de alrededor de 1 ppm en aguas bajas, o sea prácticamente inexistente.

Los afluentes del Paraná en la meseta basáltica tienen similares características, absolutamente particulares en el contexto del territorio argentino.

**Cascadas y saltos de agua**

Un elemento geomorfológico sobresaliente de los arroyos de Misiones es la presencia de numerosos "saltos" o cascadas en la mayor parte de ellos. De acuerdo con información geográfica reciente, existen en la provincia alrededor de 200 cascadas, con alturas variables entre 4 y 50 metros. La razón básica de esto es la particular propiedad del basalto de retroceder mediante derrumbe de bloques a lo largo de diaclasas verticales, cuando está sometido a erosión fluvial retrocedente. De esa manera, según un modelo simple, se forma un salto que va retrocediendo aguas arriba en forma regular, siempre con el mismo ancho y la misma altura. Sin embargo, los saltos actuales descritos en varios arroyos (Los muertos, Paraíso, Yabebiry, ynhasta las cataratas del Iguazú) presentan una variante a este esquema: Una hoya con diámetro mayor que el ancho del cauce, no retrocedente, limitada por grandes bloques derrumbados.

EL MEGA-ABANICO DEL PARANÁ

Al abandonar la meseta basáltica el Paraná entra en la llanura argentina. En la primera parte de su recorrido ha generado un gran abanico aluvial (o mega-abanico), que cubre la mitad noroeste de la provincia de Corrientes en Argentina y el sur del Paraguay Oriental. Tiene 260 kilómetros de longitud y 500 kilómetros de ancho en su extremo distal, a lo largo de la margen derecha de la línea Paraguay-Paraná. El mega-abanico ha sido estable a lo largo de la mayor parte del Cuaternario superior. Está compuesto por fajas fluviales estables, ocupadas por el río durante períodos largos y posteriormente abandonadas y reemplazadas por pantanos, denominados localmente "esteros". En menor medida se produjeron derrames areales durante épocas de escaso caudal; éstos están ubicados cerca del ápice, que se encuentra en el área de Posadas. Durante las fases secas se generaron también campos de dunas eólicas a lo largo de fajas abandonadas; el mayor de éstos mide 80 Km de longitud y 5 Km de ancho (Iriondo, 2007).

La faja actual del río Paraná recorre el mega-abanico con dirección este-oeste. El cauce actual es anastomosado, con numerosas islas elípticas y bancos de arena fina. La última faja abandonada tiene edad holocena y está ubicada en el extremo sudeste del sistema; incluye la laguna del Iberá, la laguna de Luna y el río Corriente. La unidad geológica dominante en este sistema es la Formación Ituzaingó; otra unidad menos extensa a mencionar es la Formación Toropí/Yupoí.

**La Formación Ituzaingó**

La Formación Ituzaingó está compuesta por arena fina cuarzosa, bien seleccionada, intercalada con limo. El color es blanco, amarillo y rojo, con pigmentos férricos. Está formada por estratos medianos masivos o con estratificación diagonal. Constituye el cuerpo principal del mega-abanico, con 150 metros de espesor máximo en Corrientes (Herbst et al., 1976) y disminuye paulatinamente aguas abajo, hasta 8-10 metros de espesor cerca de la ciudad de Paraná. Se extiende en la superficie o cerca de la superficie en el este de Corrientes y aflora en la barranca izquierda del Paraná hasta la ciudad del mismo nombre. En el subsuelo se extiende en el este de Formosa, Chaco, Santa Fe y Buenos Aires hasta la depresión del Salado (Santa Cruz, 1972), donde se la conoce con el nombre de “arenas Puelches” y constituye un importante acuífero (Iriondo, 1984). La composición mineralógica de la parte superior de la formación en el área de Paraná es: 92-95 % cuarzo, 4 % ortoclasa, y porcentajes menores de calcedonia, vicrio volcánico y pagioclasa. Los minerales pesados suman menos del 1 % del total y están dominados por la asociación turmalina-circón-cianita-estaurolita-epidoto-rutilo-granate.

Con respecto a la edad, esta formación es “tiempo-transgresiva”: comenzó a depositarse en el Plioceno, continuó a lo largo del Pleistoceno y continúa sedimentándose en la actualidad. No conocemos hallazgos de fósiles en la Mesopotamia, con la excepción de un Megaterio desenterrado por Ceruti en un afloramiento junto a la boca del arroyo Las Conchas. Tiene edades diferentes en distintos sectores de la llanura, pues se ha depositado mediante avulsiones de la faja fluvial del Paraná. Entre La Paz y Brugo, las paleocorrientes de la Fm Ituzaingó tuvieron una dirección igual a la del cauce actual del Paraná (Iriondo y Rodríguez, 1972).

**La Formación Toropí-Yupoí**

La formación Toropí-Yupoí (Herbst, 1971) está compuesta por arenas arcillosas, limos arenosos y arcillas arenosas, en proporciones variables. La fracción arena es fundamentalmente cuarzosa, con escasa proporción de feldespatos potásicos y minerales pesados. Estos últimos representan menos del 1 % del total del sedimento y están compuestos por la asociación turmalina-circón-estaurolita, es decir, semejante a la de la Fm ituzaingó (Iriondo, 1973). La arena es fina, bien seleccionada, con clastos redondeados. La arcilla es plástica, con predominio de montmorillonita. El color general del sedimento es gris y verde grisáceo. Incluye nódulos de manganeso. El espesor típico e de 2 a 4 metros. Una característica distintiva de la formación es que la erosión produce microformas en forma de “tubos de órgano”.

Se trata de un relleno de ambientes de humedal, acumulado en fajas abandonadas por el río Paraná. Aparece en la barranca correntina en trechos de 2 a 5 kilómetros de extensión en contacto lateral y superior

con la Fm Ituzaingó en casi todos los afluentes menores de la barranca izquierda. Su edad es Pleistoceno superior (Edad Mamífero Lujanense).

Campos de dunas holocenas

Frecuentemente se pueden observar campos de dunas subactuales de diversos tamaños en el mega-abanico. Fueron generadas durante el Holoceno superior, entre 3500 y 1400 años A.P. (Iriondo y García, 1990). El viento removió las arenas superficiales edafizadas durante el Holoceno medio e inferior y formó campos de dunas parabólicas asimétricas complejas, con longitudes máximas de alrededor de 10 Km. Numerosas depresiones elípticas producidas por deflación modifican la superficie de la arena. Dicha arena es fina y muy fina, suelta, de color gris; está compuesta por más del 90 % de cuarzo (deriva de Fm Ituzaingó). La orientación de las dunas es SSW-NNE en el sur y centro del sistema.

Estas dunas forman la mayor parte del paisaje en el cuadrángulo limitado por los paralelos 28* y 28*30'S y los meridianos de 57* 30'y 58*W. Las dunas alcanzan la barranca del Paraná en varios lugares, tales como en Punta Rubio, al norte de Lavalle (29*S). Allí forman un depósito discontinuo, de 1 a 3 m de espesor, de color gris amarillento, compuesto por arena cuarzosa fina, suelta. Cubren en discordancia a las arenas ocráceas de la Fm ituzaingó (que es su fuente) (Iriondo, 1991).

En el rincón noroeste de Corrientes, en la zona de Itatí, las depresiones de deflación formadas en esa época son numerosas; generalmente miden menos de 500 metros de diámetro y tienen forma circular o elíptica, con eje mayor rumbo ESE-WNW para los vientos dominantes.

HUMEDALES Y FAJAS FLUVIALES CENTRALES

Este sistema complejo abarca la mayor parte de la Mesopotamia. Está caracterizado por una tendencia general al hundimiento durante el Cuaternario, con acumulación de sedimentos en algunos períodos, migración de fajas fluviales, capturas de afluentes y derrames. En casi todos los casos el agente de transporte de sedimentos fue el agua; debido a ello y a las bajas pendientes topográficas, abundan los humedales de diverso tipo en todo el período.

Esta sub-región comprende a la planicie del este de Corrientes y casi toda la provincia de Entre Ríos, con excepción de un rincón elevado en el sudoeste y el complejo litoral asociado al Paraná. Las unidades geológicas cuaternarias que incluye son las formaciones San Salvador, Hernandarias, Feliciano, Tapebicuá, La Picada y San Guillermo. Desde el punto de vista geomorfológico se la divide en: Llanura Palustre del Este de Corrientes, Superficie Estructural de Mercedes, Superficie-Feliciano-Federal y Colinas de Gualeguaychú (Iriondo y Krohling, 2007).

**Formación San Salvador**

Esta unidad es un depósito de arena y rodados de cauce y arenas limosas de inundación. Ocupa un faja de 300 Km de longitud y 50 a 100 Km de ancho en el subsuelo del este de Entre Ríos. La facies de cauce

está representada por un enorme paleocauce meándrico, probablemente formado por la unión de los ríos Paraná y Uruguay; dicho paleocauce está marginado por depósitos de inundación. La edad inferida de esta formación es Plioceno-Pleistoceno inferior. En casi toda su extensión está cubierta por 15 a 30 metros de arcillas grises de la Fm Hernandarias; aflora solamente en el área de Campichuelo.

El perfil típico del cauce enterrado está compuesto, de abajo a arriba, por: a) Un miembro de facies de cauce, formado por arena gruesa con grava y algunos cantos rodados, con 10 a 30 metros de espesor; b) Un miembro de facies de cauce abandonado, compuesto por arena arcillosa, de 2 a 6 metros de potencia; c) Un depósito de arcilla gris, en facies de pantano, de 4 a 8 metros de espesor. Esta formación constituye el mayor acuífero de la provincia de Entre Ríos (Fig. 4). Se La ha asimilado erróneamente con la "Fm Salto Chico" (Ver Formación El Palmar más abajo, en este mismo capítulo).

Utilizando dos métodos paleohidrológicos semi-cuantitativos independientes (Leopold et al, 1964; Iriondo, 1990) se hizo una estimación del caudal típico del gran paleocauce. Los resultados obtenidos fueron del mismo orden de magnitud, con un promedio de 21.000 metros cúbicos por segundo (Iriondo y Krohling, 2007a), coincidentemente igual a la suma de los caudales actuales del Paraná y el Uruguay.

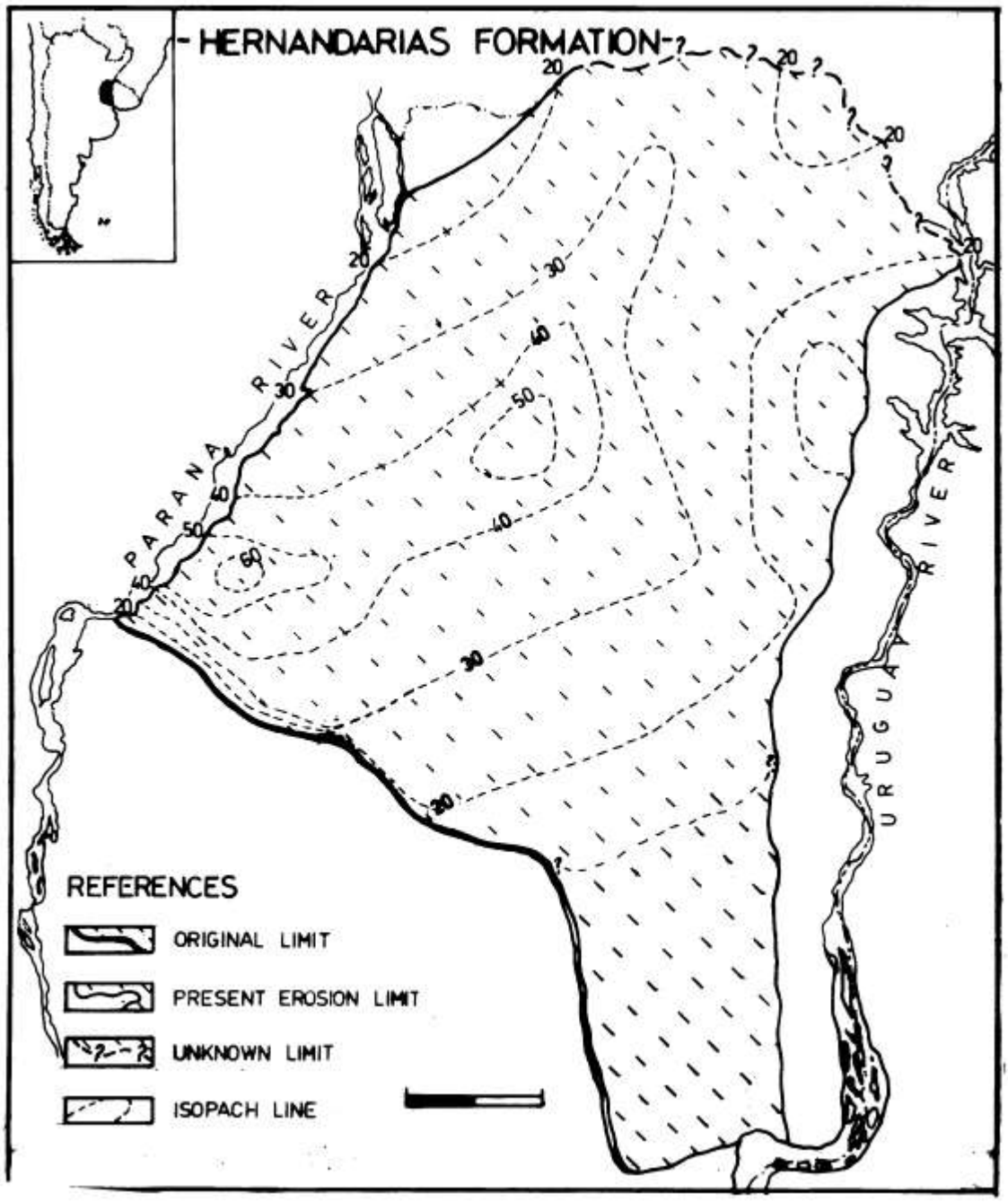
**La Formación Hernandarias**

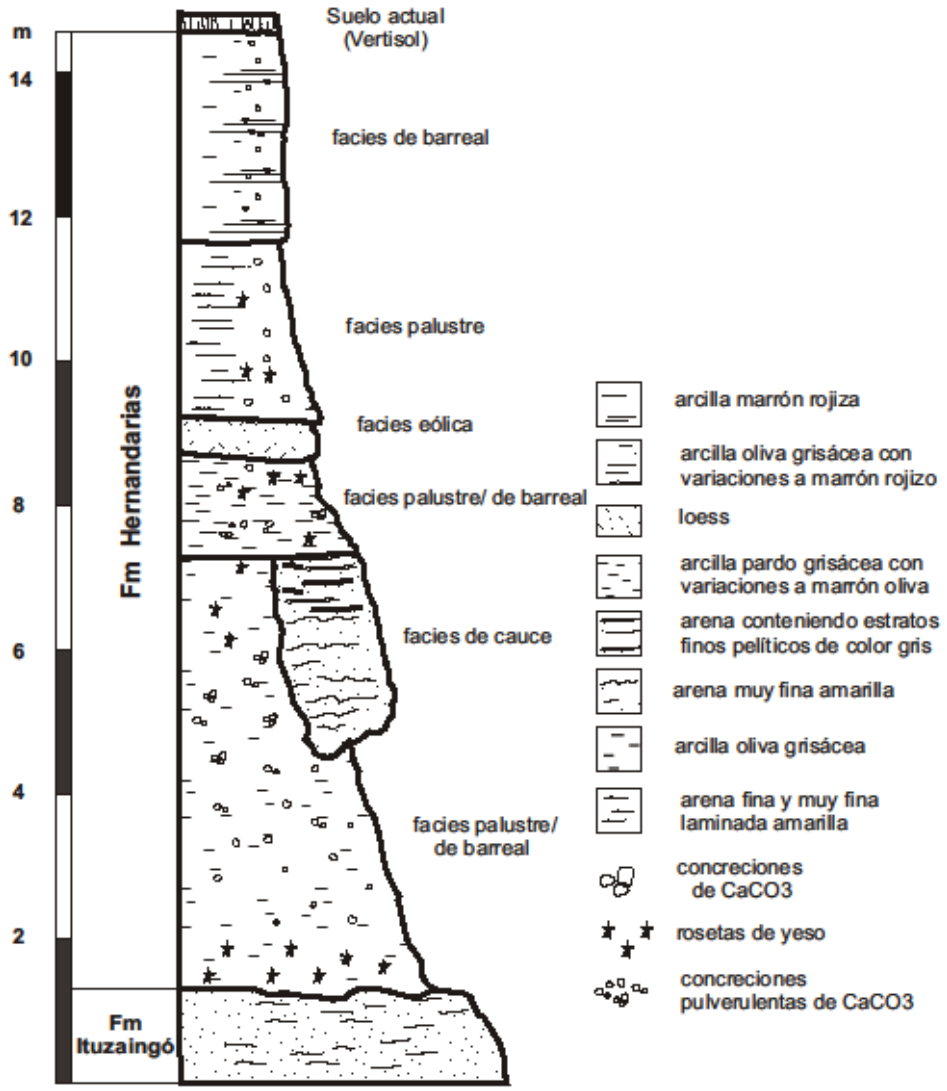
Esta unidad fue definida por Iriondo (1980). Representa a un antiguo barreal depositado por el río Uruguay durante un período muy seco del Pleistoceno inferior, con aportes eólicos menores, provenientes de la región pampeana. Hernandarias forma la superficie de gran parte de Entre Ríos y sur de Corrientes, cubriendo un área de 61.000 Km2 (Iriondo, 1989; Fig. 5). En el subsuelo se extiende por el este de Sata Fe y noreste de Buenos Aires hasta por lo menos la Capital Federal; aflora en la barranca del Paraná desde La Paz (E. Ríos) hasta Baradero (Bs. Aires)(Iriondo y Krohling, 2009).

La Fm Hernandarias es una secuencia de grano fino, con predominio de limo, de color gris y verde.La arena muy fina incluida en su masa es cuarzosa y entre los minerales arcillosos predomina la montmorillonita; ambos minerales provienen de la destrucción de rocas cretácicas y aportadas por el río Uruguay. El aporte pampeano está formado por illita, vidrio volcánico y plagioclasas. Tiene de 15 a 40 metros de espesor en el centro de Entre Ríos y potencias menores en las zonas externas. El sedimento es muy plástico y cohesivo en su parte inferior y más pulverulento y friable hacia el techo. Contiene concreciones de carbonato y placas de yeso en todo su espesor; también incluye concreciones y manchas negras de manganeso en forma errática.

En el interior de eta formación se han preservado numerosos paleocauces del río Uruguay, con dirección general noreste-suroeste, son delgados y con pequeños radios de curvatura (100 m de ancho y 3 m de espesor, rellenos con arena muy fina).

La edad de la Formación Hernandarias se ubica en la parte superior del Pleistoceno inferior, o sea alrededor de 1 millón de años antes del Presente.

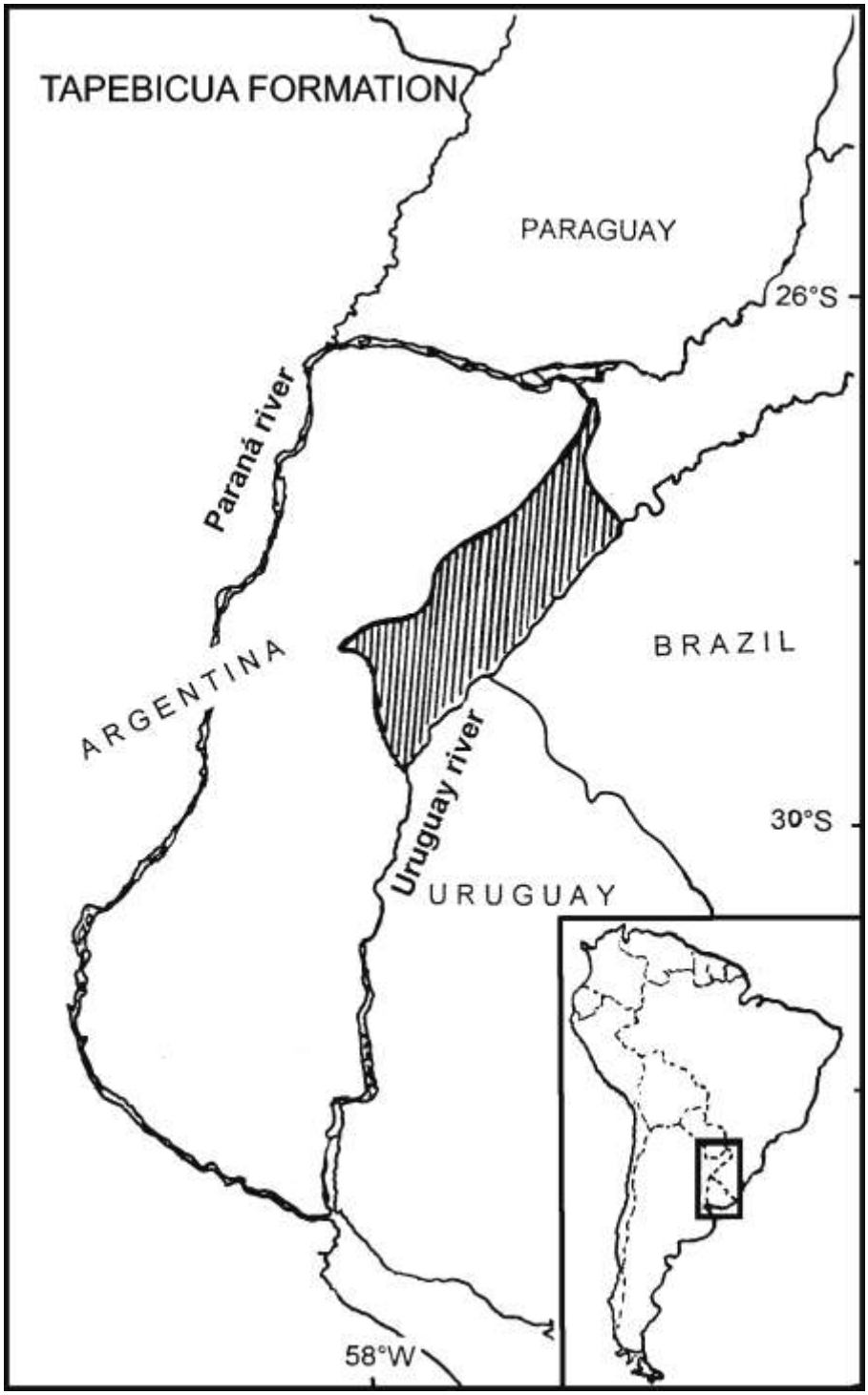

HERNANDARIAS FORMATION
PARANA RIVER
URUGUAY RIVER
REFERENCES
ORIGINAL LIMIT
PRESENT EROSION LIMIT
UNKNOWN LIMIT
ISOPACH LINE




**Formación Tapebicuá**

Está compuesta por sedimentos palustres y fluviales, depositados en el este de la provincia de Corrientes (Iriondo y Krohling, 2008). Se extiende desde Santo Tomé hasta cerca del límite con Entre Ríos. Consiste en una facies de canal de alta energía, cubierta por una facies de llanura aluvial que culmina en pantano; finalmente, su techo fue afectado por pedogénesis. Un perfil típico comienza con gravas y cantos rodados de composición silícea (calcedonia y cuarzo) en matriz de arena fina limosa de color rojo, en estratos

lenticulares. Se le sobrepone una arena fina mal seleccionada, con escasos finos y abundantes sesquióxidos de hierro, plástica en húmedo (facies de llanura aluvial). Contiene numerosas concreciones ferruginosas de 0,5 a 1 cm de diámetro, duras y soldadas entre sí en cuerpos mayores de formas irregulares; también se observan concreciones negras de manganeso. El ambiente postdeposicional ha sido palustre, con fuerte actividad de los óxidos de hierro y manganeso. Los perfiles aflorantes presentan mocromorfología de "tubos de órgano", característicos de la Fm Toropí-Yupoí de la costa del Paraná. El perfil culmina con un suelo enterrado del Tipo Plintosol (Krohling e Iriondo, 2004). En discordancia erosiva se encuentra normalmente la Formación San Guillermo (Fig. 6).




Los materiales que componen la Formación Tapebicuá fueron acumulados por el Río Paraná en una época en que éste se unía al Uruguay, y cuyos grandes paleocauces están ocupados hoy en día por los ríos Aguapey y Miriñay, entre otros. Además de los claros indicadores geomorfológicos, la composición silícea de las facies de canal y llanura aluvial, y la dominancia de caolinita en esta formación, soportan la tesis de la dominancia del río Paraná como fuente de aporte principal.

Esta unidad fue mapeada como Fm Toropí-Yupoí por Herbst y Santa Cruz (1985), sin comentarios o análisis de validación; sin embargo, las relaciones estratigr[aficas de campo colocan a la Fm Tapebicuá en discordancia erosiva sobre la Fm Yapeyú, datada en aproximadamente 18.000 años A.P., es decir considerablemente más joven que la del oeste de Corrientes. Los ambientes sedimentarios, sin embargo, fueron similares. La edad absoluta de esta formación está todavía indefinida debido a discrepancias entre laboratorios de datación (recordamos una vez más que no son perfectos): Recientes dataciones por el método de TL resultaron en 93.800+-11.000 a. A.P., 124.700+-14.000 a. A.P. y 126.000+-14.000 a.A.P. En consecuencia, la Formación Tapebicuá pertenece al Pleistoceno superior sensu lato, con dudas sobre la edad precisa. Se trató de una breve incursión del Paraná en la cuenca del Uruguay (lo que se demuestra volumétricamente, Iriondo 2004) en épocas recientes, demostrada por indicadores independientes entre sí.

**Formación Arroyo Feliciano**

Las redes fluviales actuales de la provincia de Entre Ríos se formaron y desarrollaron durante un período húmedo, de larga duración, ocurrido durante el Pleistoceno medio y parte del Pleistoceno superior. Los cauces se hallan labrados en la Fm Hernandarias. El rumbo de los mismos se encuentra claramente controlado por un patrón tectónico de bloques, así también como sus cuencas. La Fm Arroyo Feliciano (Iriondo et al., 1985) constituye el relleno fluvial acumulado en los valles. Está formado por grandes paleocauces rellenos y sedimentos asociados de llanura aluvial, arena limosa de color gris oscuro; se sobrepone a este sistema un miembro loéssico, formado por sedimento franco limoso amarillo, de consistencia firme. Forma en muchos casos una terraza. Esta formación aparece bien desarrollada en el arroyo Feliciano y en el río Gualeguay, que es el mayor sistema fluvial de Entre Ríos con 300 kilómetros de longitud y una cuenca de 20.000 Km2. Contiene frecuentes restos de fauna pleistocena de Edad Mamífero Lujanense. Estimamos que se ha depositado durante el Estadio Isotópico 3 (65 a 36 ka. A.P.)(Fig. 7).

**Formación Tezanos Pinto**

La Fm Tezanos Pinto es el loess del Último Máximo Glacial que cubre en forma de manto la Pampa Norte. Se lo describe más abajo en este capítulo. En este sistema de humedales y fajas fluviales se ha depositado en una delgada franja a lo largo de la barranca izquierda de la llanura aluvial del Paraná, desde la ciudad de Paraná hasta La Paz.

**Formación La Picada**

Forma la terraza baja de los arroyos de Entre Ríos y es de edad holocena. Está excavada en la Fm Arroyo Feliciano en la mayoría de los casos. Representa una reactivación de las redes fluviales, parcialmente cegadas durante el Último Máximo Glacial; dicha reactivación, con todo, no alcanzó a los afluentes menores de las redes primarias (Iriondo, 1991).

La Fm la Picada presenta sedimentología diversa, dependiendo de la composición de la cuenca en que se encuentra. En general, dominan los limos illíticos y arenas cuarzosas finas. Aparecen frecuentemente en la misma depósitos palustres ricos en materia orgánica. En el río Gualeguay La Picada forma una delgada faja

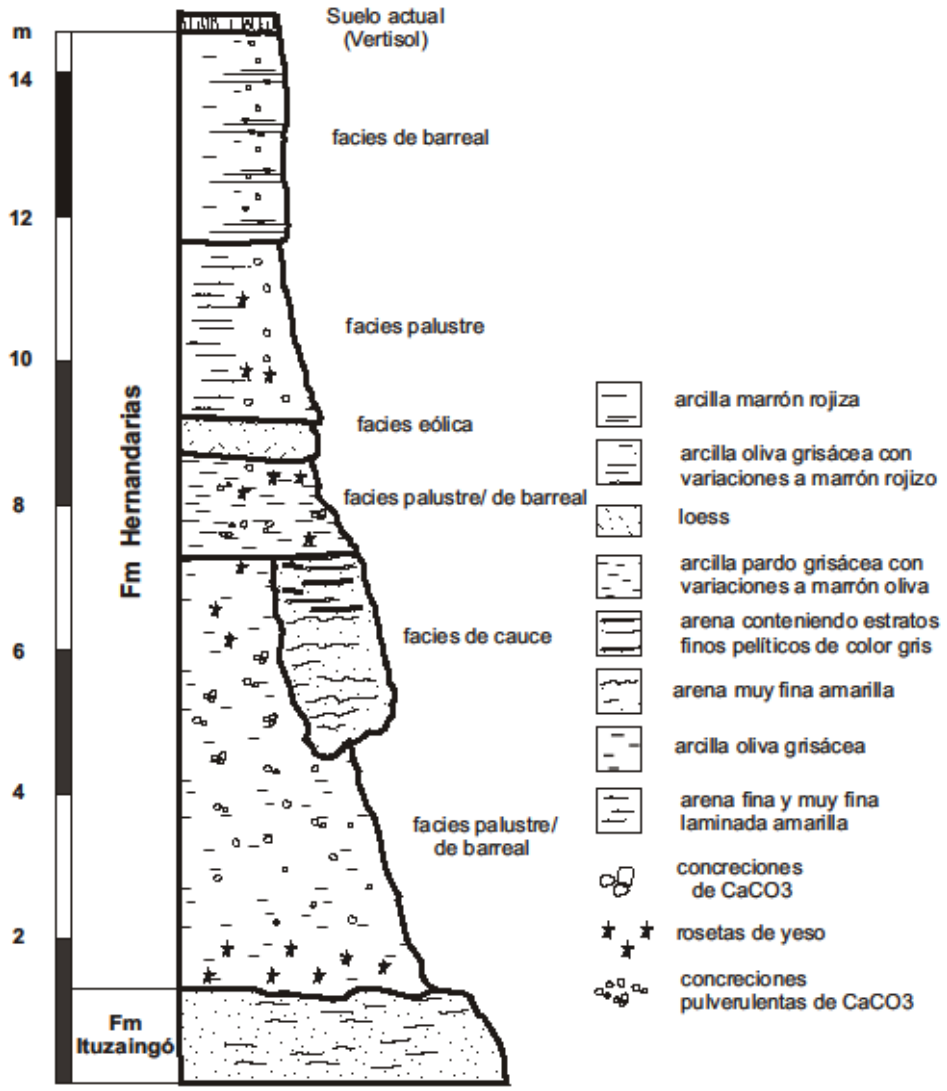
bordeando el cauce actual, dentro de una amplia terraza alta constituida por la Fm Arroyo Feliciano. El espesor de La Picada es variable, desde 1 a 2 metros en depósitos de inundación hasta 6 metros en los sectores de paleocauce. La formación está coronada por un suelo.

**Formación San Guillermo**

Se trata de un manto de limo eólico gris, de 20 a 30 cm de espesor, que cubrió en forma homogénea las formas locales del paisaje. Los edafólogos lo denominan “epipedón móllico” en esta zona. Fue depositado en el Holoceno superior; se lo describe en detale en el capítulo Pampa Norte.

PAMPA NORTE EN EL SUDOESTE DE ENTRE RÍOS

El sudoeste de Entre Ríos representa un sector particular en la Mesopotamia. No comparte las características estratigráficas ni geomorfológicas con el resto de la región, no ha sido alcanzado por los grandes ríos ni ha recibido sedimentos del norte o del este durante el Cuaternario, sino en períodos cortos y poco significativos. Ha estado separado del resto de la Mesopotamia por la fractura regional Tostado-Paraná-Gualeguaychú, que forma un resalto de alrededor de 40 metros, y sometida a la influencia directa de los fenómenos ambientales pampeanos, con aportes eólicos del sudoeste y clima semiárido y frío de tipo patagónico. Este sector forma un bloque elevado que ha permitido aflorar a un conjunto de formaciones geológicas del Pleistoceno inferior, que se extienden en el subsuelo por el este de las provincias de Santa Fe y Buenos Aires. Son frecuentes las intercalaciones de paleosuelos en estas unidades sedimentarias. La columna cuaternaria de esta área se divide básicamente en dos ciclos pedo-sedimentarios: El Grupo Punta Gorda (en el Pleistoceno inferior) y el Pampeano del Pleistoceno superior (Fig. 8).




**Primer Ciclo - El Grupo Punta Gorda**

El Grupo Punta Gorda es un conjunto de formaciones geológicas del Pleistoceno inferior del sudoeste de Entre Ríos. Tienen como característica general el haberse depositado durante climas semiáridos de tipo pampeano, entendiéndose por “pampeano” el ambiente semiárido típico del Pleistoceno inferior y superior de las llanuras centrales argentinas, caracterizado básicamente por limos marrones con concreciones de carbonato de calcio, depositados en ambientes palustres o eólicos.

Las similitudes del Grupo Punta Gorda con el Pleistoceno superior de la Pampa son: la misma fuente de sedimentos, principalmente cordilleranos; transporte eólico de larga distancia y granulometría semejante. Si se tiene en cuenta la mineralogía, se observa en general una contribución accesoria de minerales provenientes del norte-noreste, acarreados a la región por los ríos Paraná y Uruguay, tales como cuarzo, caolinita y montmorillonita.

El Grupo cubre un área importante en Entre Ríos, con 20 a 40 metros de espesor. Está compuesto por varias formaciones (Krohling, 2001), alguns de ellas aun no descritas. Las formaciones más conocidas de este grupo son: a) LA Fm Puerto Alvear (Iriondo, 1980); b) la Fm La Juanita (Iriondo, 1998); c) la Fm Punta Gorda (Iriondo y Krohling, 2007); que se describen a continuación:

**Formación Puerto Alvear** – Aflora a lo largo de la barranca entrerriana del Paraná, desde la ciudad de Paraná hasta el sur de Victoria, a lo largo de 150 Km. Su extensión lateral, por el contrario, es mucho menor (de 10 a 15 Km), lo que marca una faja que fue un valle abandonado del río Paraná. Una vez abandonada por el río por avulsión (dinámica normal en este río), fue ocupada por pantanos alimentados por agua freática local que aportaba aguas bicarbonatadas que precipitaron en la zona de surgencia. Ese ambiente resultó una eficaz trampa de sedimentos para el polvo eólico que llegaba a la región desde el sudoeste

El perfil tipo (Iriondo, 1980) se encuentra en el paraje Puerto Gral. Alvear, ubicado 30 Km al sur de la ciudad de Paraná; tiene 9 metros de potencia. La característica distintiva de esta unidad en el campo es la presencia dominante de una red carbonática formada por tabiques horizontales de forma ondulada de hasta 5 cm de espesor, unidos por tabiques verticales. En detalle, cada tabique está compuesto por un sistema de finas venillas y placas tipo ¨panal de abejas¨, generado por el clásico sistema de precipitación producido por las oscilaciones de la capa freática. El material clástico original es limo arcilloso de color marón a marrón oliva. Contiene numerosos nódulos y películas de manganeso. El carbonato ha sufrido un proceso de segregación completa, representado por tabiques de carbonato puro en un sedimento sin reacción al ácido clorhídrico. Dentro de esa marcada identidad, puede dividirse a esta unidad en un miembro inferior (más calcáreo) y otro superior, separados por un paleosuelo en la localidad tipo y por una discordancia interna en otros lugares (Iriondo y Krohling, 2008).

**Formación La Juanita** - Es una unidad palustre depositada en discordancia sobre la Fm Puerto Alvear. Aflora en forma discontinua en el paraje La Juanita (15 Km al sur de Paraná) hasta Diamante. Su edad comprobada corresponde al Pleistoceno inferior. Esta formación se ha generado por la acumulación de polvo eólico en ambiente palustre. Su espesor típico es de 2 a 3 metros. El perfil tipo de esta unidad está ubicado en el paraje La Juanita; está compuesto por limo algo arenoso de color marrón, con variaciones difusas al oliva. Contiene abundantes precipitados carbonáticos en todo el perfil. Localmente aparecen abundantes pátinas de óxidos de hierro y manganeso y moldes de raíces. El sedimento está débilmente estructurado en prismas (Iriondo y Krohling, 2008).

En la parte superior de la formación se ha desarrollado un pedocomplejo, con neoformación de arcillas. La composición mineralógica de las arenas muestra un gran predominio de microaglomerados. La composición del miembro inferior es: 91,4 % de microaglomerados, 7,1 % de sílice volcánica y 1,4 % de vidrio volcánico. En el miembro superior: 86,3 % de microaglomerados; 5,9 de sílice volcánica; 5,9 % de vidrio volcánico; 2 % de otros minerales.

**Formación Punta Gorda** – Es un loess muy afectado por pedogénesis en varios niveles y cementado por precipitados carbonáticos, con talud vertical. Tiene 4,50 metros de espesor en la localidad tipo. Las características litológicas evidencian un ambiente de sedimentación y remoción muy dinámico a lo largo del período de acumulación, con pedogénesis frecuentes y abundante precipitación de carbonato, junto con erosiones locales. Esta formación se ha generado bajo condiciones climáticas semiáridas (ústicas). Tiene una extensión latitudinal de unos 200 kilómetros, desde el paraje Puerto Alvear hasta Las Cuevas, frente al complejo deltaico.

**Segundo ciclo - Formación Tezanos Pinto**

Formación Tezanos Pinto (Iriondo, 1980) es la denominación estratigráfica formal del loess pampeano típico depositado durante el Último Máximo Glacial. Está depositada en el sudeste de Entre Ríos sobre el Grupo Punta Gorda y se extiende además por toda la Pampa Norte. Está compuesto por limo areno arcilloso y material franco limoso, de color marrón y marrón amarillento, friable, pulverulento. Contiene concreciones de carbonato de calcio blancas, de origen edáfico. En barrancas y cárcavas forma taludes verticales y subverticales, con disyunción columnar. La base de la formación está compuesta generalmente por depósitos torrenciales irregulares o capas palustres. El techo está coronado por un suelo bien desarrollado. En Entre Ríos forma las barrncas de ríos y arroyos, con 2 a 4 metros de espesor.

El perfil tipo es el siguiente:

0,00-1,50 m – Grava y rodados pequeños bien redondeados de carbonato de calcio en matriz arenosa gruesa, del mismo material, dispuestos en lentes y estratos mal definidos en la parte superior, que se van uniendo hacia abajo. Estratificación mal definida. El tamaño medio de los clastos es de 2 a 4 cm, hallándose rodados de hasta 8 cm de largo. Presenta talud vertical, sin diferencia con el loess suprayacente; tiene contacto horizontal neto con la unidad infrayacente (perteneciente al Grupo Punta Gorda). Este estrato forma la base de la Fm Tezanos Pinto.

1,50-4,80 m – Loess amarillento constituido por limo fino arcilloso no muy fácilmente friable, sin fracción arenosa apreciable. Incluye concreciones de carbonato de calcio redondeadas, duras y bien definidas, de hasta 2 cm de largo, diseminadas en la masa del sedimento. Escasos canalículos verticales ramificados, rellenos de carbonato impuro. Está cortado en taludes verticales. La fracción arcillosa es expansiva, con finas grietas de desecación en las superficies expuestas. La extensión lateral del afloramiento es de varios cientos de metros, manteniéndose estas características homogéneas. Contacto inferior transicional intercalado. Contacto superior transicional a un suelo. Constituye el cuerpo principal de Tezanos Pinto.

4,80-5,50 m – Suelo holoceno.

La edad de la Formación Tezanos Pinto se extiende desde los 36.000 años A.P. hasta los 8.500 años A.P., de acuerdo a varias dataciones absolutas realizadas en Entre Ríos y Santa Fe.

**Formación Salto Ander Egg**

Constituye la terraza alta del arroyo La Ensenada y sus afluentes y la barranca del arroyo Doll (Brunetto et al., 2009). Está compuesta por: a) Una facies torrencial compuesta por gravas medias pobremente seleccionadas, y b)Por una facies de fangos y arenas muy finas, formadas por limos con proporciones subordinadas de arcilla y arena muy fina; son sedimentos friables, finamente laminados, en cuerpos horizontales de cientos de metros de extensión. Esta unidad está constituida por un miembro inferior color verde pálido y un miembro superior rojizo. Su edad corresponde al Pleistoceno superior.

**Formación La Picada**

Se extiende a lo largo de los afluentes del Paraná, en forma de terraza baja. Está bien desarrollada en el arroyo La Ensenada, donde aparece un suelo enterrado coronando su miembro inferior. En algunos arroyos menores (por ejemplo en Las Arañas) está depositada directamente sobre la Formación Paraná (Mioceno marino).

**Formación San Guillermo**

Se extiende en este sector con las mismas características generales que en las áreas vecinas.

LOS GRANDES RÍOS

Este punto se refiere a las unidades estratigráficas y geomorfológicas que forman parte de las fajas actuales de los ríos Paraná y Uruguay. El conocimiento actual del río Paraná se apoya fundamentalmente en estudios geomorfológicos de las variaciones de su régimen hidrológico durante el Holoceno; la dinámica de este río fue la de migraciones amplias de tipo avulsión, y por lo tanto lo que existe en la faja actual son el registro de este corto período de tiempo. La tendencia general al hundimiento resulta en el enterramiento de las unidades más antiguas.

Por el contrario, el río Uruguay fluye encajado dentro de un paisaje antiguo y su faja data seguramente del Terciario. Tiene una tendencia secular a un suave levantamiento, por lo que los afloramientos son normalmente buenos y han permitido la identificación de tres formaciones geológicas bien definidas.

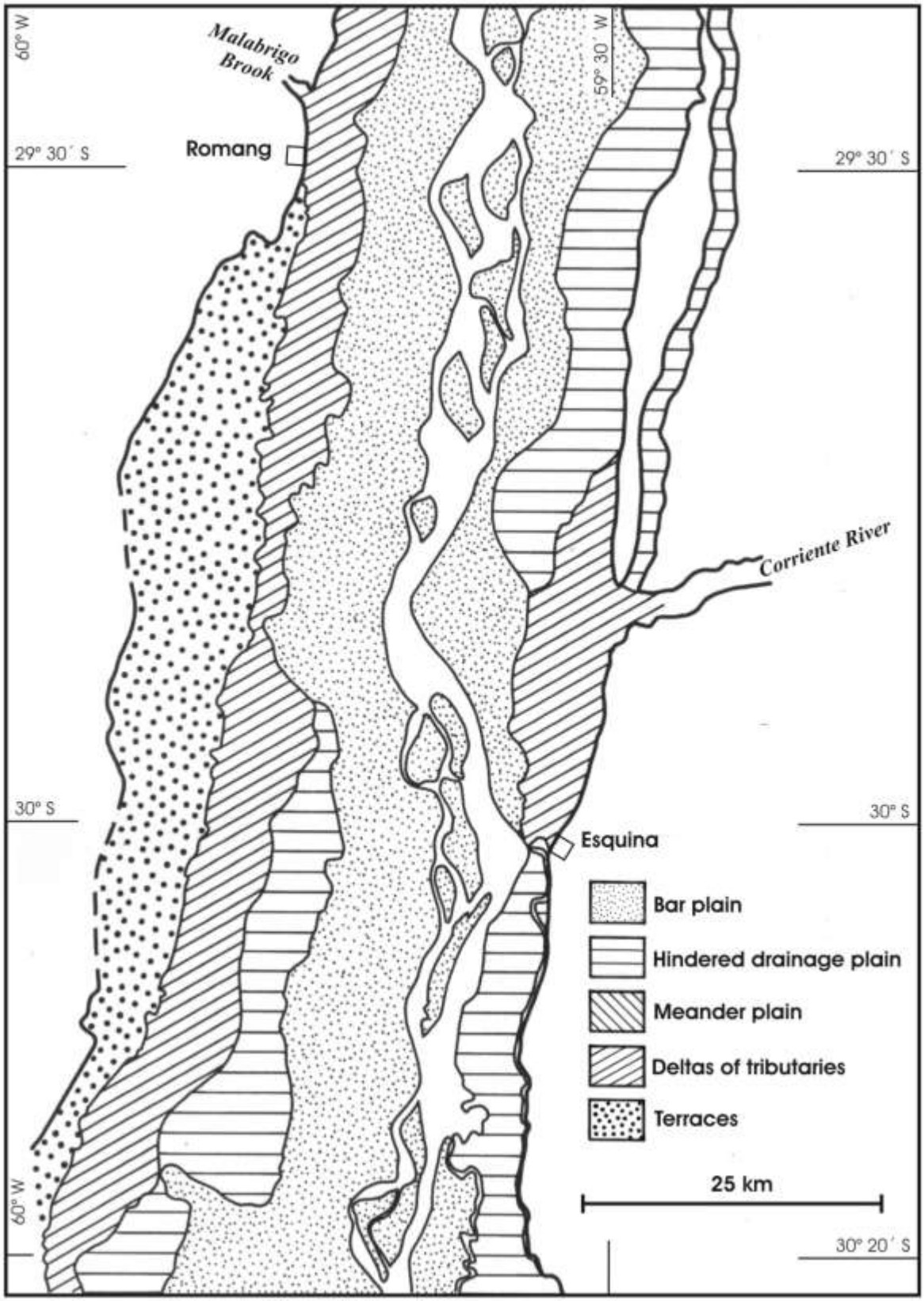
**La Faja del río Paraná**

El río Paraná drena una de las grandes cuencas continentales de Sudamérica, formada por varias regiones diferentes, incluso con características contrastantes. El área de la cuenca mide entre 2.600.000 y 2.800.000 Km2 (dependiendo de los diferentes criterios de definición; Iriondo y Paira, 2007). El cauce mide 3740 kilómetros de longitud, 2.500 de los cuales corresponden a la alta cuenca y el resto a la llanura aluvial que limita a las provincias de Corrientes y Entre Ríos. En la alta cuenca el río recorre varias provincias geológicas en territorio brasileño y forma la frontera de Argentina con Paraguay a lo largo de la provincia de Misiones, con unos 330 kilómetros de longitud, atravesando la meseta basáltica. Está formado por grandes

meandros incididos en el basalto, de edad pre-cuaternaria, y lecho rocoso con escasos depósitos de bloques y rodados. Ha formado el nivel de base a la Superficie Apóstoles durante el desarrollo de ésta en el Plioceno y tiene una terraza cuaternaria.

La llanura aluvial comienza en Posadas y se extiende hacia el oeste hasta la ciudad de Corrientes y allí tuerce hacia el sur hasta entrar en el complejo litoral (llamado algo erróneamente "delta del Paraná") aguas abajo de Rosario. A la altura de Santa Fe el río tiene un caudal de 16.000 metros cúbicos por segundo y transporta doscientos millones de toneladas anuales de sedimento en suspensión hacia el mar; el caudal de arena acarreado en arrastre por el fondo se estima en 10 a 20 millones de toneladas anuales. La temperatura del agua del río es claramente más alta que la del aire en esa latitud, por lo que se estima que también transporta gran cantidad de calor desde las regiones tropicales hasta Buenos Aires y el Atlántico Sur (la velocidad promedio del agua es de 1 metro por segundo).

El estudio de esta llanura aluvial ha sido realizado desde el punto de vista geomorfológico, ya que sedimentológica y estratigráficamente es sumamente homogénea y en realidad pertenece a la Formación Ituzaingó: El río Paraná comenzó a depositar a Ituzaingó en tiempos pliocenos, continuó a lo largo del Pleistoceno y el Holoceno y prosigue en la actualidad, porque el río nunca se cortó, y las diferentes partes de la formación son indistinguibles entre sí e idénticas a los bancos actuales del cauce (Iriondo y Rodríguez, 1972). En consecuencia, siguiendo las normas de la Estratigrafía Física, se debe aceptar que la Fm Ituzaingó es una unidad tiempo-transgresiva y que abarca desde el Plioceno hasta la actualidad.




El ancho típico de la llanura aluvial es de 20 a 40 kilómetros. Dentro de la misma existen varias unidades geomorfológicas, algunas de las cuales fueron generadas directamente por el cauce y otras generadas por la influencia de afluentes. Entre las primeras figuran el cauce mismo, la llanura de bancos, la

llanura de avenamiento impedido y la llanura de meandros. Las unidades vinculadas a los fluentes forman deltas interiores en las confluencias de los ríos Salado, San Javier, Corriente, El Rey o otros (Iriondo, 2007; Fig. 9).

El cauce principal es típicamente anastomosado, compuesto por una secuencia de amplios segmentos con islas y dos o más ramas, limitados por “contracciones” con un solo canal y mayor profundidad. Un cinturón de bancos de arena de forma elíptica (llanura de bancos) flanquea al cauce a lo largo de toda la llanura aluvial. Desde el cauce principal se originan largos cauces secundarios, que pueden medir decenas de kilómetros de longitud y están caracterizados por patrón meándrico; su divagación genera las áreas de llanura de meandros. Esas unidades están casi exclusivamente compuestas por arena fina. Existen áreas generadas por la mecánica de inundación (derrames, albardones, etc.) formadas por numerosas lagunas, pantanos y pequeños cauces adventicios, se trata de la llanura de avenamiento impedido, compuesta por arena limo arcillosa en los 2 metros superficiales. Se estima que la edad de este complejo, incluyendo los deltas interiores, es holocena.

Existen depósitos antiguos a ambos lados de la llanura aluvial a lo largo de las provincias de Corrientes y Chaco, que debido a fenómenos neotectónicos forman en ciertos sectores terrazas bajas y en otros están por debajo del nivel actual del río y están ocupados por pantanos permanentes. Otra elemento geomorfológico interesante es la barranca de la margen izquierda de la llanura aluvial, que mide 1200 kilómetros de longitud y 30 a 50 metros de altura y está compuesta por varias formaciones geológicas. Está sometida a una dinámica de retroceso por movimientos de masa y surcada por cárcavas en equidistancias de varios kilómetros. Dichas cárcavas forman refugios ecológicos protegidos que permiten a la flora y fauna tropicales extenderse cientos de kilómetros hacia el sur.

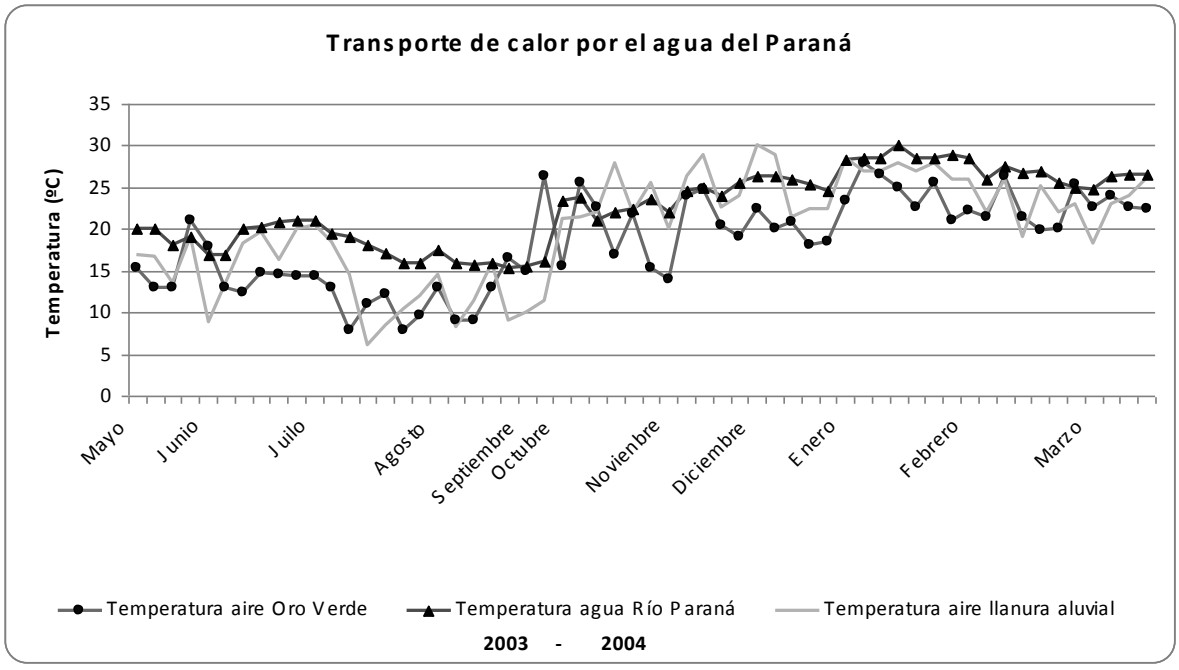



Fig. 4 – 9 – Temperaturas del aire y del agua del Paraná en la latitud de Paraná-Santa Fe.

**Transporte de calor hacia el sur –** El río Paraná es un gran transportador de calor desde la región tropical hacia las latitudes templadas del Atlántico Sur. La temperatura del agua es más alta que la del aire durante todo el año, particularmente en invierno.

Las temperaturas del aire y del agua fueron medidas a lo largo de once meses en la transecta Paraná-Santa Fe (latitud 30° 15'S) (Fig. 4 – 9). Los valores promedio fueron:

# Aire en la tierra alta de E. Ríos : 18 °C de temperatura.

# Agua en el cauce principal : 22,8 °C.

# Aire sobre la llanura aluvial : 20,1 °C.

La diferencia de casi cinco grados centígrados entre el agua del río y la de las tierras altas circundantes es muy grande: El valor regional de temperatura media anual en el aire se encuentra a gran distancia hacia el norte, entre 100 y 200 kilómetros aguas arriba de Iguazú.

**El llamado "delta del Paraná"** -El denominado "delta del Paraná" es en realidad un complejo litoral (dentro del cual el río Paraná está desarrollando actualmente un verdadero delta); está tratado en el capítulo "Litoral", más abajo en este volumen.

**La Faja del Río Uruguay**

El río Uruguay fluye dentro de una faja bien definida desde prácticamente su nacimiento en la Serra do Mar, a 1838 kilómetros de su desembocadura en el Río de la Plata. Su cuenca actual es de 365.000 Km2. Las mayores superficies dentro del sistema pertenecen a los estados de Santa Catarina y Río Grande do Sul (Brasil), mientras que casi todo el resto corresponde a la República Oriental del Uruguay. El sector argentino forma un área bastante estrecha en el este de la Mesopotamia, aunque en ciertas épocas del Cuaternario fue mucho mayor (Iriondo y Krohling, 2008). La faja fluvial ha formado un valle donde se encuentran una terraza alta (Formación El Palmar), una terraza baja (Formación Concordia) y un depósito de ladera (Formación Yapeyú), además de una geoforma de erosión realmente particular (el cañón sumergido).

**Formación El Palmar** (Iriondo, 1980)– Aparece en forma discontinua a lo largo del río y es típica de la cuenca media. Forma grandes lóbulos meándricos a ambos lados del cauce actual y su superficie está ubicada alrededor de 10 metros por encima del nivel de los valles afluentes. En Uruguay se la conoce con el nombre de Formación Salto.

Está compuesta por facies de cauce (arenas que incluyen lentes de grava y cantos rodados), facies de inundación y facies de albardón. Estas últimas están formadas por arena limosa. El color general es rojo y amarillo ocráceo, debido a la movilización masiva de óxidos e hidróxidos de hierro. El espesor varía entre 3 y 12 metros. La composición es silícea, con más de 90 % de cuarzo en la fracción arena y sílice hidratada (calcedonia) y cuarzo en los cantos rodados. La formación está poco consolidada, con claras diferencias entre los estados húmedo y seco debido a particulares características de los sesquióxidos de hierro. Contiene caolinita neoformada en varios afloramientos (Iriondo y Krohling, 2003).

Esta formación fue datada por TL en 80.670+/-13.420 a. A.P. en Federación y 88.370+-35.680 a.A.P. en Salto, lo que corresponde al Estadio Isotópico 5a, característico de una época húmeda y cálida. Coincidentemente, Tonni (1987) publicó el hallazgo de un Stegomastodon platensis en la misma, lo que indica también edad pleistocena superior. Se la conoce informalmente como “Formación Salto Chico” y en otros casos como “Formación Ubajay” (ambas denominaciones son incorrectas y contienen errores).

**Formación Yapeyú** (Iriondo, 1996) – Es un sedimento franco arenoso a franco arcilloso, masivo, que contiene escasa proporción de cantos rodados y gravas silíceos englobados erráticamente en toda su masa. Color rojo oscuro. Con espesores aflorantes de hasta 5 metros. Fue generada por flujos de barro que afectaron a la Formación Oberá e incorporaron clastos gruesos de otros orígenes. Esta unidad aparece en ambas márgenes del valle del Uruguay en el sur de Corrientes/Río Grande do Sul y también en Tacuarembó (R.O.U.). La Fm Yapeyú es inmediatamente posterior a la sedimentación de la Fm Oberá y fue depositada durante el Último Máximo Glacial (Estadio isotópico 2). Fue datada en 18.330+/-1.780 a. A.P. en el perfil tipo.

**Formación Concordia** (Iriondo y Krohling, 2008)– Es la terraza baja del río Uruguay. Aparece a lo largo de unos 1300 kilómetros de distancia, desde Chapecó (Brasil) hasta Concepción del Uruguay. La información disponible indica que se formó a lo largo de todo el Holoceno y probablemente haya comenzado un poco antes (Krohling e Iriondo, 2002). Esta formación está compuesta por sedimento franco arenoso y areno arcilloso, masivo o groseramente estratificado, depositado como facies de inundación en dos períodos climáticos semiáridos separados por una fase húmeda en la que se desarrolló un suelo, en la mitad del perfil.

El miembro inferior se desarrolló durante el Holoceno inferior y el miembro superior en el Holoceno superior (hasta una edad de 1.000 años A.P.); este último está muy desarrollado en Misiones. Tiene un espesor típico de 4 a 6 metros, con un máximo de 10,40 m al sur de Concepción del Uruguay.

**El cañón sumergido** – Una característica notable del cauce del Uruguay es la existencia de un cañón o canal sumergido en forma permanente aun en aguas bajas. Dicho cañón mide entre 1/4 y 1/10 del ancho del cauce actual, y es de tres a siete veces más profundo. Sus bordes son bien definidos, a veces verticales, y su fondo es plano a irregular. Está formado por curvas irregulares más cortas que las del cauce actual; atraviesa los rápidos y correderas de la cuenca alta y media y se prolonga hasta dentro del Río de la Plata hasta aguas debajo de la isla Martín García (Iriondo y Krohling, 2003).

ALGUNAS DENOMINACIONES INVIABLES

En el año 1974 fueron propuestas algunas denominaciones formacionales que resultaron realmente inviables. Son las formaciones Salto Chico, Ubajay, La Paz, Bonpland, que aparecen en el capítulo "Mesopotamia" de la Geología Regional Argentina editada por A. Leanza. Esto no está expresado como una crítica a los autores, sino para aclararle el tema al lector actual. Ese volumen fue una obra sumamente meritoria, que tiene valor como pieza de consulta hoy, después de 35 años, y que significó un verdadero "tour de force" para el editor. Tuvo que encontrar colegas que cubrieran con su experiencia las diferentes regiones argentinas, … y después convencerlos de que escribieran! (En esa época nadie escribía cosas de éstas).

La buena voluntad y buenas dosis de esfuerzos suplementarios consiguieron resultados admirables. La calidad de los mismos fue inevitablemente desigual. En algunas provincias geológicas con tradición petrolera o minera, los colegas especialistas produjeron trabajos muy firmes. En otros casos, se puso en el papel lo que había. Caso Mesopotamia. Aceptaron la árida tarea Rimoldi y Gentili; Rimoldi fue un geólogo especializado en Geotecnia de Represas, con experiencia en proyectos hidroeléctricos, en el de la presa de Salto Grande en particular; y Gentili nuestro máximo exponente en Geología Militar. Eran los que habían trabajado en la Mesopotamia en esa época.

La Geología Militar es una rama muy especializada de la Geología Aplicada, completamente alejada de la Estratigrafía. Las conclusiones de sus estudios son diversas, por ejemplo: "Buen terreno para el desplazamiento de tanques" o "Agua potable para la caballería solamente en verano". Lógicamente, todos esos informes son secretos. Carlos Gentili había sido el jefe de la Compañía de Geólogos del Ejército Argentino (un puesto realmente distinguido para un colega) hasta que fue disuelta, y sus subordinados (Martinelli y otros) desarrollaron los trabajos de campo; la principal hipótesis de conflicto era con Brasil, o sea que actuaron en la Mesopotamia. Esa fue la fundamentación de su esquema; imposible de comprobar científicamente.

De manera que en el capítulo "Mesopotamia" de la Geología Regional Argentina figuran los conocimientos de 1974, que no eran nada ortodoxos para la Estratigrafía del Cuaternario. Es más: contiene errores geológicos que no permiten avanzar tomándolo como base. Definir bien una formación geológica, con su perfil tipo, relaciones estratigráficas y descripciones concretas (regladas por los códigos nacionales e

internacional), y publicados en revistas especializadas al alcance de todos; es imprescindible, porque una formación geológica es una herramienta operativa ineludible para el avance de la Ciencia. Es el equivalente al concepto de "especie" en Botánica y Zoología. Algunos términos formacionales informales son suficientemente precisos e identificables como para trabajar con ellos, tales como Fm Ituzaingó y Fm Toropí/Yupoí.

Pero no se puede construir una Geología del Cuaternario con términos como Bonpland, La Paz, Ubajay, Pueblo Brugo, Apóstoles o Pujol: Ninguna de ellas tiene un perfil tipo o algo semejante para comparar. La "Fm Pueblo Brugo" es evidentemente Formación Paraná, con algunos aditamentos eólicos imposibles de chequear. La "Fm La Paz", unida con "Bonpland" resulta de mezclar varias unidades de diferente origen y edad (Ituzaingó, Hernandarias, Arroyo Feliciano, Tapebicuá, etc.); no se puede saber, porque no hay un perfil tipo al que recurrir. Toda la rica historia de humedales tropicales y subtropicales de la Mesopotamia sería "Bonpland/La Paz". La "Fm Isla Talavera" mezcla a la laguna del Iberá con todo el complejo litoral hypsithermal del sur de Entre Ríos y Buenos Aires. La "Formación Ubajay" no existe; es completamente erróneo que haya una "serie de psefitas gruesas, constituidas principalmente por rodados de cuarzo, calcedonia y ópalo… etc.". Lo que hay son lentes muy menores de gravas y rodados medianos a finos en una formación de arena, la Formación El Palmar. Lo que Gentili y Rimoldi describen es una facies subordinada de la terraza alta del Uruguay. Y en el Holoceno no hubo mastodontes. Hay varios otros casos. En el paraje Salto Chico no aparece ningún depósito sedimentario; es un conspicuo afloramiento de basalto mesozoico.

Así las cosas, todo fue un caso normal: dos geólogos colaboran lo mejor posible en una obra nacional de interés general y ninguno de ellos, ni antes ni después, incursionó en la Estratigrafía del Cuaternario. Ni se interesó en defender su esquema.

Cuando el autor de este capítulo encaró la elaboración del mapa del Cuaternario de Entre Ríos (Iriondo, 1980) apareció la necesidad de racionalizar la columna estratigráfica para poder mapear. Se hizo necesario comenzar desde el principio, o sea elaborar la columna estratigráfica real; de allí surgieron los nombre formacionales que figuran en este trabajo y que permitieron elaborar el mapa geológico del Cuaternario de Entre Ríos, el mapa de varias unidades de la Mesopotamia y varias tesis doctorales y numerosos artículos científicos en las últimas cuatro décadas.

Infortunadamente, nos vemos obligados a insertar este largo comentario porque la normalidad del avance científico ha sido borroneada en los últimos tiempos debido a la publicación firmada por F. Aceñolaza de un trabajo titulado " Geología y recursos geológicos de la Mesopotamia argentina" , aparecido en su revista Insugeo. Se trata en principio de una recopilación de tipo monográfico, sin aporte propio; ese autor no cuenta con experiencia en la Mesopotamia ni en el Período Cuaternario (su campo de acción es el Ordovícico de la Puna). No intenta en ese artículo armar una secuencia de eventos o un análisis, ni correlacionar escenarios con regiones vecinas o acontecimientos globales. Sin embargo, trata de introducir inexplicablemente, sin dudas inadvertidamente, errores bastante serios en la Geología del Cuaternario de la Mesopotamia.

En primer lugar, adopta todos los errores de Gentili y Rimoldi, y considera las vagas descripciones de éstos como aptas para ser aceptadas por el Código Estratigráfico (recordemos que no siguen ninguna de las especificaciones del mismo), algo que esos autores no se propusieron. Después banaliza como "unidades

informales que no se ajustan a las normas de nomenclatura estratigráfica para unidades litoestratigráficas a las que les es propio el término 'Formación'" (sic), y coloca en esa lista a las formaciones Arroyo Feliciano y Concordia (fundadas con todas las formalidades) con la peregrina excusa de que son terrazas. Todos sabemos que las terrazas de acumulación son cuerpos geológicos, y que la geoforma "terraza" significa de entrada que es un cuerpo identificable en el campo, más joven que las unidades que la flanquean y en discordancia erosiva: Feliciano y Concordia son cuerpos geológicos, con denominaciones formales establecidas, y no como Yupoí o Ituzaingó. De paso: Yupoí y El Palmar (erróneamente descrita por este autor como "Salto") también son terrazas, aunque ellos no se hayan dado cuenta.

Descalifica también el término Formación Oberá cometiendo varios errores, el mayor de ellos es priorizar el término "Apóstoles", completamente informal y con errores de descripción y correlaciones. También confunde los conceptos de "laterización" y "meteorización tropical", por falta de conocimiento en esos temas. La Formación Oberá está validada en las máximas instancias internacionales: 30º Congreso Geológico Internacional (Iriondo y Krohling, 1997) y Primer Congreso Latinoamericano de Sedimentología (Iriondo et al., 1997), entre otros.

Sin molestarse en explicarlo, descarta a la Formación Tapebicuá, posiblemente creyendo que es "un suelo", ignorando que es una formación geológica publicada en Quaternary International, el órgano oficial de la Unión Internacional de Estudio del Cuaternario (Iriondo, 2002). Coloca también en esa "lista negra" al Grupo Punta Gorda, sin ninguna explicación. En la Formación Yapeyú confunde movimientos de masa con procesos pedogenéticos y eso le parece motivo para sacarla de la lista de formaciones.

Posiblemente, el error más grave de ese autor es el de elegir sinónimos equívocos, que resultan trampas para los no especialistas. Por ejemplo, la Formación San Guillermo no es, ni fue descrita como "un HORIZONTE limo loéssico de color grisáceo… y arenas dunarias muy friables…etc." (sic). Además, coloca a esta unidad, fundamental en el Holoceno del centro de la Argentina, en una especie de bolsa de residuos llamada "geoformas o suelos, que no se ajustan a las normas del Código Estratigráfico…" (desde cuando los suelos no se ajustan??). Además. Un depósito eólico no es un suelo. Y no aclara porqué la puso en su lista negra. Y tampoco están los campos de arena en la Fm San Guillermo… El (inconfesado) motivo del rechazo es el pequeño espesor de este depósito.

Una de las características fundacionales de la Geología es el manejo de las dimensiones, sobre todo el manejo de las dimensiones temporales. Y este hombre no las maneja bien. Recordemos: La formación San Guillermo es holocena; y el Holoceno tiene diez mil años. Aceñolaza (según su Curriculum) actúa o ha actuado personalmente en el Ordovícico de la Puna. Dimensionemos: El Ordovícico tuvo setenta millones de años de duración. Los procesos geológicos, desde siempre, han sido establecidos por el Cuaternario y extrapolados hacia el pasado. Una simple comparación aritmética demuestra que 1 metro de acumulación sedimentaria en el Holoceno corresponde a SIETE MIL METROS del Ordovícico. Ergo, los 20 a 50 centímetros de la Formación San Guillermo (que se extiende por cientos de miles de kilómetros en la llanura argentina) corresponde a una formación paleozoica de 1400 a 3500 metros. No se explica racionalmente una opinión de esa naturaleza. La Ciencia es racional, crítica y progresiva. Racional significa, en este caso, que el Cuaternario no debe ser mirado con criterio ordovícico.

REFERENCIAS

Brunetto et al. 2009 – La Formación Salto Ander Egg: depósitos fluviales del Pleistoceno superior, en el sureste de Entre Ríos. II Congreso Internacional de Cuaternario, ABEQUA/Asoc. Arg. Cuat. La Plata. Resúmenes.

Gentili, C. y Rimoldi, H. 1979 – Mesopotamia. En: Geología Regional Argentina (A. Leanza, ed.):187-222. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.

Herbst, R. 1971 – Esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes. R.A.G.A., 36:221-243.

Herbst, r. y Santa Cruz, J. 1985 – Mapa litoestratigráfico de la provincia de Corrientes. D'Orbignyana, 2:1-41. Corrientes.

Iriondo, M. 1973 – Mineralogía de la Formación Yupoí. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral,4:87-96.

Iriondo, M. 1980 – El Cuaternario de Entre Ríos. Revista de la Asoc. Cs. Naturales del Litoral,11:125-141. Santa Fe.

Iriondo, M. 1984 – The Quaternary of Northeastern Argentina. Quaternary of South America and Antarctic Penn., 2:51-78. Rotterdam.

Iriondo, M. 1989 -

Iriondo, M. 1990 – Relación longitud de onda-caudal en los ríos chaco-pampeanos. III Reunión Argentina de Sedimentología. Res. Exp.:145-150. San Juan.

Iriondo, M. 1991 – El Holoceno en el Litoral. Comunicaciones Museo Prov. Ciencias Naturales Florentino Ameghino,3(1):1-40. Santa Fe.

Iriondo, M. 1996 – Estratigrafía del Cuaternario de la Cuenca del río Uruguay. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas, IV:15-26. Buenos Aires.

Iriondo, M. 2004 – Large wetlands of South America: a model for Quaternary humid environments. Quaternary International,114:3-9, Pergamon Press. Oxford.

Iriondo, M. 2007 – 2. Geomorphology. En: The Middle Paraná River – Limnology of a Subtropical Wetland (Iriondo, Paggi y Parma, eds.) Springer Verlag, 382 pág. Heidelberg.

Iriondo, M. y García, N. 1993 – Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,101:209-220.

Iriondo, M. y Krohling, D. 1997 – The tropical loess. Proceedings of the 30º International Geological Congress. VSP Publ.,21:61-78. Utrecht.

Iriondo, M. y Krohling, D. 2003 – A neoformed kaolinitic mineral in the Upper Pleistocene of NE Argentina. En: E. Domínguez, G. Mas y F. Cravero, (eds.). 2001: A Clay Oddyssey, Cap. II:109-116. Elsevier Publ.

Iriondo, M. y Krohling, D. 2003a – A stable canyon excavated in the bottom of a large river of South America. XVI INQUA Congress, Abstracts:122. Reno.

Iriondo, M. y Krohling, D. 2007 – Cambios ambientales en la cuenca del río Uruguay – Desde dos millones de años hasta el Presente. Universidad Nacional del Litoral, 358 pág. Santa Fe.

Iriondo, M. y Krohling, 2007a – La Formación El Palmar (informalmente Fm Salto Chico) y el acuífero San Salvador, Entre Ríos. V Congreso Argentino de Hidrogeología, Actas:433-441. Paraná.

Iriondo, M. y Krohling, D. 2009 – From Buenos Aires to Santa Fe: Darwin's observations and modern knowledge. R.A.G.A.,64(1):109-123.

Iriondo, M. y Paira, A. 2007 – Physical geography of the basin. En: The Middle Paraná River – Limnology of a Subtropical Wetland (Iriondo, Paggi y Parma, eds.).Springer Verlag, 382 pág. Heidelberg.

Iriondo M. y Rodríguez, E. 1972 – Algunas características sedimentológicas de la Formación Ituzaingó entre Las Paz y Brugo. V Congreso Geológico Argentino, Actas:317-331.

Iriondo, M., Stevaux, J. y Orfeo, O. 2000 – Caracterizacáo geomorfológica e sedimentológica do arroio Los Muertos: Um tributário típico da alta bacía do río Uruguai. Geociéncias,19(1):61-69, Sao Paulo.

Iriondo, M. Krohling, D. y Orfeo, O. 1997 – La Formación Oberá, un loess tropical. I Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Memorias,1:343-348. Porlamar.

Krohling, D. 2001 – Quaternary loess-paleosol sequence in SW Entre Ríos, Argentina. VI International Symposium on Paleopedology, INQUA-ISSS-UNAM, Abstracts.27. México.

Krohling e Iriondo, 2002 – La terraza inferior del río Uruguay (Holoceno). VI Reunión Argentina de Sedimentología (AAS), Resúmenes:95.

Krohling, D. e Iriondo, M. 2004 – Influencia determinante del material parental en la cuenca del río Uruguay. XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo (AACS-UNER-INTA), Resúmenes:354. Paraná.

Leopold, L. Wolman, M. y Miller, J. 1964 – Fluvial Processes in Geomorphology. W. Freeman and Co. , 522 pág. San Francisco.

Tonni, E. 1987 – Stegomastodon Platensis y la edad de la Formación El Palmar en el Departamento Colón, Entre Ríos. Ameghiniana, Nota Paleontológica,24(3-4):323-324.

Santa Cruz, J. 1972 – Estudio sedimentológico de la Formación Puelches en la provincia de Buenos Aires. R.A.G.A., 27:5-63.

FIGURAS

1 – Mapa de ubicación con sub-regiones

2 – Génesis de una costra ferruginosa

3 – Formación Oberá

4 – Formaciones San Salvador y El Palmar

5 – Formación Hernandarias en Entre Ríos

6 – Formación Tapebicuá

7 – Formaciones Arroyo Feliciano y La Picada aguas arriba de Gualeguay

8 – Grupo Punta Gorda

9 – Un sector de la llanura aluvial del río Paraná

FORMACIONES GEOLÓGICAS

- Arroyo Feliciano
- Concordia
- Costra ferruginosa
- El Palmar
- Hernandarias
- Ituzaingó
- La Juanita
- La Picada
- Oberá
- Puerto Alvear
- Punta Gorda
- Salto Ander Egg
- San Guillermo
- San Salvador
- Tapebicuá
- Tezanos Pinto
- Toropí/Yupoí
- Yapeyú

18 formaciones en total.

## V – EL CHACO

El Chaco es una amplia llanura deshabitada y pobremente conocida, ubicada en el corazón tropical de Sudamérica. Su superficie es de unos 840000 km2, repartidos entre Bolivia, Paraguay y Argentina. A pesar de su fuerte identidad climática. geológica y biogeográfica, no ha recibido la atención de los investigadores científicos en la medida en que lo han hecho, por ejemplo, en la Amazonia o la Patagonia. Está ubicado a ambos lados del Trópico de Capricornio, entre la pampa y la planicie amazónica, y limita hacia el oeste con las

Sierras Subandinas y hacia el este con el Planalto brasileño.

El Chaco está caracterizado por bosques, sabanas y grandes pantanos. Los ríos son escasos, con perfiles longitudinales muy suaves; en consecuencia, se producen frecuentemente extensas inundaciones, que cubren la superficie durante varios meses en los años húmedos. La variabilidad climática interanual es amplia.

CLIMA Y BIOGEOGRAFIA

El clima del Chaco es tropical semiárido a tropical húmedo. Está caracterizado por un intercambio permanente de masas de aire tropical y austral. Durante periodos de viento norte, la temperatura puede subir a 40 °C o más en una hora, incluso durante los meses frescos de agosto y septiembre. Las lluvias son generalmente intensas y pertenecen a dos tipos de precipitación: frontal, producida por el avance de masas de aire frío del sur; y convectiva, originadas en fenómenos convectivos locales dentro de una masa de aire tropical húmedo estacionada sobre la región en el verano. En este último caso pueden caer más de 200 milímetros en unas pocas horas en áreas muy limitadas, mientras que a pocos kilómetros de distancia brilla el sol. La temporada de lluvias comienza en octubre y termina en marzo; los inviernos son secos.

Las temperaturas medias varían entre 24 °C y 30 °C en verano (según las localidades), con máximas por sobre los 40 grados todos los años. Las amplitudes diurnas son grandes en el oeste, alcanzando los 15 y 20 grados, con importante enfriamiento nocturno provocado por radiación, que produce heladas en algunos inviernos. Las condiciones son más suaves en el este, debido a la mayor humedad del are.

La vegetación está caracterizada por bosques, sabanas y asociaciones de pantanos. En el Chaco oriental los bosques presentan alta diversidad específica y

frecuentemente los grandes pantanos son cubiertos por vegetación flotante y plantas palustres. Como consecuencia del gradiente climático, en el oeste semiárido la vegetación está representada por solamente diez especies arbóreas (xerofíticas), cactus y pajonales (Cabrera & Willnick, 1930). A nivel local, la vegetación depende simplemente del tipo y altura relativa del substrato: bosque complejo en albardones, palmeras en las pendientes intermedias, pajonal en las depresiones, etc.

El Chaco es una provincia biogeográfica homogénea y bien definida del

Dominio Chaqueño, que a su vez es un importante nivel biogeográfico que cubre .un amplio sector de Sudamérica. La Provincia Chaqueña se caracteriza por un escaso número de formas endémicas a nivel familia; son típicas las Leguminoseae, Mimosoideae y *Endentata,* Chiropterae, Tinamidae y un pez pulmonado *(Lepidosiren paradoxa).* Entre los insectos son abundantes las hormigas, *(Atta)* y las termitas *(Cornitermes)* (Cabrera & Willnick, *op. cit.).*

En mi opinión, desde un punto de vista evolutivo, el Dominio Chaqueño puede ser interpretado como un ambiente secundario, derivado de la interacción de los dos grandes polos neotropicales; Patagonia y Amazonia. Considerando que los sistemas geológicos y climáticos actuales de Sudamérica fueron establecidos aproximadamente en el Mioceno (y consecuentemente los Dominios Patagónico y Amazónico), se puede postular una edad pliocena (aproximada) para la identidad biogeográfica del Chaco.

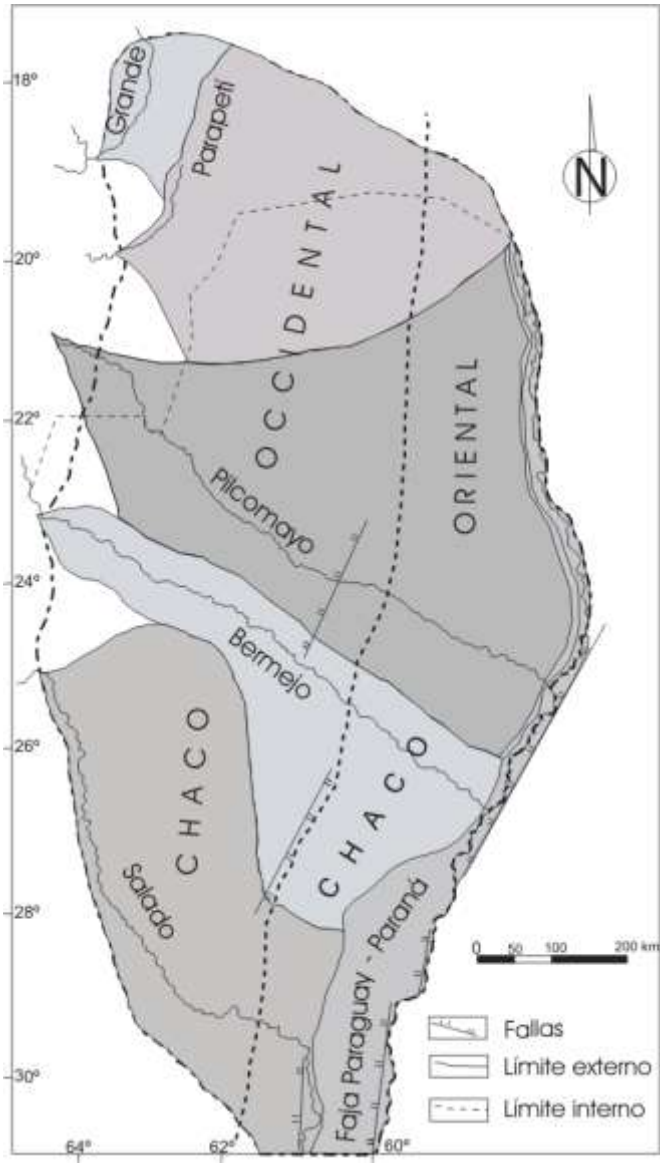



Fig. 1 – Mapa general del Chaco Sudamericano

EL CHACO OCCIDENTAL

El Chaco occidental se caracteriza por su clima semiárido; es bordeado hacia el oeste por las Sierras Subandinas, donde ocurren precipitaciones del orden de los 1000 y 2500 mm. Es dominado por la dinámica de los grandes ríos alóctonos que poseen fuerte tendencia a la divagación lateral. Dichos ríos llegan a la llanura desde sus cuencas montañosas a lo largo de profundos cañones, transportando arenas cuarzosas finas, bien seleccionadas. A pesar de la elevada capacidad de transporte, las fracciones granulométricas gruesas están ausentes, excepto algunos escasos bancos de rodados a pocos cientos de metros de la montaña. La única excepción es el río Bermejo. Al salir de la montaña los ríos han formado dos terrazas.

Los grandes ríos atraviesan la región hacia el este, a lo largo de fajas complejas caracterizadas por cauces abandonados y formas menores. Ocasionalmente se produce un proceso mayor de avulsión. El Bermejo abandonó, a mitad del siglo XIX, un trecho de más de 200 km de cauce, abriéndose camino por otra dirección (Iriondo, 1990). En la actualidad el Pilcomayo está sufriendo un proceso similar, el cual está bajo observación. Dicho proceso lleva ya varios años de duración y aún no ha terminado.

Durante los climas más secos que el actual, los ríos que descien,den del oeste han sido más pequeños y más divagantes, lo que se deduce de la presencia de

numerosos paleocauces de reducidas dimensiones en toda la llanura del oeste. Estos paleocauces tienen un patrón distributario a gran escala; son especialmente visibles en los abanicos de los ríos Pilcomayo y Salado.

Cuando la sequedad del clima llegó a valores máximos, se estableció una dinámica cólica en el Chaco occidental producida por vientos fuertes y secos del norte.

## EL CHACO ORIENTAL

El Chaco oriental está constituido por las regiones distales de los abanicos aluviales, compuestas por áreas pantanosas atravesadas por antiguas fajas fluviales de los grandes ríos. El clima actual es húmedo, con exceso de precipitaciones, a lo que se agregan los desbordes de los causes principales. La infiltración del agua es prácticamente nula, debido a que el terreno superficial está compuesto por arcillas impermeables hasta 12 a 20 metros de profundidad. La pendiente, extremadamente baja, no es adecuada para la evacuación de los excesos hídricos. En consecuencia, aparecen pantanos permanentes y temporarios, densamente cubiertos por la vegetación palustre y flotante.

La evapotranspiración es, en esos ambientes, varias veces mayor que la evaporación potencial, y la materia orgánica se acumula en el ambiente anaeróbico del fondo de los pantanos. Neiff (1986) distingue pantanos temporarios ("bañados") y permanentes ("esteros"). Los temporarios no tienen sedimentos propios, están alimentados por agua de lluvia y el agua permanece estancada hasta 6 meses en forma de lámina de hasta 30-40 cm de espesor, con períodos de baja recurrencia. Existe un corto período de deficiencia de oxígeno, debido a la degradación de la vegetación en el comienzo de la fase de anegamiento.

Los pantanos permanentes están mejor delimitados, tienen orillas mejor definidas y están poblados por vegetación adaptada para vivir en condiciones de anaerobiosis prolongada por su sistema radicular. También están adaptados a los incendios períodicos, un mecanismo natural en estos ambientes. Su producción de materia orgánica es estimada en 20 t ha-! año-!(peso seco). Aproximadamente un 70% de ese volumen se acumula en el fondo (Neiff, *op.cit.),* donde es degradado muy lentamente, debido a la deficiencia de oxígeno y deficiente relación *CIN.* Forma un horizonte turboso en superficie.

Los pantanos más extensos, entre 100-200 km de longitud y 3-10 km de ancho, tienen generalmente una profundidad de menos de 1 m. El área central de los pantanos se encuentra frecuentemente libre de vegetación en una franja irregular, con aguas que fluyen lentamente (Irlanda, 1989). Los actuales pantanos cubren un área de 125000 km2 en el abanico de Bermejo y Pilcomayo.

Los pantanos forman los tramos superiores de redes fluviales locales, desarrollados sobre los grandes abanicos durante el clima húmedo actual. Los colectores de esas redes incipientes son arroyos muy divagantes, de 2 a 5 m de profundidad y 20 a 60 m de ancho (Orfeo, 1986), que corren por antiguos cauces de los ríos alóctonos mayores normalmente bordeados por albardones. Constituyen un tipo especial de río subajustado (Cucchi, 1973; Iriondo, 1974), en el cual el cauce antiguo tuvo una cuenca mucho mayor que el cauce actual. En las inundaciones extraordinarias el agua cubre toda la región; los únicos elementos geomorfológjcos emergentes son los antiguos albardones.

Una significativa proporción de la carga sedimentaria transportada por los arroyos está constituida por coloides, que forman hasta el 75% de la carga total en algunas muestras. Los coloides están compuestos por materi_ orgánica en diferentes grados de descomposición, probablemente acomplejada con minerales arcillosos. Pedroso & Orfeo (1986) encontraron que entre el 40 y el 52% de los sólidos suspendidos de varios riachos chaqueños está incluido entre los diámetros de 1,2 y 0,45 micrones.

## LA FAJA PARAGUAY-PARANÁ

El límite oriental del Chaco está formado por los ríos Paraguay y Paraná. Estos ríos han formado, durante el Cuaternario, una faja de sedimentos y geoformas de orientación N-S con características bien definidas, diferentes al resto del Chaco. La faja está compuesta por arenas cuarzosas finas y muy finas, bien seleccionadas, provenientes de las areniscas cretácicas del Sur del Brasil y Paraguay. Limos y arcillas illíticas y montmorilloníticas están presentes en proporciones subordinadas. Los depósitos sedimentarios están compuestos por gruesos estratos de arena de cauce hasta varias decenas de metros de profundidad. El relieve local es moderado a bajo, en contraposición con la marcada horizontalidad del resto del Chaco.

La faja es amplia en el sur, con más de 100 km de ancho en la provincia de Santa Fe (Iriondo, 1987a). Los cauces locales que la atraviesan forman canales bien definidos, con escorrentía relativamente rápida. Hacia el norte, en el Paraguay, la faja es considerablemente más estrecha, con 5 a 10 km de ancho en superficie y una terraza de unos 4 m de altura compuesta por arcilla plástica gris verdosa, montmorillonítica, masiva, con restos de paleocauces meándricos.

## 6. LOS MEGA-ABANICOS ALUVIALES

Los grandes abanicos aluviales de los ríos chaqueños son sistemas complejos. formados por unidades sedimentarias y morfológicas de distintas edades y contextos climáticos. Aunque son similares entre sí en sus características generales, cada uno de ellos presenta particularidades significativas. De sur a norte los abanicos son los siguientes (Fig. 5-1): Salado, Bermejo, Pilcomayo, Parapetí y Grande.

**El mega-abanico del río Salado**

Mide aproximadamente 650 Km de longitud por 150 Km de ancho en su parte distal. Está compuesto por un conjunto de subsistemas menores: abanicos, fajas, depósitos lacustres de diverso tipo (Fig. 5.2).

Sus depósitos sedimentarios están formados predominantemente por limos, illita y arena fina. Entre las sales solubles los cloruros son absolutamente dominantes, seguidos por los carbonatos. Los abanicos menores se han formado durante períodos secos, en lugares donde los movimientos neotectónicos formaron depresiones de algunos miles de kilómetros cuadrados. Al salir a la llanura el río, llamado Juramento en ese tramo, ha desarrollado su primer abanico en la provincia de Salta y oeste de la provincia de Chaco. En la actualidad el río corre por un cauce permanente y bien definido en esa zona, hasta la latitud de 25°40'S, donde pierde su cauce y a través de varios brazos descarga en una zona inundable llamada "Bañado de Copo", de 300 km2 de superficie. Hacia el SSE el bañado desagua por numerosos pequeños riachos que se unen y vuelven a formar un cauce único. La evapotranspiración provoca la pérdida de la mitad del caudal del río, que pasa de 28 m3 /seg a 14 m3/seg. A lo largo del bañado se produce una selección granulométrica de los sedimentos depositados, que pasan de limo grueso arenoso en la entrada a limo fino arcilloso en el extremo de aguas abajo ("Río Salado, Bañado"). En la región distal, en el centro de la provincia de Santa Fe, el abanico de Salado presenta un sector compuesto por un conjunto de paleocauces del Pleistoceno superior, formados en una época suficientemente húmeda como para permitir la conservación de cauces permanentes. Aunque están enterrados por una carpeta de loess, son visibles en superficie, tienen trazado irregular y poco divagante. En general, su ancho no sobrepasa los 200 metros (Iriondo, 1987, *op. cit.).* Los cauces de distinta edad y dirección se presentan parcialmente superpuestos y entrecruzados, en una trama irregular. Algunos de ellos son portadores de agua dulce, lo que les confiere un gran valor potencial en una región con graves problemas de agua.

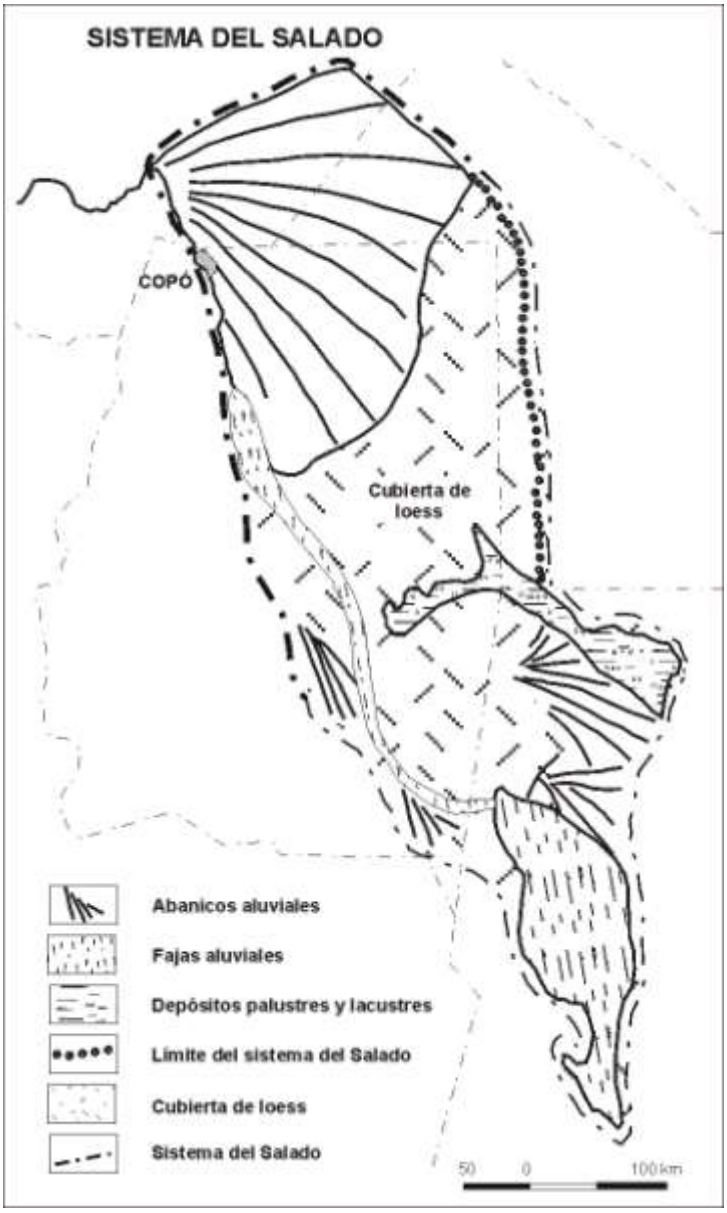



Fig. 5 – 2 . Mega-abanico del río Salado.

El resto de la región distal está formado por limos arcillosos palustres con significativo porcentaje de coloides sujetos a inundaciones de varios meses en los años húmedos. Lo único que sobresale en este paisaje extremadamente plano con vegetación de pajonal son pequeñas extensiones de 40 a 80 m de diámetro y 30 a 50 cm de altura, cubiertas por espeso bosque, denominadas "isletas". Las isletas se originan por la actividad biológica de las hormigas del género *Atta;* una sola colonia de ellas puede formar un túmulo de varios metros de diámetro, con un sistema de cámaras y galerías hasta los 3 m de profundidad (Bonetto, 1959). El volumen de tierra removida y alterada por cada hormiguero es de varios metros cúbicos, formándose un sedimento

blando y húmedo, compuesto por grumos redondeados menores a 2 mm y alta porosidad. Este material forma un substrato adecuado para árboles y arbustos.

**El mega-abanico del Bermejo**

El abanico del Bermejo tiene su ápice cerca de Embarcación (23°S y 64° W) y

se extiende hacia el este y sudeste hasta la faja Paraguay-Paraná, a 650 Km de distancia (Fig. 5 – 3).

El río Bermejo cruza las Sierras Subandinas en forma antecedente, de lo que se deduce que se trata de un sistema fluvial que existe desde el Terciario. Forma en el Chaco un mega-abanico de unos 650 kilómetros de longitud y 300 kilómetros de ancho en su línea distal. Sucesivos cambios climáticos han producido diferentes depósitos en este complejo, los más modernos de los cuales se conservan en superficie. De acuerdo a información geofísica y perforaciones, éstos no superan en general los 20 o 30 metros de espesor en el Chaco Occidental. En la literatura corriente se interpreta a este último ciclo como cuaternario, en contraposición con la edad de los sedimentos subyacentes relativamente endurecidos que serían de edad terciaria. La geoeléctrica indica que los 10 a 15 metros basales del último ciclo se han interpretado como arenas y/o gravas muy resistivas, o sea sedimentos gruesos de cauce.

El sistema sedimentario del Bermejo se presenta en buena parte cubierto por sedimentos de los abanicos vecinos de los ríos Pilcomayo y Salado (y por loess), lo que induce a suponer que, tal como ocurre en el presente, el Bermejo ha tenido más caudal que esos dos ríos, pudiendo llegar al eje Paraguay/Paraná en ocasiones en que el Pilcomayo y el Salado dejaban toda su carga en la depresión chaqueña. Hacia el norte y hacia el sur aparecen los depósitos del Bermejo cubiertos en superficie por los sedimentos de los otros dos ríos.

Un gran número de cauces abandonados ("ríos muertos") holocenos pueden ser observados en su superficie. El rumbo general de los mismos es NW -SE y pueden ser trazados a lo largo de decenas de kilómetros. Esta morfología es característica de gran parte del Chaco occidental y central. En el sur se ha desarrollado un gran lóbulo de derrame que penetra en la provincia de Santa Fe. En la zona de Charadai, en la parte oriental del lóbulo (25° 30'S Y 60° W), se ha implantado un ambiente de pantanos, probablemente a fines del Pleistoceno, que ha permanecido hasta la actualidad. En este ambiente se depositaron de 6 a 12 metros de arcillas limosas gris verdosas y marrón rojizas endurecidas, en un bloque hundido de 5000 km2 de extensión.

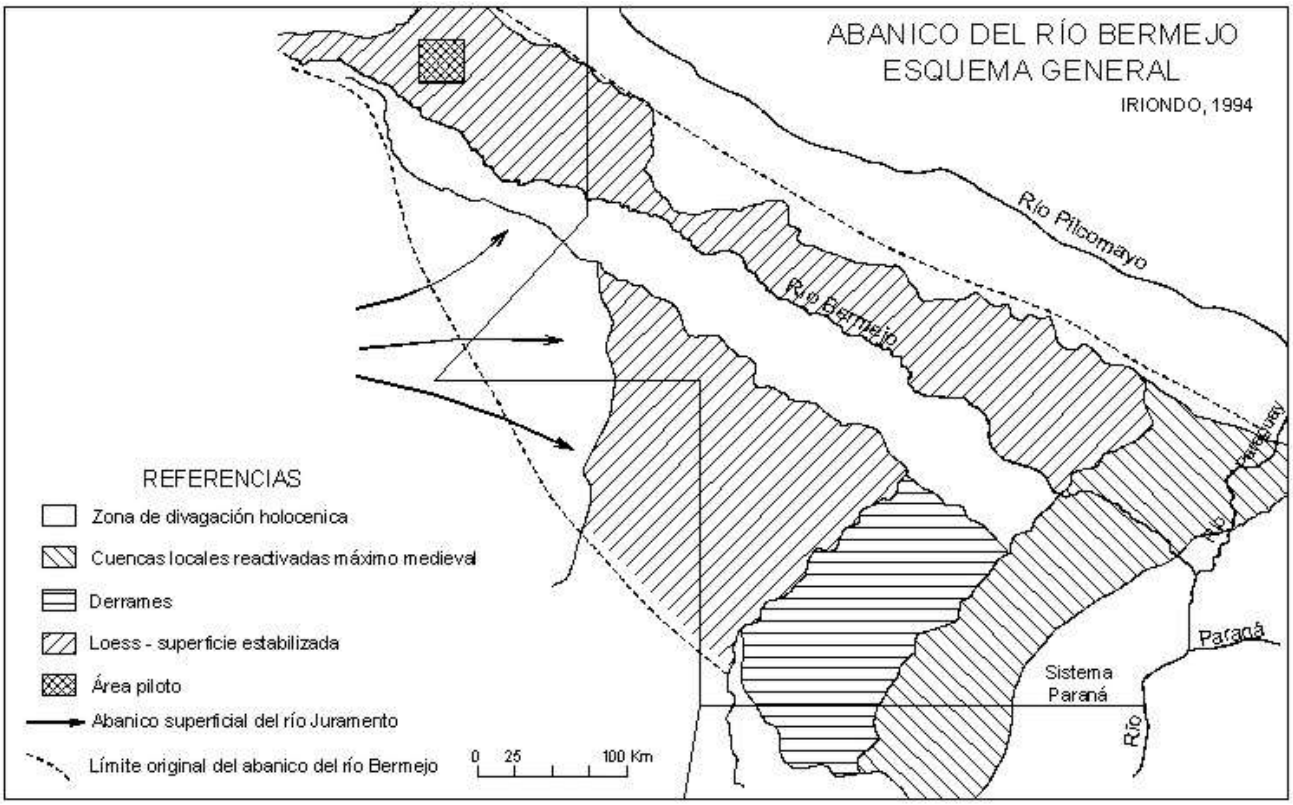



Fig. 5-3 . Mega-abanico del río Bermejo.

Varias cuencas fluviales locales se han desarrollado en la región oriental del abanico del Bermejo (Tapenagá, El Rey, Los Amores, Negro) con rasgos fundamentales semejantes entre sí. Como ejemplo, puede describirse el arroyo Los Amores.

La alta cuenca, de aproximadamente 600 km2 de superficie, forma parte del Chaco occidental. Está compuesta por loess castaños permeables y tiene una dinámica general de infiltración; no aporta sedimentos al sistema de cauces. La cuenca media se encuentra en el Chaco oriental; ocupa un área de 4000 km2 sobre arcillas palustres verde grisáceas y castaño rojizas endurecidas e impermeables. Se trata de un bloque tectónico levemente hundido; la superficie está cubierta en grandes extensiones por pantanos permanentes con vegetación muy tupida. La escorrentía es muy lenta. hay acumulación generalizada de sedimentos orgánicos que en ciertos lugares forman turberas tropicales. No aporta sedimentos clásticos al sistema de cauces.

La baja cuenca se encuentra en la faja Paraguay-Paraná. Tiene unos 3500 km2 de superficie. posee un relieve mayor y está caracterizada por una red comparativamente bien desarrollada de arroyos y esteros bien definidos y un colector morfológicamente bien desarrollado.

Un estudio de la dinámica hídrica de Los Amores (Iriondo. 1986) evidenció las

siguientes características significativas:

a) la alta cuenca es irrelevante en el sistema;

b) la cuenca media retiene el agua de lluvia durante largos períodos en pantanos y se produce acumulación de sedimentos orgánicos y elevada evapotranspiración;

c) la baja cuenca produce escorrentía significativa, que ha permitido desarrollar una red de cauces fluviales.

El río Bermejo a la altura de Las Lomitas (610 w) tiene un cauce de 1 km de ancho, muy divagante, con alta carga de sedimentos en suspensión y arena cuarzosa muy fina transportada en arrastre. Forma bancos planos de cientos metros de largo, incluyendo en la arena numerosos troncos y ramas de palo bobo *(Tessaria integrifolia).* La arena al secarse se agrieta profundamente, formando polígonos de hasta un metro de diámetro. Es probable que los mismos sean originados por el alto porcentaje de coloides que transporta el río.

En ciertos sectores, el río eroda activamente una barranca de unos 4 m de altura formada por sus propios sedimentos. La parte superior de la misma está constituida por bancos de arena depositados durante las crecientes y paleocauces rellenos por limo arcilloso con 15 a 25% de arena muy fina laminada ricos en materia orgánica descompuesta y moldes de hojas color gris oscuro. Los estratos tienen entre 40 cm y 1 m de espesor, y de 50 m a 300 m de longitud; son planos y concordantes.

La sección inferior aflora menos de 1 metro en aguas medias. Está compuesta por arena limosa rojiza más compacta, con moteados grises y manchas negras de Mn. Probablemente es más antigua que la faja actual de río.

La faja actual del río Bermejo tiene un ancho de 10 km a la altura de Las Lomitas y es discontinua. Está caracterizada por numerosos cauces menores abandonados, con distintos grados de conservación. Los más antiguos están casi borrados y presentan hoyas de deflación transformadas en lagunas. Los más jóvenes tienen barrancas de 3 a 4 m de profundidad y conducen agua durante las crecientes. El terreno está compuesto por sedimentos similares a los que afloran en la barranca: un limo arcilloso rojizo endurecido, compuesto por cuarzo e illita con alto porcentaje de coloides, forma un sustrato. Sobre el mismo, se ha depositado un limo arcilloso marrón, friable, moderno, con la misma composición mineralógica. Los paleocauces se encuentran dentro de fajas de 1 a 2 km de ancho, separadas por terreno más alto, compuesto por el limo rojizo.

A la altura de Las Lomitas (aproximadamente entrelos meridianos de 61 y 60 grados) el abanico del Bermejo en Formosa está caracterizado por una serie de paleocauces de tamaño mucho menor al del río actual, que transportan agua después de las lluvias grandes (Bajo Hondo, El Corredero, Los Suris y otros). Tienen 50 a 100 metros de ancho y profundidad variable, entre 2 y 6 metros. Tienen curvas irregulares y son en general paralelos a la dirección del cauce actual. Una de sus principales características es la presencia de hoyas de deflación dentro de los mismos. Se suceden en intervalos de 3 a 5 kilómetros. Estimamos que estos paleocauces pueden haberse formado durante una fase seca de flujo escaso, la misma que formó los paleocauces similares dentro de la Formación Urundel en el sistema del Bermejo en el Chaco salteño, entre 16 y 18 ka BP. El relleno del paleocauce Los Suris está constituido por 62 % de limo, 23 % de arcilla/coloides y 15 % de arena muy fina, o sea que tiene una composición similar a la de la Formación Fidelidad. La composición mineral de dicho relleno es: cuarzo 79 %, plagioclasa 6 %, ortoclasa 4 %, óxidos de hierro 4 % y carbonato 4 %. En la fracción menor a 4 micrones predomina el cuarzo (52 %) sobre la illita (37 %), la caolinita (7 %) y la ortoclasa (5 %). El contenido de coloides es significativo.

El cauce en aguas medias fluye embutido en una terraza de unos 4 metros de altura (compuesta por las formaciones Río Bermejo y Fidelidad) y tiene varios cientos de metros de ancho. En aguas bajas afloran bancos de arena limosa con gran cantidad de ramas y hojas de árboles arrastrados durante las crecientes. Se forman grandes polígonos de desecación de 1 a 3 metros de diámetro con grietas de hasta 10 centímetros de ancho; dichos bancos se denominan “plazuelas” en la región. La caída de bloques de sedimento por erosión lateral es continua, aun durante los períodos de aguas medias.

**El mega-abanico del Pilcomayo**

El Pilcomayo ha formado el abanico aluvial más importante del Chaco (Fig. 5.4).

Se trata de uno de los pocos abanicos aluviales activos de gran tamaño del continente sudamericano. Su superficie total es de 210 000 km2. Tiene una amplia cuenca montañosa en la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas bolivianas. Atraviesa esas montañas en grandes meandros incididos, en una situación claramente antecedente. Por lo tanto, para el río Pilcomayo debe deducirse una edad terciaria, probablemente Plioceno inferior. Sus afluentes subandinos, por el contrario son subsecuentes, modernos y poco desarrollados.

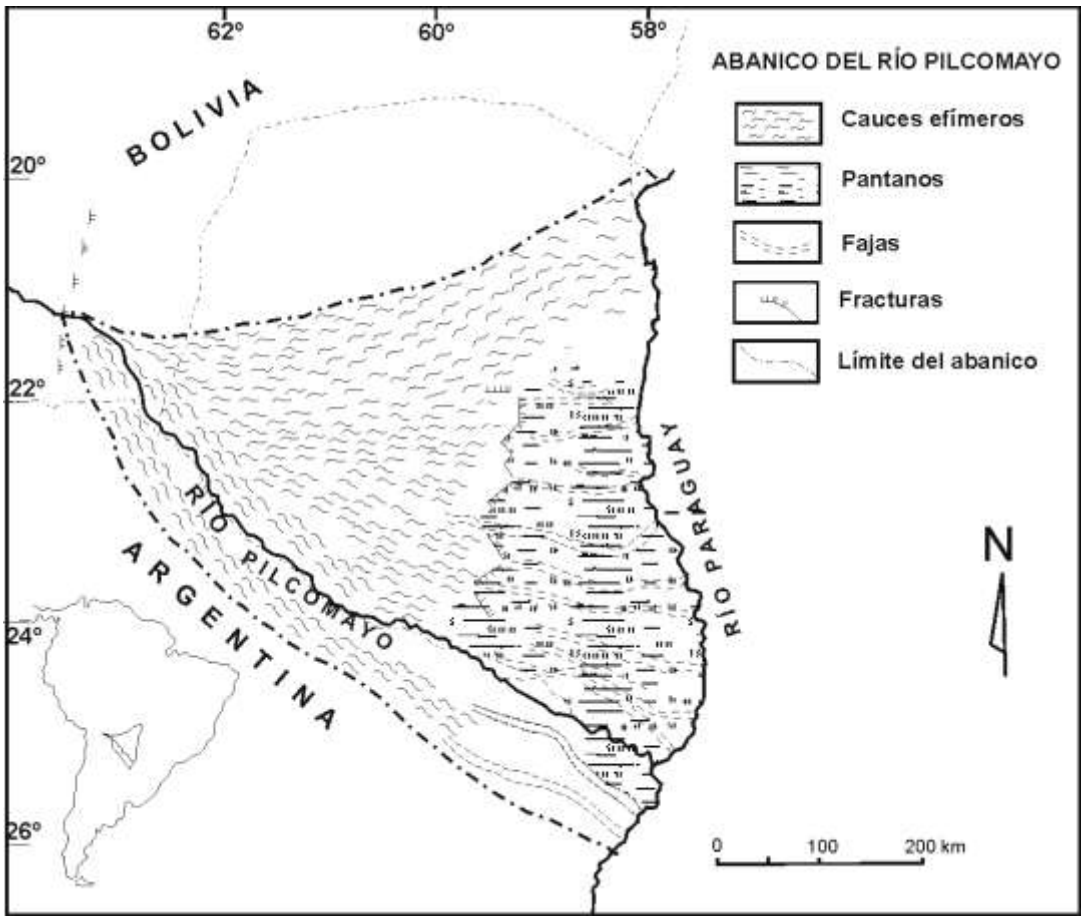



Fig. 5 – 4. Mega-abanico del río Pilcomayo.

El río sale a la llanura en Villa Montes (210 20'S y 63° 30W). En esa área está ubicado el ápice del abanico. Los depositas fluviales forman dos terrazas, la más alta de altura variable (40 m en el valle aguas arriba y 20 m en el pie de monte), está coronada por un depósito eólico rojizo de 3 m de espesor, en cuya parte superior hay un suelo bien desarrollado. La terraza inferior forma la mayor extensión de la región. En el valle aguas arriba, cerca del puente carretero, tiene 6 m de espesor y está formada por dos estratos. El inferior está constituido por rodados y bloques, de color en general gris; el superior está formado por rodados algo menores y bloques en una matriz arenosa rojiza. En el pie de monte oriental esta terraza tiene 2 m de altura; está cubierta por estratos gruesos y muy gruesos de arena rojiza, planares, con contactos netos. La terraza baja se extiende hacia el este, formando una amplia superficie en el Chaco occidental. En el oeste

de Formosa, de 300 a 400 km de distancia hacia el sureste, esta unidad está compuesta por un depósito de limo cuarzoso y arena cuarzosa muy fina. Los granos están cubiertos de hematita y grandes placas de illita intersticial. El sedimento es de color marrón amarillento, compacto y moderadamente plástico. La unidad está caracterizada por numerosos cauces efímeros, de 5 a 15 km de longitud visible y trazado irregular. Alcanza hasta aproximadamente el meridiano de 60° W, formando un abanico.

Hacia el este se extiende en superficie una unidad más antigua, posiblemente correlacionable con la terraza alta de Villamontes. Está compuesta por 10 a 20 m de arcillas limosas palustres, cubiertas por pantanos permanentes y temporarios. Está cruzada por fajas fluviales de rumbo Oeste-Este y Noroeste-Suroeste, compuestas por amplios paleocauces que forman los colectores de cuencas locales menores (Monte Lindo, Pilagá, Verde, Melo y otros), con dinámica hídrica similar a la descrita para Los Amores. Esta unidad forma toda la zona distal del abanico del Pilcomayo, que limita con la faja Paraguay-Paraná a lo largo de 650 km.

Los sedimentos del río en Villamontes están compuestos por arena muy fina y cuarzosa. Los extensos depósitos de arena incluyen bancos y clastos sueltos de rodados y bloques redondeados. El caudal máximo del río es 45 veces mayor que el mínimo. En la parte alta del abanico, el Pilcomayo ha mudado de cauce varias veces durante el clima húmedo actual. Los cauces abandonados están formados por arena fina limosa, con un relieve interno del orden de 1 m, sin arcilla ni sedimentos gruesos visibles. Algunos de ellos transportan caudales considerables durante la época húmeda.

**El Pilcomayo en Formosa -** Actualmente el Pilcomayo fluye dentro de una faja estable con curvas irregulares de 2 a 5 kilómetros de largo, rodeada por una faja más elevada (albardón) cubierta de bosque. La mayor parte de la región está formada por derrames pleistocénicos con pantanos actuales, dentro de los cuales se han labrado las fajas del Pilcomayo.

La faja actual es una de las más delgadas; la mayor de las fajas antiguas tiene unos 20 kilómetros de ancho. La faja actual está caracterizada por una gran cantidad de cauces abandonados de 100 a 200 metros de ancho, con curvas irregulares, lo que indica la migración de un único cauce durante un período determinado. Esta faja entra en la Argentina desde Bolivia, cruza Salta y entra en Formosa, atravesando derrames pleistocénicos afectados por hoyas de deflación más modernas (por ejemplo, Pozo de los Chanchos y Pozo de los Leones). En la zona deGeneral Mosconi la forma de esta faja muestra evidentes efectos de neotectónica.

Durante los últimos siglos, el río Pilcomayo desembocó en una depresión de origen tectónico, de unos 15 000 km 2 de superficie a 250 km de distancia del río mismo, denominada "estero Patiño", depositando en ella ingentes cantidades de arena muy fina y limo (hasta 40 g 1-1 de sedimentos en suspensión en las crecientes).

El mecanismo de colmatación del estero fue estudiado por Cordini (1974), quien registró altas concentraciones de sólidos suspendidos (hasta 40 000 ppm) Y. la formación de diques de troncos y ramas durante las crecientes. Dichos diques constituyen eficientes trampas de sedimentos, que terminan provocando la migración del cauce. .Cordini encontró allí un complejo paisaje caracterizado por largos cauces abandonados, pantanos cubiertos por vegetación flotante y lagunas. Los diques de troncos son posteriormente enterrados por la arena, se oxidan y desaparece, provocando el colapso de la arena subreyacente. Este fenómeno origina el paisaje de "hoyales", áreas cribadas de pozos de hasta 5 m de diámetro y 1,5 m de profundidad; hacia 1980 el estero Patiño terminó de rellenarse completamente. En consecuencia, el Pilcomayo comenzó un proceso de avulsión, colmatándose paulatinamente la porción inferior del cauce con arena fina y limo, y desbordando el agua a la planicie que lo rodea. Dicho mecanismo origina el retroceso del punto de desborde aguas arriba en sucesivas crecientes. La velocidad de retroceso es de 10 a 35 km año-l; el mecanismo específico de colmatación es el siguiente: la descarga varía de 3600 m3 S-1 en la crecientes a 80 m3 S-l en el estiaje (Rabicaluc, 1986). El cauce normal tiene 500 metros de ancho aguas arriba del área de colmatación. En el área de colmatación aparecen estrechas zanjas cortando los albardones laterales (en 45 km se encontraron 10 zanjas), drenando cada una de ellas una parte del caudal de río. La mayor parte de los sedimentos permanece en el cauce, produciéndose un adelgazamiento de la corriente de agua, que termina por desaparecer completamente, dejando al cauce colmatado al mismo nivel de la planicie. El agua que desborda a la Argentina forma un extenso pantano de 250 km de longitud y 7 a 12 km de ancho. Su dinámica y morfología es palustre. Las aguas derivadas al Paraguay producen un fenómeno similar. En 7 años el río ha retrocedido 160 km.

En el oeste de Formosa (Argentina) se pueden ver varios paleocauces bien conservados que atraviesan los depósitos limo-arcillosos pleistocenos de distribución areal. Uno de ellos (La Pampa) fue perforado a 25 km al norte de Las Lomitas, encontrándose arena cuarzosa bien seleccionada, fina y muy fina, de color rojizo. En ese lugar, no existe diferencia topo gráfica entre el paleocauce y la planicie circundante; en otros sitios del mismo hay desnivel de 2 a 3 m.

Lo más probable es que el mecanismo sedimentario que rellenó los paleocauces sea el mismo observado actualmente en el río Pilcomayo: taponamientos sucesivos en el tramo final van acortando el cauce durante varios años hasta que el agua toma finalmente un rumbo estable, diferente del anterior.

En una primera aproximación, el desarrollo del abanico del Pilcomayo ha seguido una secuencia de dos mecanismos contrastados: a) desarrollo de fajas fluviales estables durante periodos húmedos como el actual; b) sedimentación generalizada mediante una sucesión de cauces efímeros en los periodos climáticos secos. En ambos casos hubo desarrollo de pantanos de distintos tipos en los bloques hundidos.

LOS EPISODIOS EOLICOS

De la misma manera que el resto de Sudamérica, el Chaco sufrió durante el Cuaternario cambios climáticos de diferente magnitud. En las latitudes tropicales los cambios se expresaron en diferencias de humedad, más que en mudanzas en la temperatura. En todo el Chaco existen evidencias geomorfológicas y sedimentológicas de épocas más secas que la actual, durante las cuales la acción del viento fue dominante. De acuerdo con los datos estratigráficos obtenidos, se han podido identificar dos períodos secos, en los últimos miles de años, uno de ellos ocurrido durante el Pleistoceno final, seguramente vinculado con el Máximo Glacial, y el otro de edad Holoceno superior, más corto y menos severo.

En cada uno de ellos se formaron dos sistemas de circulación de vientos, uno al sur (de tipo pampeano) y el otro al noroeste, paralelo a las Sierras Subandinas. El interés principal de este último consiste en que los vientos fuertes y secos que movilizaron la arena y el limo provenían del interior de la planicie amazónica.

**Período seco del Pleistoceno**

**Sistema Pampeano** . El casquete de hielo localizado en Los Andes patagónicos durante el Último Máximo Glacial generó un centro anticiclónico en el noroeste de Patagonia, que enviaba vientos fríos y secos hacia la pampa (Iriondo, 1990a). En consecuencia, se acumularon extensos depósitos de arena y loess en la Argentina central y del norte. La mitad sudoeste del área fue cubierta por un gran mar de arena, detrás del cual se depositó un cinturon de loess de 300 km de ancho, que alcanzó el sur del Chaco en Santa Fe y Santiago del Estero. En dicha región el loess típico está interestratificado con limo eólico depositado en ambientes palustres, que está caracterizado por colores castaño grisáceo y gris verdoso, con concreciones de manganeso en su interior (Iriondo, 1987).

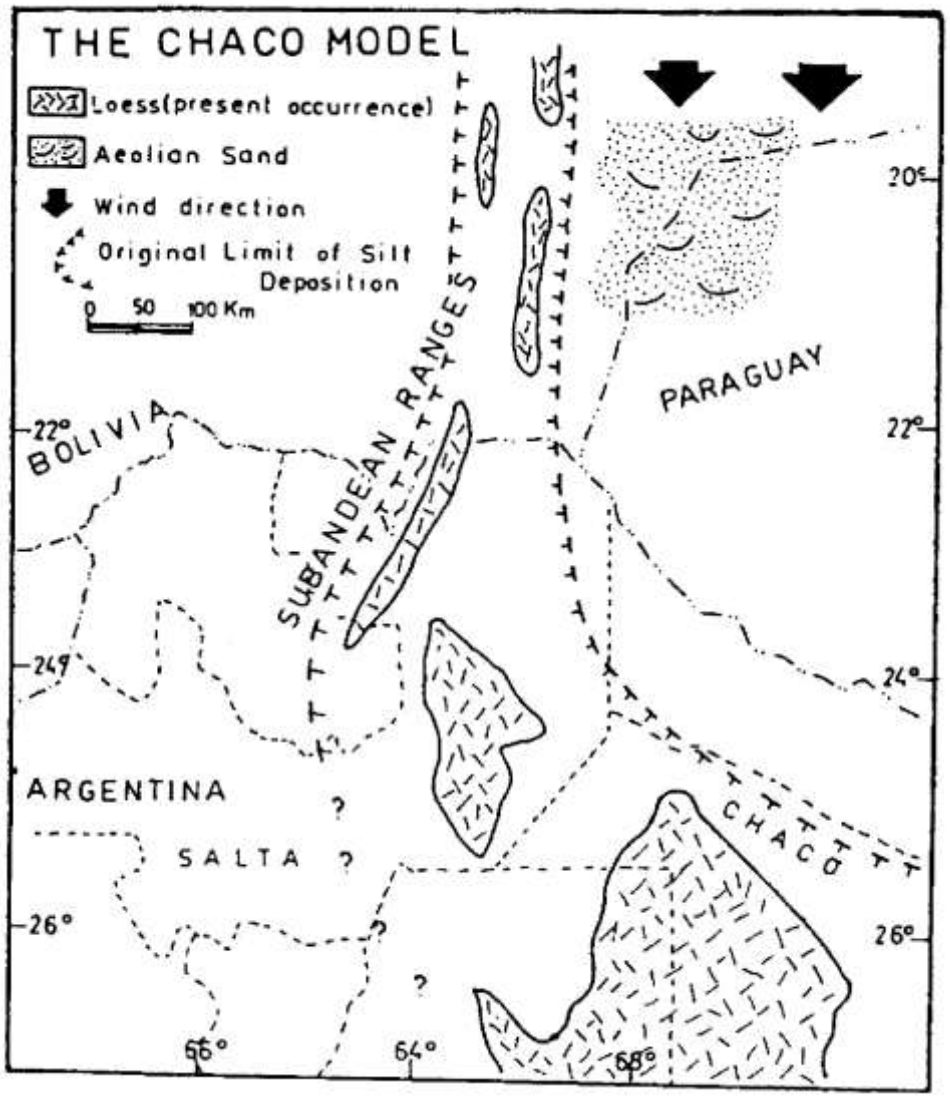



Fig. 5 – 6 . Sistema eólico del noroeste.

**Sistema del noroeste** - En amplias superficies del Chaco boliviano y noroeste del Paraguay aparecen campos en dunas. Las dunas fueron disipadas por un clima húmedo posterior, durante el cual se formaron suelos profundos. Asociada a las dunas, una faja de loess de 10 a 15 m de espesor rellena parcialmente los valles del flanco oriental de las Sierras Subandinas a lo largo de 900 km entre el sur de Santa Cruz de la Sierra y Tucumán (latitudes de 19° y 27° S). Se trata de la

Formación Urundel. El campo de loess se extiende hacia el este en una ancha faja en las provincias argentinas de Salta y Chaco, ahora parcialmente erodada por los abanicos holocenos de los ríos Bermejo y Salado (Fig. 15.7). Mineralógicamente está constituido por cuarzo e illita.

**Período seco del Holoceno superior**

**Sistema Pampeano** . Un clima seco, básicamente semiárido tiene lugar en el Holoceno superior en la zona del Chaco y de la Pampa. Las fechas 14C disponibles indican que el área estuvo seca entre 3500 años AP y 1000 años AP. (Iriondo, 1980). La acción del viento causó erosión de los sedimentos superficiales existentes y de los suelos. así como la redeposición del material erosionado en una extensa capa de arena y sedimento. y campos locales de dunas. Mediciones de indicadores paleovientos e información asociada indican la oculTencia de un sistema anticic1ónico estacional centrado en la región sudeste del Chaco.

Este sistema afectó principalmente la parte distal de los abanicos del Salado y del Bermejo. depositando una carpeta de limo eólico de 20 a 40 cm de espesor sobre el paisaje. y formando hoyas de deflación circulares y elípticas con diámetros que varían entre los 200 m y los 2000 m (Fig. 15.8).

**Formaciones cuaternarias de Formosa**

**Formación Fortín Soledad** - Representa los depósitos de desborde del mega-abanico del río Pilcomayo. Pozo perforado con barreno manual.

Ubicación:

Perfil tipo (de abajo a arriba, sin ver base):

0,00-2,20 m – Limo arcilloso gris con porcentaje considerable de arena. Endurecido, con plasticidad moderada. La composición granulométrica es de 45 % de limo, 37 % de arcilla y coloides, y 18 % de arena fina y muy fina.

2,20-2,90 m – Limo gris a marrón claro, con porcentajes importantes de arcilla/coloides y arena fina y muy fina. Escasamente consolidado. La mineralogía de muestra total es: cuarzo 77 %, óxidos de hierro 12 %, ortoclasa 5 %, plagioclasa 5 %, carbonato 4 %.

2,90-4,00 m – Estrato superficial. Loam color marrón claro, compuesto por 39 % de limo, 39 % de arcilla/coloides y 22 % de arena muy fina. Mineralogía total: cuarzo 82 %, plagioclasa 6 %, ortoclasa 5 %, óxidos de hierro 4 % y carbonato 4 %.

Edad estimada: Pleistoceno Superior.

Formación Paleocauce La Pampa

Representa el relleno de los paleocauces del mega-abanico del río Pilcomayo en Formosa. Pozo perforado con barreno manual.

Ubicación:

Perfil tipo (de abajo a arriba, sin ver base):

0,00-1,00 m – Arena cuarzosa muy fina de color rojo, con manchas grises de varios centímetros de largo. Compacta. Consistencia firme. Mineralogía: cuarzo 51 %, ortoclasa 22 %, óxidos de hierro 18 % y plagioclasa 7 %.

1,00-2,50 m – Arena cuarzosa muy fina de color rojo. Compacta. Consistencia firme.

2,50-3,00 m – Arena muy fina de color rojo. Algo menos compacta que los estratos inferiores.

3,00-4,50 m – arena fina limpia de color rojo amarillento claro, suelta. Se compacta paulatinamente hacia abajo.

Edad estimada: Holoceno.

**Formación Las Lomitas -** Representa a los pequeños campos de dunas que aparecen en el Chaco occidental, en las provincias de Formosa, Salta y Chaco.

Ubicación: El perfil está ubicado en una pequeña cantera, en la intersección de las calles Newbery y Uruguay de Las Lomitas.

Perfil tipo (la parte inferior perforada con barreno manual):

0,00-3,70 m – Arena cuarzosa fina a muy fina bien seleccionada, limpia. Color amarillo rojizo. Consistencia mediana. Mineralogía: cuarzo 85 %, óxidos de hierro 5 %, ortoclasa 4 %, plagioclasa 4 % y carbonato 2 %.

3,70-7,00 m – Arena cuarzosa fina a muy fina, bien seleccionada, limpia. Masiva. Color amarillo rojizo. Friable a suelta, con numerosas cuevas de aves y mamíferos pequeños.

Edad probable: Holoceno superior, entre 3500 y 1400 a AP.

**Formación Río Bermejo** - Representa los derrames del río Bermejo producidos durante la época seca y fría del UMG. Correlaciona con Tezanos Pinto, Urundel y Fortín Tres Pozos.

Ubicación: Parte inferior de la barranca del Bermejo, 25 kilómetros al sur de Las Lomitas.

Perfil tipo (de abajo a arriba, desde el nivel del agua):

0,00-0,60 m – Loam amarillento, compuesto por 41 % de fracción limo, 35 % de arcilla/coloides y 23 % de arena muy fina. Consistencia firme. Facies de pantano; tubos de raíces con orlas decoloradas a gris. Estrato plano horizontal. Talud de 30 a 45 grados en la barranca.

0,60-1,10 m – Limo arcilloso gris oscuro, con arena muy fina como fracción accesoria (Limo 45 %; arcilla/coloides 39 %; arena 17 %). Consistencia firme. Talud vertical. Facies palustre. Numerosos canalículos y tubos verticales de raíces de 2 a 3 mm de diámetro, con materia orgánica tapizando las paredes. Rompe en poliedros verticales de 5 a 15 cm de ancho. Incluye moldes de hojas de color rojizo. Estrato plano horizontal, concordante con el subyacente.

1,10-1,50 m – Arena arcillosa a limo arcilloso gris oscuro con arena muy fina como accesorio. Gran cantidad de materia orgánica y algunas eflorescencias salinas producidas por surgencia de agua subterránea. Muy poroso, con fragmentos de carbón transportado. Laminación interna. Estrato plano horizontal concordante con el subyacente. Se interpreta como el relleno de un brazo fluvial menor abandonado con sedimentación granodecreciente. Mineralogía de arena y limo: cuarzo 77 %, plagioclasa 9 %, óxidos de hierro 7 % y ortoclasa 4 %.

1,50-2,00 m – Arcilla limosa rojiza y gris verdosa con manchas negras de manganeso. Está formada por dos facies sedimentarias; una rojiza continua y la otra gris verdosa en manchas irregulares. Plasticidad moderada, con moldes de plantas y sin poros. Facies de pantano. Concordante con el estrato subyacente. El techo es horizontal seudoconcordante.

150 metros aguas abajo el perfil se hace más homogéneo, con color gris verdoso y estratos menos definidos.

Edad: Pleistoceno superior, Estadios Isotópicos 4 a 2 (85 a 8,5 ka AP).

**Formación Fidelidad** -Representa los paleocauces del río Bermejo, acumulados por avulsión durante el Holoceno y el Presente.

Ubicación: Sección superior de la barranca del Bermejo, 25 kilómetros al sur de La Lomitas.

Perfil tipo (de abajo a arriba):

0,00-0,90 m – Limo arcilloso gris laminado en su parte superior, poroso, con fragmentos de materia orgánica de tamaño milimétrico e hifas de hongos. Cohesión y plasticidad medianas. Mineralogía de la fracción inferior a 4 micrones: cuarzo 43 %, illita 40 %, caolinita 15 % y ortoclasa 6 %.

0,90-2,20 m – Limo arcilloso amarillo, con arena muy fina subordinada (limo 54 %; arcilla/coloides 35 %; arena 11 %).Sedimento suelto a friable. Masivo, talud vertical. Cribado con moldes de raíces y raíces medianas y finas actuales (las medianas miden 2 a 3 cm de diámetro y suman de 30 a 40 por metro cuadrado). Débil estructura laminar en algunos lugares. Numerosos troncos y ramas intercalados y nidos de hormigas.

Edad probable: Holoceno.

**Cauce actual del río Bermejo** - El cauce actual del Bermejo en su sector central (entre las Sierras Subandinas y la desembocadura en el río Paraguay) está formado por una sucesión de meandros irregulares de gran tamaño que transportan grandes volúmenes de limo y arena muy fina durante las crecientes y forman bancos de sedimento limo arenoso, compuesto por cuarzo e illita en forma casi excluyente. Gran cantidad de troncos y ramas queda atrapada por ese sedimento. Cuando baja el agua, se forman en la superficie grandes grietas de desecación, formando polígonos de hasta 1 hasta 3 metros de diámetro y 10 centímetros de ancho. Una vez sedimentados, esos bancos son colonizados rápidamente por “palo bobo”, un árbol de madera blanda. En otros lugares más restringidos aparecen sauces. Los bancos de sedimento se denominan “plazuelas” en la zona.

La erosión lateral en las orillas del río es permanente. Cada pocos minutos se derrumba bloque de uno o más metros cúbicos.

**El Chaco salteño**

El complejo sedimentario chaqueño tiene un importante desarrollo en la provincia de Salta, abarcando varios miles de kilómetros cuadrados de Chaco Occidental dominados por los depósitos del Bermejo. En dicha región aparecen varias unidades geomorfológicas que representan diferentes períodos climáticos y sedimentarios del Cuaternario Superior. Como base de referencia para el análisis paleoclimático se utiliza como de costumbre el clima actual, que se define en esa área como tropical con estación seca. La precipitación media anual es de 576 mm, con déficit hídrico permanente (aun en los meses lluviosos) y temperatura media anual por encima de los 20 grados centígrados. Los sedimentos aflorantes son:

**Formación Urundel** – Loess color marrón amarillento. Se extiende sobre una gran superficie distribuida en gran parte del Chaco salteño y noroeste de la provincia del Chaco. Tiene entre 12 y 18 metros de espesor y hasta 25 metros en la ciudad de Presidencia Roque Sáenz Peña. La composición mineralógica de esta formación está dominada por cuarzo e illita (Iriondo, 1993). Existen numerosos paleocauces del Bermejo intercalados en este loess, considerablemente más pequeños que el cauce actual; un análisis paleohidrológico realizado aplicando la curva longitud de onda/caudal (Iriondo, 1991) sugiere que el caudal del río era en esa época de aproximadamente 20 % del caudal actual. Se ha obtenido una edad de 16.900 +- 270 años AP en la parte central del perfil tipo y algo más de 27 ka AP en la localidad de Pico de Pato. Aplicando una correlación regional se puede atribuir a esta formación una edad similar a la Formación Tezanos Pinto del sistema pampeano, o sea entre 36 y 8,5 ka AP.

Es un sedimento franco (loam) con 54 % de arena , 36 % de limo y 10 % de arcilla. En la arena predomina el cuarzo monocristalino, con vestigios de policristalino; las plagioclasas predominan sobre la ortoclasa. Las arcillas identificadas son illita/muscovita y caolinita. La formación tiene relieves planos, suavemente ondulados y positivos, con un suelo bien desarrollado en el tope. Se trata de las Series Puesto Esperanza y Campo Argentino. Estudios micromorfológicos (Costantini e Iriondo, no publicado) indican que el proceso iluvial sufrido por el suelo formó dos tipos de fábrica en dos períodos húmedos diferentes: latisépica (pequeñas escamillas de arcilla orientadas en forma de retícula) y vosépica (fuertes cutanes en poros y canales).

**Formación Fidelidad** – Esta segunda unidad está representada por un relieve fluvial sobreimpuesto a la Formación Urundel, con erosión de la misma y sedimentación de arena y finos. Corresponde a un clima húmedo con actividad hídrica dominante. Durante ese período el río ocupó sucesivamente varias fajas (aproximadamente diez) en el Chaco salteño; dichas fajas tienen características originales muy semejantes entre sí. Están caracterizadas por tramos relativamente rectos con longitudes entre 25 y 50 kilómetros y anchos de 3 a 5 Km. Estas dimensiones son también similares a las del cauce actual, lo que indica condiciones hidrológicas semejantes.

Dentro de las fajas se han desarrollado paleocauces menores formados por meandros abandonados con depósitos asociados, madrejones y lagunas que las ocupan parcialmente. Una perforación realizada hasta 4 metros de profundidad en un punto representativo atravesó una secuencia monótona de arena fina gris y amarillenta. Estimamos una edad hypsithermal a actual para estos depósitos, es decir desde 8,5 ka AP hasta el presente.

**Formación Las Lomitas** – Son campos de dunas eólicas formadas durante un clima seco establecido en la llanura chaco-pampeana entre 3,5 y 1,4 ka AP (Iriondo, 1991). Están ubicados entre las sucesivas fajas fluviales, de donde el viento extrajo la arena; las dunas miden de 500 a 700 metros de extensión lateral, 300 metros de equidistancia entre crestas y 5 a 10 metros de

altura por sobre el nivel general de la planicie. Tienen dirección general NNO-SSE. Se encuentran ahora parcialmente disipadas y están fijadas por la vegetación.

La granulometría está formada por arena muy fina limosa. En las crestas está bien seleccionada en superficie a moderadamente seleccionada a 2 metros de profundidad; en las partes bajas está pobremente seleccionada en superficie hasta 1 metro de profundidad, diferencia que se atribuye al proceso de disipación sufrido por las dunas. Mineralógicamente predomina en forma absoluta el cuarzo mono y policristalino, en granos redondeados a subredondeados. En forma subordinada aparecen granos subredondeados originados en la destrucción del suelo del tope de Urundel. Los feldespatos alcalinos y las plagioclasas se encuentran en la fracción arena fina en un 3 % y los opacos suman el 1 %. Los minerales arcillosos están representados por illita dominante y caolinita subordinada.

Los cortes delgados muestran una fábrica en la que el esqueleto arenoso es notoriamente predominante y los granos de arena están cubiertos por cutanes de naturaleza sesquioxídica y orgánica, actúan como puentes entre los granos e indican un importante tiempo transcurrido bajo un clima húmedo, el Máximo Medieval.

Edad: Se obtuvo una edad de 2451 +/- 110 años AP en el paraje Puesto Las Piedritas, que confirma otros datos de diferentes localidades de la región chaco-pampeana, aunque en esta región parece haber finalizado un tiempo antes (ver más abajo).

Correlativamente, la erosión eólica formó cubetas de deflación en la planicie. Se trata de cubetas de 40 a 50 metros de longitud por 0,50 m de profundidad y cierta orientación longitudinal (Dir. Gral. Agropecuaria de Salta, 1988). Se encuentran preferentemente sobre la Fm Urundel; son transversales a las fajas fluviales y desconectadas entre sí. Actualmente forman bañados y lagunas temporarias.

**Depósitos aluviales y pedogénesis del Máximo Medieval** – Son la expresión sedimentaria y morfológica de un clima húmedo que sucedió al período seco anterior y que está vinculado a varios procesos vinculados entre sí:

a) Las dunas sufrieron disipación, perdiendo expresión morfológica en su diseño general y siendo fijadas por la vegetación.
b) En el tope de la Formación Urundel (Geosol Campo Argentino) ocurre una nueva fase de pedogénesis con los procesos asociados a la misma (iluviación, pedogénesis, acumulación de materia orgánica, etc.).
c) Aparece un conjunto de cauces que desagotan grandes volúmenes de agua que ingresan a la cuenca. Actualmente se mantienen como cauces esporádicos, acumulando solamente el agua de precipitación local. Miden desde un centenar de metros hasta decenas de kilómetros de longitud, como el arroyo El Hacha y la Cañada de los Chanchos. Los sedimentos son arcillosos y muy pobremente seleccionados, con fuerte

empaquetamiento. La arena muy fina constituye menos del 10 % del sedimento, con cuarzo como mineral predominante. Un 3 % es arena fina a media con granos subangulosos de cuarzo; como vestigios aparecen las plagioclasas. En las fracción fina aparece la illita como dominante y la caolinita subordinada. La generación de estos cauces y cuencas locales se correlaciona con la aparición de sistemas similares en la zona distal del mega-abanico (arroyos Los Amores, Del Rey y otros).

Edad: Se fechó la pedogénesis a través de la iluviación de arcillas en 1.600 +/- 60 años AP.

**Removilización de arenas de la Pequeña Edad del Hielo** – Producto de un nuevo desecamiento del clima, se dieron posteriormente condiciones favorables para que el viento deflacionara los materiales sueltos superficiales, formando pequeños campos de arena que en general no alcanzan morfología de dunas, sino acumulaciones incipientes. El caso más interesante ocurre en el Puesto Las Piedritas. Estas arenas son notablemente más claras y más sueltas que las de la Fm Las Lomitas, sin pedogénesis ni estructuración visibles. Alcanzan hasta 2 metros de espesor y están pobremente seleccionadas.

Edad : Entre 800 y 200 años antes del presente (Pequeña Edad del Hielo).

**Dinámica actual** – Los efectos más importantes de la dinámica actual del sistema del Bermejo en la provincia de Salta son:

a) La sedimentación de grandes volúmenes de limo y arena en el cauce del río, en forma de bancos de cientos de metros de largo y escaso espesor (hasta 1 metro en general). Es un sedimento bien seleccionado, con la típica laminación y empaquetamiento de los depósitos fluviales en escala microscópica. El 31 % es arena y el 68 % pelita, predominando en esta fracción el limo con 89 % de la misma. La mineralogía es la misma del resto de las unidades, confirmando que no hubo alteraciones en las fuentes de sedimentos.
b) Reordenamiento hídrico de sedimentos de las Fm Urundel y Las Lomitas en los sectores donde no hay cubierta vegetal en superficie, por medio de flujos no encauzados que se forman después de lluvias torrenciales. Este proceso sepulta el estrato arbóreo y arbustivo hasta con 1 metro de sedimento, provocando la muerte de las plantas en algunos casos y ampliando la superficie descubierta.

**Abanico aluvial del río Dulce**

El río Dulce constituye una zona marginal del Gran Chaco Sudamericano. Ha desarrollado un sistema aluvial de menor tamaño y más simple que los ríos anteriores. Actualmente tiene un caudal considerable (alrededor de 100 m3 de módulo) debido al clima húmedo de sus nacientes, situadas en la provincia de Tucumán. Su abanico tiene 500 kilómetros de longitud y pocas decenas de kilómetros de ancho. Hacia el sur se bifurca debido a la elevación de las sierras de Ambargasta y Sumampa en el centro del área distal. Se divide en esa zona en dos ramas, la más importante llega a la laguna Mar Chiquita en Córdoba, donde forma un delta de tamaño considerable; el cauce actual del río corre actualmente dentro de ella. La otra rama se desvía hacia el oeste y llega a la Salina de Ambargasta (en el límite con Córdoba y Catamarca), donde deriva caudales menores en forma intermitente por un paleocauce llamado Saladillo. Es probable que esa vía haya sido ocupada por el cauce principal hasta principios del siglo XIX.

El cauce del Dulce es muy inestable debido a la inestabilidad tectónica del subsuelo de esa zona (al contrario que el Pilcomayo, que debe su inestabilidad a factores hidrológicos). El abanico aluvial cubre varios bloques menores que sufren movimientos actuales con variaciones en la pendiente superficial. Según las crónicas, el río tenía tendencia a desbordar y cambiar de curso hacia el oeste hasta aproximadamente el año 1850. En la actualidad tiende a migrar hacia el este; ya hubo tres episodios de ese tipo provocados por la construcción de canales de riego: al excavarse una vía para pocos metros cúbicos, todo el caudal escurre por la nueva dirección.

Este sistema aluvial está compuesto por cauces y paleocauces por donde fluye el agua, y por extensos bañados que reciben la mayor parte del agua de las crecientes y permanecen anegados durante algunos meses. Es evidente que ha sido afluente del río Salado durante algunas épocas del Cuaternario y actualmente es difícil discriminar entre los depósitos de uno y otro en algunas zonas.

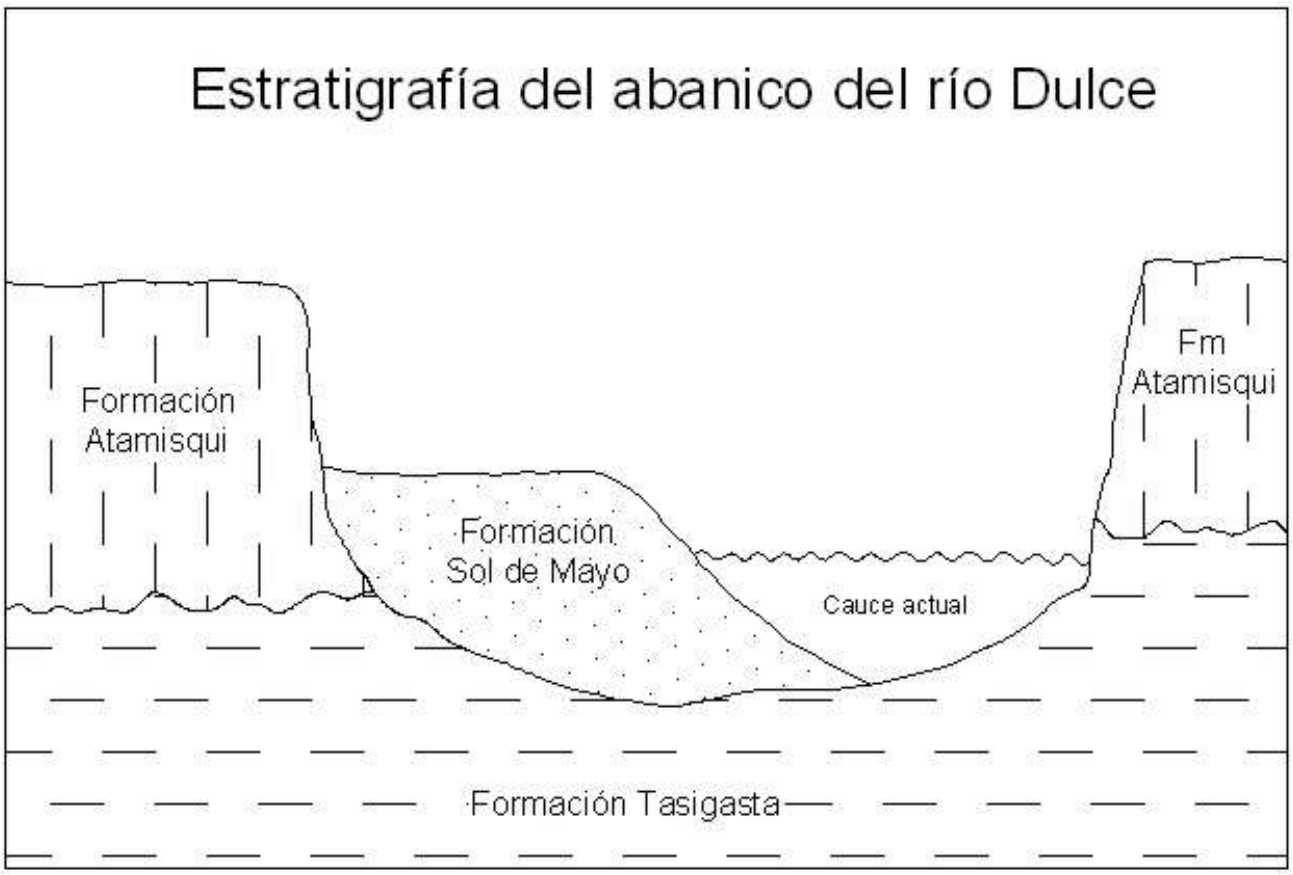



Fig. 5 – 5 . Perfil transversal del río Dulce en Tasigasta.

**Formaciones cuaternarias de Santiago del Estero**

**Formación Atamisqui** - Representa los derrames subactuales del mega-abanico del río Dulce en el centro de la provincia de Santiago del Estero.

Ubicación del perfil tipo: Barranca del río Dulce, 3 kilómetros aguas arriba del paraje Tasigasta.g

Perfil tipo (de abajo a arriba):

0,00-1,80 m – Set de loess arenoso retransportado. Arena limosa a limo arenoso, suelto a friable, sin cohesión. Color gris claro. Formado por estratos horizontales de 20 a 40 cm de espesor, algunos de ellos con laminación interna ondulada y horizontal. Contacto inferior erosivo con la Formación Tasigasta. Contacto superior plano concordante. Talud vertical en la barranca.

1,80-3,80 m – Set similar al infrayacente. Arena limosa a limo suelto sin arcilla. Color gris claro. Formado por estratos horizontales de 30 a 40 cm de espesor individual. Contactos superior e inferior horizontales concordantes. Talud vertical.

3,80-5,30 m – Set similar a los anteriores. El techo de la formación es el nivel del terreno.

Edad estimada: Holoceno Superior.

**Formación Tasigasta -** Es un depósito palustre que se extiende en el subsuelo cercano en la región central de Santiago del Estero, dentro del mega-abanico de ese río.

Ubicación del perfil tipo: Barranca del río Dulce, 3 kilómetros aguas arriba del paraje Tasigasta.

Perfil tipo:

0,00-4,00 m – Arcilla plástica color castaño oscuro, con lentes de limo arcilloso y escasas lentes de arena de 1 a 3 metros de espesor conteniendo restos vegetales. Impermeable; compacta. Base desconocida; contacto superior erosivo con hasta 1 metros de relieve.

4,00-6,50 m – Loam. Arcilla limo-arenosa color castaño rojizo, consistencia media a dura, plasticidad baja a media. Aflora en la parte baja de la barranca. Facies palustre. Contactos inferior y superior erosivos. El techo está cubierto por la Formación Atamisqui.

Edad probable: Pleistoceno superior.

**Formación Dos de Mayo -** Es la terraza del río Dulce, desarrollada en forma discontinua en toda la región central de Santiago del Estero.

Ubicación del perfil tipo: Paraje Dos de Mayo, entre Tasigasta y Atamisqui.

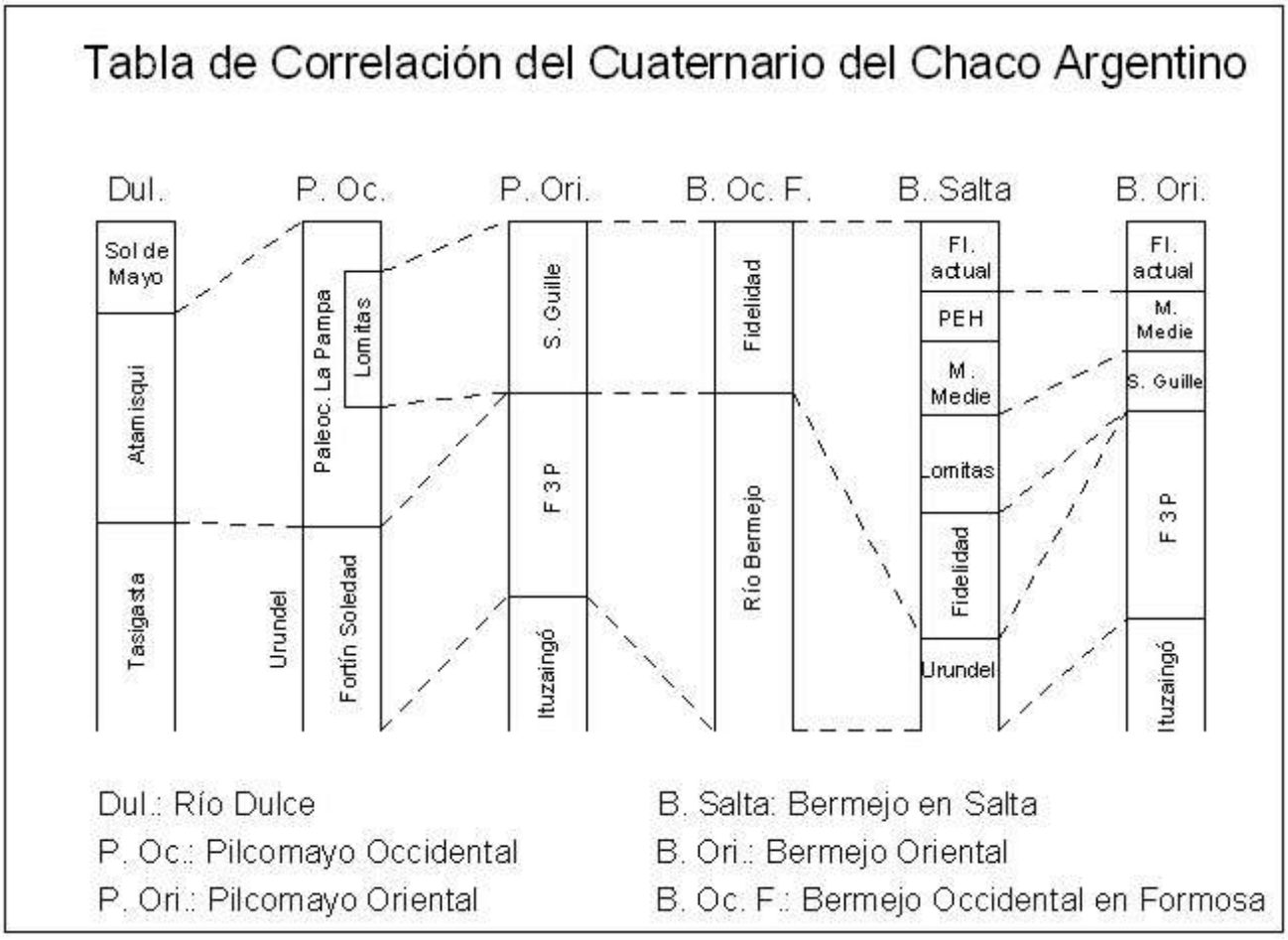
Perfil tipo:

0,00-1,20 m – Arena muy fina limosa suelta, dominantemente cuarzosa, con laminillas de mica intercaladas. Ordenada en estratos planos de 20 a 30 cm de espesor, concordantes entre sí. Contacto inferior erosivo con la Formación Tasigasta. Contacto superior concordante.

1,20-4,40 m – Arena muy fina limosa suelta, sin arcilla ni compacción. Mineralogía cuarzosa, con laminillas de mica incluidas erráticamente en la masa sedimentaria. Estratificación interna en estratos planos concordantes, de 20 a 30 cm de espesor individual. El techo forma la superficie de la terraza, parcialmente cubierto por pequeños campos de dunas actuales de hasta 1 metro de altura.

Edad probable: Holoceno superior a actual.

**Formación Tucumán -** Bonaparte y Bobobnikoff (1974) describen estratigráficamente los depósitos del abanico aluvial del río Salí (Dulce), que forma el piedemonte tucumano, denominándolos formalmente Formación Tucumán. Esta formación tiene 30 metros de espesor en la localidad tipo, con unos 4 m en su base constituidos por material detrítico grueso de arenisca cuarcítica de arena fina a gruesa, pardo clara. Siguen hacia arriba 13 metros de sedimentos arenosos finos a gruesos, color pardo claro, calcáreos. Sobrepuestos a éstos hay unos 4 metros de material detrítico grueso de esquistos cuarzosos y cuarcita (arena mediana a gruesa), y por encima 6 m de limo arcilloso pardo claro calcáreo. La sección superior está constituida por 3,80 m de sedimento arenoso fino, pardo oscuro a claro y rojizo, micáceo. La Formación Tucumán contiene abundante fauna de Edad Mamífero Lujanense (Pleistoceno superior).



EL CHACO AUSTRAL

El Chaco Austral o Chaco Santafesino forma el extremo sur de la gran planicie chaqueña. Abarca un área triangular, llegando hasta la ciudad de Santa Fe, a 31° 30’ S; limita con la Pampa y con el complejo sistema fluvial del río Paraná, con los cuales se ha interdigitado en el Cuaternario y en el Terciario Superior. Está formado por depósitos cuaternarios pertenecientes a cuatro grandes sistemas; uno de éstos es eólico y los restantes fluviales: el del río Salado, el del Paraná y el del Bermejo. Cada uno de ellos se divide en unidades geomorfológicas menores. Movimientos tectónicos leves han ejercido considerable influencia durante todo el período. Hay evidencias de un clima húmedo seguido por un intervalo semiárido que culminó con un breve período árido. El clima actual es muy joven.

**Estratigrafía**

La composición geológica del Chaco santafesino hasta unos cien metros de profundidad está integrada por varias formaciones sedimentarias cuaternarias depositadas sobre un sustrato marino mioceno (*Fm Paraná*). Dichas formaciones cuaternarias son loessicas en el oeste, palustres en la zona central y fluviales en el este. La secuencia estratigráfica es la siguiente:

**Formación Paraná** - La Formación Paraná representa una ingresión marina miocena que se extendió sobre toda la región chaco-pampeana argentina y penetró hacia el norte en Paraguay y Bolivia. Fue un mar somero, y sus depósitos son generalmente litorales y neríticos proximales. Está compuesta por arena cuarzosa fina a muy fina color gris y amarillo, con intercalaciones de fangos

grises, arcillas verdes y calizas organógenas. En una perforación realizada en San Guillermo, a escasa distancia de la región estudiada en este trabajo, se atravesaron 41 metros de espesor de esta formación. Está compuesta por estratos de arena cuarzosa mal seleccionada, de fina a muy gruesa, con abundantes segregaciones de óxido férrico, incluyendo escasos clastos de tamaño gránulo a canto rodado fino. Se intercalan estratos de limo arcilloso color oliva, de hasta tres metros de espesor y capas calcáreas y lutitas diagenizadas. En los niveles inferiores aparece una ceniza volcánica alterada incluyendo abundantes cristales de yeso (Krohling e Iriondo, 2003). La Fm Paraná se extiende en el subsuelo de todo el Chaco santafesino.

**Formación Ituzaingó** - La Formación Ituzaingó es el depósito fluvial característico del río Paraná. Está compuesto por arena cuarzosa fina amarillenta y rojiza en estratos medianos y gruesos, interestratificada con limo gris y verde. Comenzó a sedimentarse al formarse este gran colector, en algún momento del Plioceno, es decir entre 2 y 4 millones de años atrás. Y sigue depositándose hasta el día de hoy. Esta formación ha recibido varias denominaciones informales en el siglo pasado; la más persistente es la de “Arenas Puelches”. Su espesor máximo es de 150 metros, aunque los valores típicos oscilan entre 10 y 20 metros. Está distribuida a lo largo del lineamiento Paraguay-Paraná desde Asunción hasta la depresión del Salado en la provincia de Buenos Aires, cubriendo una superficie de 120.000 Km2 (Iriondo, 1984).

La formación Ituzaingó en el Chaco santafesino ha crecido por yuxtaposición de fajas fluviales controladas por fracturas. El mecanismo de divagación del cauce se produjo por fenómenos de avulsión, es decir que se traslada mediante desplazamientos discontinuos y no por un mecanismo de “barrido” lateral continuo.

En la perforación realizada en el paraje Fortín Tres Pozos se atravesó la formación Ituzaingó desde la profundidad de 19,50 m hasta el final de la misma, a los 30 m. Las facies fluviales típicas aparecieron entre los 25 m y el fondo de la misma; la parte superior está compuesta por una mezcla de arena y sedimentos finos, probablemente relleno local de un cauce abandonado.

En la facies fluvial la relación cuarzo/feldespatos oscila entre 17 y 100 (es decir, hay entre 94 y 99 % de cuarzo). El mineral arcilloso representativo es la caolinita, que aparece en porcentajes escasos. La goethita es abundante, con picos de lasta 30 % del máximo en el

difractograma de rayos X. Granulomètricamente es una arena bien seleccionada con diámetros entre 200 y 300 micrones. La facies superior de relleno tiene 5,50 m de espesor; está compuesta por arena fina limosa y limo areno-arcilloso. Su composición mineralógica está dominada por cuarzo; la relación cuarzo/feldespato tiene un valor de 10 en la base, disminuyendo paulatinamente hasta 2 en el techo. Los minerales arcillosos están representados por illita en la base y en el techo, y por predominio de montmorillonita en la parte central, lo que sugiere diferentes fuentes de aporte durante la sedimentación. Considerando un esquema simplificado de las arcillas de la región, puede deducirse que durante la acumulación de ese relleno se interrumpió el aporte de sedimentos del alto Paraná (caolinita) y predominaron fuentes ubicadas en el sur y el oeste (illita), y ocasionalmente del este (montmorillonita).

La resistencia a la penetración según el ensayo SPT es alta a muy alta en la Fm Ituzaingó, alrededor de 50 golpes excepto en un solo nivel. Dicha característica es típica de arenas fluviales antiguas densas y muy densas, bien empaquetadas. El nivel débil indica probablemente la existencia de un acuífero.

La Fm Ituzaingó se encuentra en el subsuelo de las regiones central y oriental del Chaco santafesino, entre el río Paraná hasta unos 40 kilómetros al este de la ciudad de Tostado. No fue depositada en la región eólica del oeste.

**Formación Tezanos Pinto y otras unidades loéssicas** - La Formación Tezanos Pinto es el clásico loess pampeano que cubre la región central de la provincia de Santa Fe (Iriondo y Krohling, 1995). Se extiende en el oeste del Chaco santafesino en una faja de varios kilómetros de ancho a lo largo del límite con Santiago del Estero, abarcando más de la mitad del Departamento 9 de Julio e incluyendo las localidades de Tostado y Villa Minetti; y sigue hacia el norte en la provincia del Chaco. Tezanos Pinto es en esta región geomofológica y sedimentológicamente similar a la que se encuentra en la Pampa Norte (Krohling e Iriondo, 2003). Es un limo eólico con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, de color marrón claro (7.5 YR 6/4). Poroso, friable y masivo. Canalículos rizoides revestidos por segregaciones de Fe y Mn. Incluye cantidades variables, siempre significativas, de Co3Ca disperso y en concreciones. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo policristalino dominante, con porcentajes importantes de microaglomerados y porcentajes accesorios de cuarzo monocristalino, vidrio volcánico y feldespatos. Tiene 20 a 25 metros de

espesor. Se depositó entre 36.000 y 8.500 años antes del presente, es decir en el Ultimo Máximo Glacial.

De acuerdo a datos indirectos de subsuelo, Tezanos Pinto sobreyace a otras dos formaciones sedimentarias eólicas encontradas en la Pampa Norte (Krohling e Iriondo, op.cit.). Estas fueron denominadas provisoriamente “Loess A” y “Loess B”. El Loess A está compuesto por limo grueso con arcilla y arena fina subordinadas, de color rosado a marrón claro; contiene escaso CO3Ca secundario formando segregaciones aisladas y concreciones duras. Tiene 10 a 15 metros de espesor. El Loess B es un limo eólico grueso con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, color rosado; motas de óxidos de Fe-Mn; tiene de 20 a 25 metros de espesor. Una datación según OSL determinó una edad de 99.730 + 7.540 años antes del presente para la parte central del Loess B. De manera que la sedimentación loessica abarca en esa región casi todo el Pleistoceno Superior, desde el Ultimo Interglacial hasta la base del Holoceno.

**Formación Fortín Tres Pozos** - Esta unidad geológica ocupa el centro del territorio del Chaco Austral o Santafesino. La Formación Fortín Tres Pozos es un depósito palustre que forma el relleno de la parte central del Chaco santafesino, o sea la mitad oriental del Departamento 9 de Julio y el sector oeste del Departamento Vera. Se encuentra en todo el lóbulo de derrame del Bermejo y el Sistema Geomorfológico del Salado. Tiene un espesor de 15 a 25 metros color gris verdoso a marrón grisáceo en perforaciones y marrón claro en afloramientos; su granulometría es limo arcillosa, con perfil grano-decreciente. Está formada por tres miembros de espesores similares. El inferior está compuesto por limo grueso y limo fino en porcentajes similares, seguidos por arcilla y coloides, en ese orden de abundancia. El miembro medio presenta predominio de limo fino, con proporciones similares de limo fino y arcilla subordinadas. El miembro superior contiene más de 60 % de arcilla, seguido por limo fino y coloides, con escaso limo grueso. La arena es muy fina y aparece en proporciones modestas (entre el 4 y el 12 % en el perfil tipo). Es notable el porcentaje de coloides en todo el perfil, un 16 % de todo el sedimento en la mayor parte de la columna.

En la Fm Fortín Tres Pozos el ensayo de resistencia a la penetración (SPT) indicó características particulares para cada uno de sus tres miembros. El miembro superior, entre 2 y 8,50 m.b.b.p., presenta resistencia creciente desde 5 golpes hasta 25 con incremento desde blando hasta muy compacto. El miembro medio decrece paulatinamente en resistencia desde 25 hasta 13 golpes en

su base, localizada a 12,50 m.b.b.p. (o sea de muy compacto a compacto). El miembro inferior registró tendencia creciente hasta alcanzar 34 golpes en la base, lo que indica un sedimento consolidado, denso, duro y poco poroso.

La composición mineralógica está dominada por cuarzo e illita, con porcentajes variables de carbonatos introducidos por precipitación química. La relación cuarzo/feldespato es alta, en general entre 2 y 5. Entre los minerales arcillosos la illita es casi excluyente (Fig. 5) La columna analítica de la calcita muestra claramente que ha precipitado en una serie de siete niveles discretos, con concentraciones crecientes de abajo hacia arriba. También existen picos importantes de goethita ($Fe_2O_3.H_2O$), que llegan hasta el 20 % del pico del cuarzo, con intensidades semejantes a lo largo de todo el perfil y porcentajes mayores en la base de la formación.

En la Ruta 13, al norte de la estancia El Triunfo (28° 50'S/61° W, Dto. 9 de Julio), esta formación aparece compuesta por limo friable, con plasticidad moderada, en estratos horizontales mal definidos, de 30 a 40 cm de espesor. Contiene allí concreciones de $CO_3Ca$. En el cruce de las rutas 13 y 30 aparece con las mismas características, 25 kilómetros hacia el este aflora en un canal, compuesta por dos estratos muy gruesos; el inferior tiene 70 a 80 cm de espesor y algunas características loessicas, tales como talud subvertical y alta porosidad. El estrato superior es algo màs compacto, masivo, y contiene entre 5 y 10 % de concreciones de carbonato de origen pedogénico; dichas concreciones aparecen más abundantes en algunos trechos de 5 a 6 m de longitud a lo largo del afloramiento. Este perfil se extiende con características similares a lo largo de 50 kilómetros hacia el este, hasta alcanzar el límite de los Bajos Submeridionales.

El color del sedimento varía entre marrón muy claro (10 YR 7/3), marrón típico (7.5 YR 4/3) y marrón grisáceo (10 YR 3/2), con algunos niveles color marrón oliva (2.5 YR 5/4).

El perfil tipo de la Formación Fortín Tres Pozos está ubicado en el paraje homónimo, en la zona central de los Bajos Submeridionales (Lat. 29° 05'S, Long. 61° 15'W, Dto. 9 de Julio), unos 55 kilómetros al este de la ciudad de Tostado. En ese lugar no aflora; fue atravesado en todo su espesor por una perforación de investigación, que también atravesó parte de la Fm Ituzaingó y los Limos Superficiales de los Bajos Submeridionales. De abajo hacia arriba:

0,00-5,50 m – Formación Ituzaingó. Arena cuarzosa fina amarillenta (2.5 YR 8/2) a rojiza, con escasa arcilla de composición caolinítica y abundante goethita. Facies fluvial.

5,50-10,50 m – Fm. Ituzaingó. Arena cuarzosa fina limosa y limo arenoso arcilloso, color marrón amarillento (10 YR 5/4). El porcentaje de cuarzo disminuye hacia arriba, aunque es siempre dominante. Entre los minerales arcillosos dominan la illita, la montmorillonita y la caolinita en diferentes niveles.

10.50 m -------- Base de la formación Fortín Tres Pozos ----------

10,50-15,50 m – Formación Fortín Tres Pozos – Limo arcilloso a arcilla con abundantes coloides, color marrón a marrón amarillento (7.5 YR 4/3, 2.5 Y 7/3) El limo es dominantemente cuarzoso y la arcilla illítica. Abundante goethita aparece en el perfil.

15,50-20,50 m – Limo fino arcilloso, color marrón a marrón amarillento (10 YR 5/3; 10 YR 5/4) Los minerales principales son cuarzo e illita. En la parte superior se encuentra un nivel de precipitación de calcita, diseminada y en concreciones.

20,50-28,00 m – Arcilla limosa con abundantes coloides. Color marrón muy claro (10 YR 7/3). El porcentaje de cuarzo en el limo es menor que en el resto de la formación. Aumenta el contenido de calcita precipitada en concreciones pequeñas. La illita es el único mineral arcilloso presente en este nivel.

28,00 --- Discordancia --- Techo de la Formación Fortín Tres Pozos -----

28,00-29,50 m – Sedimentos Palustres Superficiales -Limo arcilloso palustre gris a gris verdoso, en estratos finos de 5 a 8 cm. de espesor, continuos, horizontales, con concreciones ásperas de CO3Ca de 1 a 3 cm. de largo. Colores “negro verdoso” a gris verdoso (1 10 Y; 1 6.5 GY), característicos de suelos gley.

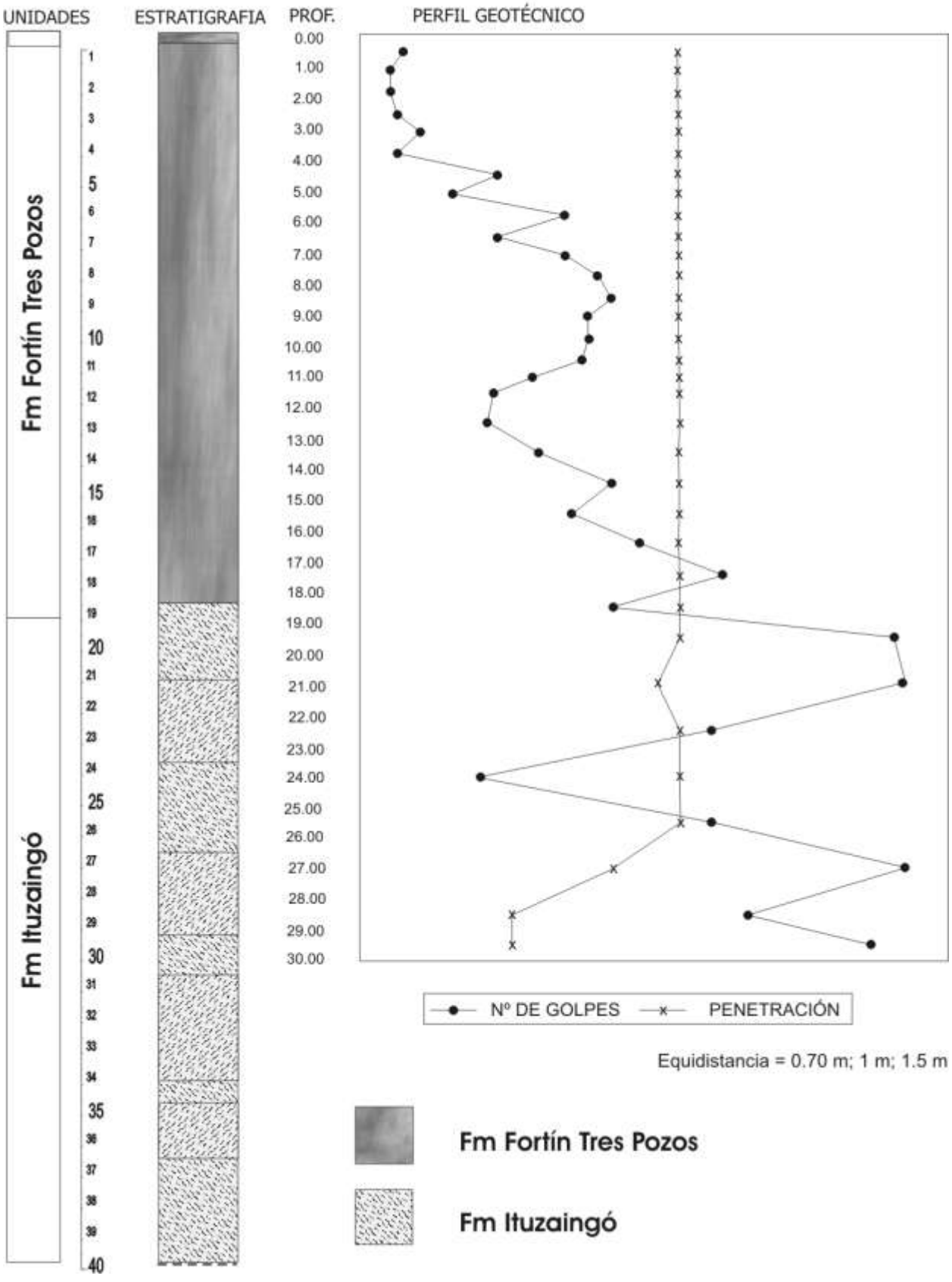
29,50-30,00 m – Limo arcilloso poroso, masivo, con valvas de gasterópodos. Rompe en terrones irregulares de 5 a 10 cm. de largo. Equivalente a Fm. San Guillermo.

La edad de la Formación Fortín Tres Pozos puede deducirse mediante correlación con las tres unidades loessicas del oeste, es decir Fm Tezanos Ponto, Loess A y Loess B (Krohling e Iriondo, op.cit.). Cada uno de los tres miembros correlaciona con una de aquellas; siguiendo este razonamiento, la depresión de Los Bajos Submeridionales existió durante casi todo el Pleistoceno

Superior hasta la actualidad, y la sedimentación de la Fm Fortín Tres Pozos abarca desde aproximadamente 100.000 años hasta 8.500 años antes del presente.

# RESISTENCIA A LA PENETRACIÓN

## Perforación Fortín Tres Pozos



**Suelo Hypsithermal** - En el techo de la Fm. Tezanos Pinto se desarrolló un suelo durante el Periodo Húmedo Hypsithermal u Optimum Climaticum del Holoceno medio, entre 8000 y 3500 años antes del presente. En las áreas de interfluvios el suelo está bien desarrollado, con una secuencia A-Bt-C. Este suelo aparece truncado en la mayor parte de la región.

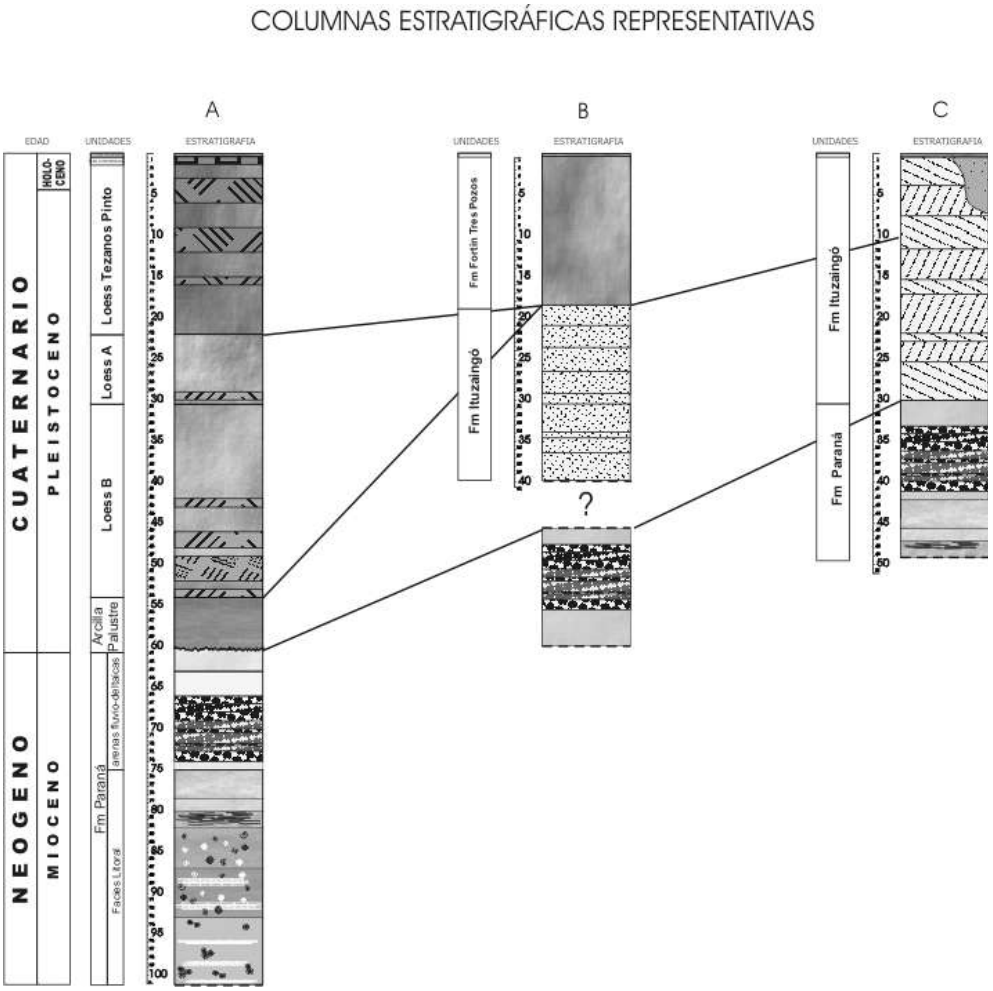



Fig. – Correlación estratigráfica de las regiones que componen el Chaco Austral (según Iriondo, 2007).

**Sedimentos Palustres Superficiales** - La parte superior de la columna geológica cuaternaria en la región central del Chaco Santafesino (denominada Bajos Submeridionales en la geografía local, que abarca desde una línea norte-sur que corre unos 20 kilómetros al este de Tostado hasta el cauce del arroyo Golondrinas/Calchaquí: este del Dto. 9 de Julio y oeste de Vera) está formada por un cuerpo de sedimentos limo-arcillosos grises y gris verdosos, acumulados en ambiente palustre, de espesor variable entre 25 cm y 2 metros. En casi toda la región aparece en dos secciones, la inferior netamente palustre y la superior con ciertas características eólicas. En la localidad de Fortín Tres Pozos la sección inferior está organizada en estratos finos de 5 a 8 cm de espesor, continuos, difusos, concordantes, horizontales. Contiene abundantes concreciones de carbonato sucio, de 1 a 4 cm de diámetro, equidimensionales e irregulares, con superficie áspera.

La sección superior es limo-arcillosa, forma talud vertical y mayor porosidad; carece de laminación interna. Rompe en terrones irregulares de 5 a 10 cm de largo. Contene valvas de gasterópodos en todo su espesor. El contacto entre ambas secciones es concordante.

Los sedimentos palustres superficiales aparecen con espesores de 60 a 110 cm, en discordancia sobre la Formación Fortín Tres Pozos al norte de la estancia El Triunfo. Los menores espesores observados (unos 15 cm) aparecen sobreyaciendo a arenas aluviales muy finas en la Cañada de las Víboras. En el cruce de las rutas 13 y 30, en el límite con la provincia del Chaco (28°S/61°W, Dto. 9 de Julio), el perfil aflorante de esta unidad aparece con sus dos secciones bien definidas, la inferior con 30 a 50 cm de espesor y la superior con 20 a 30 cm de potencia; ambas rompen en terrones de 2 a 6 cm de largo. Sus características sedimentarias son similares a las descritas en las otras localidades.

Estos limos superficiales tienen escasa resistencia a la penetración. Los ensayos SPT resultaron en valores de alrededor de 5 golpes, típicos de sedimentos blandos, porosos y escasamente consolidados (Fig. 4).

La edad de estos sedimentos es holocena superior, coincidiendo la sección superior con la Fm San Guillermo.

**Formación San Guillermo** (Iriondo y Krohling, 1995). Yace en discordancia erosiva sobre el suelo parcialmente erodado de la Fm Tezanos Pinto. Está compuesta por limo gris (10 YR 5/1) con escasas arcilla y arena muy fina. Su espesor varía entre 30 cm y 1 metro. La formación es masiva, en general friable, porosa, permeable y no calcárea. Está atravesada por numerosos moldes de raíces, macroporos y canalículos (Krohling y Orfeo, 2002). Esta unidad fue depositada en el Holoceno superior, entre 3500 y 1400 años antes del presente. Contiene fragmentos de cerámica y bolas de boleadoras.

**Campos de dunas holocenas** - Durante la época de sedimentación de la Fm. San Guillermo se formaron campos de dunas eólicas a lo largo del río Paraná. Están formados por arena fina cuarzosa deflacionada de la llanura aluvial de ese río. Existen tres campos mayores en la región, uno de éstos ubicado en la zona de Alejandra (Dto. San Javier), mide 17 Km de longitud N-S y 5 Km de ancho. Otro, de superficie algo mayor, se encuentra en la zona de Helvecia (Dto. Garay) y Cayastá. El tercero cubre el área de Santa Rosa y Rincón, en el extremo sureste del Chaco. Originalmente estuvieron compuestos por grandes dunas parabólicas de orientación sureste-noroeste. Otro campo de dunas del mismo origen se encuentra en el área de Coronda (ya fuera de la región chaqueña); fue estudiado por Iriondo et al.,(1983).

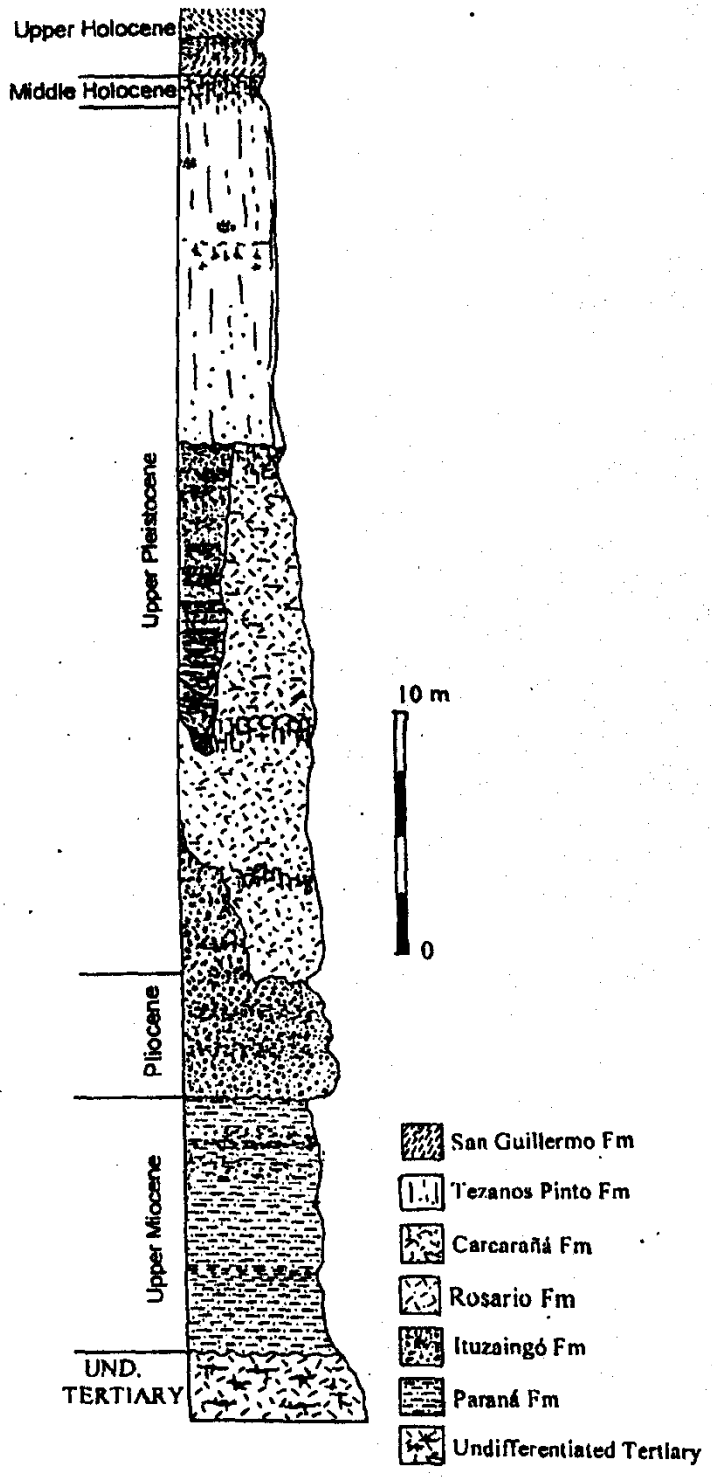



Fig. – Columna estratigráfica de la Pampa Norte, que limita en transición con el Chaco Austral.

REFERENCIAS

Bonetto, A. 1959 "Las hormigas 'cortadoras' de la provincia de Santa Fe" Dir. Gral. Recursos Naturales, MAG Santa Fe, 83 pág., Rosario.

Cordini, R. 1947 "Los ríos fuera de proporción de Formosa y su significado paleoclimático" Revista de la Asoc. Geológica Argentina, 28(4), Buenos Aires.

Costantini, L. e Iriondo. M. “El Cuaternario del Chaco Salteño en el área de influencia del río Bermejo” 15 pág. (no publicado).

Huamán, A., Ballivián, G., Méndez, O. y Algañaraz, J. 1975 "Levantamiento integrado de los recursos naturales del sector occidental de la Provincia de Cordillera, parte llana" Corporación de Desarrollo Regional de Santa Cruz, 30 pág., Santa Cruz.

lriondo, M. 1974 " Los ríos desajustados de Formosa - Una hipótesis alternativa" Rev. Asociación Geológica Argentina, 29 (1): 136-137, Buenos Aires.

Iriondo, M. 1986 "Dinámica fluvial y transporte de sedimentos en el arroyo Los Amores" Primera Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes Expandidos, 19-21, La Plata.

Iriondo, M. 1987a "Geomorfología y Cuaternario de la provincia de Santa Fe" D'Orbignay, N° 4, 54 pág., Corrientes.

Iriondo, M. 198Th "Mapa de las llanuras de agradación argentinas" XII International Congress, INQUA, Ottawa.

SIMPOSIO INT__NAP¡ _O__E lOESS, Res. Exp.: 89-90 (1990)

LA FORMACIO. ORUNDBL - UN LOBBS CBAQuuio

Xartin B. Irlondo

CONICET. C.C. 487, 3100 Paraná, Entre Rios, Argentina.

Iriondo, M. 1989 "Quaternary lakes of Argentina" Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, 70:81-88, Amsterdam.

Iriondo, M. 1990 "The upper Holocene dry climate in the Argentine plains" Quaternary of South America, N° 7, Balkema Publ. Rotterdam. .

Neiff,1. 1986 "sinopsis ecológica y estado actual del Chaco oriental" Ambiente Subtropical, 1:5-36. Corrientes.

Orfeo, O 1986 "Evaluación de sólidos suspendidos en algunos ríos del noroeste argentino" Rev. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología. 17 :61-66, Buenos Aires.

Pedrozo. F. y Orfeo, 0.,1986 "Estudio sedimentológico de ambientes fluviales del Chaco oriental" Ambiente Subtropical,1:60-72, Corrientes.

.

Rabicaluc. H. 1986 "Situación del río Pilcomayo" Informe 32H/86 Dirección de Recursos Hídricosde Formosa,8 p Formosa.

Schmieder, O. 1980 "Geografía de América Latina" Fondo de Cultura Económica, 654 p. México.

Servant, M., Fontes J.. Rieu. M. and Saliege. J. 1981 "Phases climatiques arides holocenes dans le sud-ouest de l'Amazonie" Comptes Rendus de l'Académie des Scicnces Paris, t 292. Sér, n,

pp. 1295-1297.

# VI - CORDILLERA ORIENTAL Y SUBANDINAS

La Cordillera Oriental se extiende en territorio argentino en una faja de 320 kilómetros de longitud norte-sur y 120 kilómetros de ancho en las provincias de Salta y Jujuy. Es el sector sur de una extensa provincia geológica que comprende también la Cordillera Oriental de Perú y a las cordilleras Oriental y Central de Bolivia. Está formada por escarpados cordones montañosos que superan en ciertos casos los seis mil metros de altura (con alturas promedio de unos 4000 metros) y valles dos o tres mil metros más bajos. Los elementos geográficos y cuaternarios más significativos de este sistema son la quebrada de Humahuaca y el valle del río Grande de Jujuy. Estructuralmente, forma una comarca plegada y fallada.

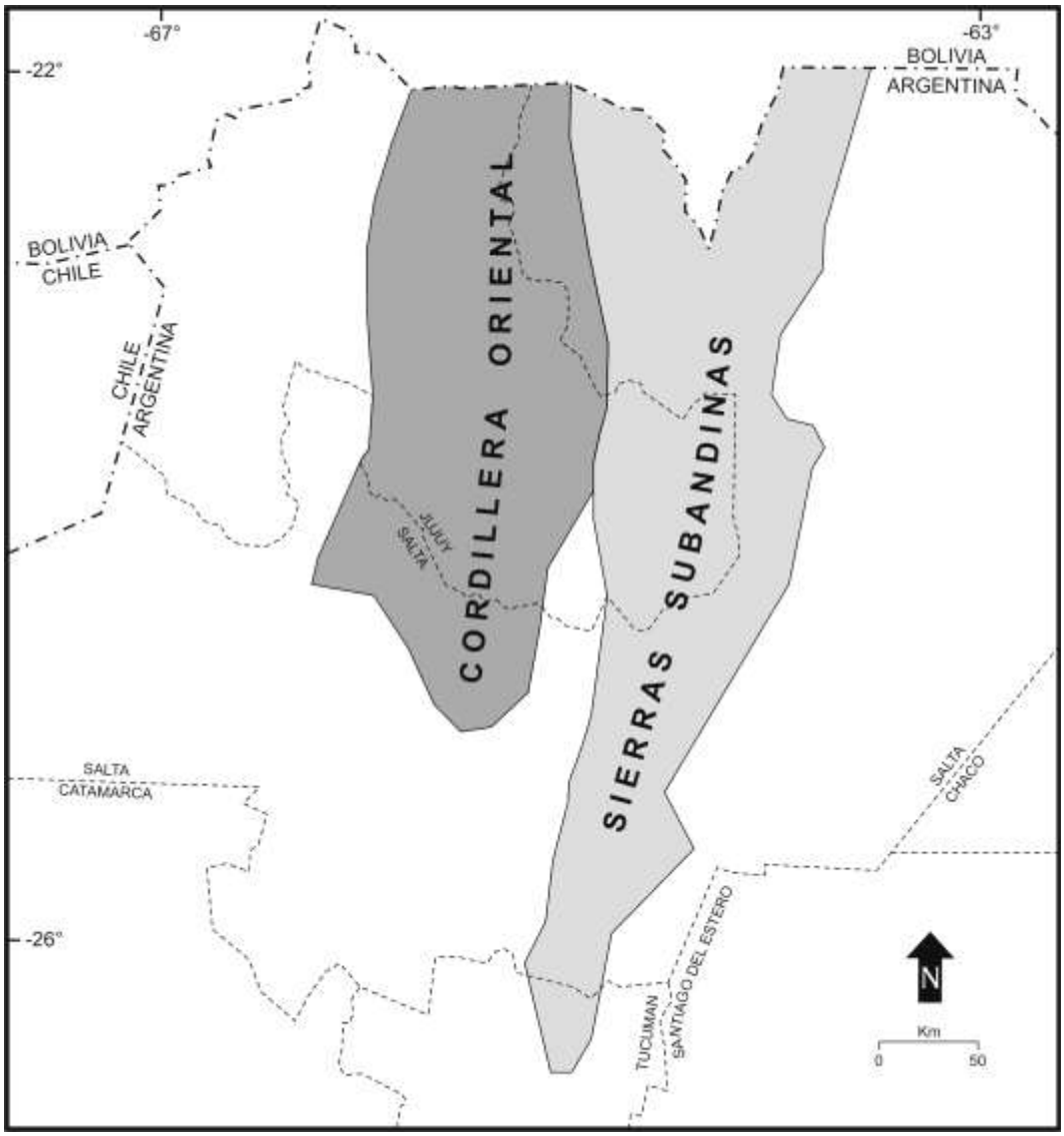



Fig. 6 – 1 – Mapa general de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas.

Las Sierras Subandinas forman una faja de menor altitud, adosada a la Cordillera Oriental en el este, con 60 a 80 kilómetros de ancho y 180 kilómetros más de extensión en la Argentina (alcanzan el norte de Tucumán). Se prolongan extensamente por Bolivia y Perú, formando el frente montañoso andino contras los llanos del Chaco y el Amazonas. Se encuentran fuertemente plegadas, formando montañas anticlinales y valles sinclinales, lo que provoca fenómenos generalizados de remoción en masa como fenómeno dominante de evolución del relieve.

Se han agrupado aquí ambas provincias geológicas en un solo capítulo porque los fenómenos cuaternarios de acumulación en los valles son comunes a ambas. Algunas de las formaciones sedimentarias abarcan ambos sistemas, y en otros casos las transiciones son difíciles de seguir a escala regional. También ocurre que los estudios cuaternarios son bastante escasos en

toda la región; por ejemplo, en las montañas superiores a cuatro mil metros pueden observarse frecuentemente geoformas glaciales, incluso aparece hielo fósil, y a alturas menores hay valles claramente glaciales, pero no existen publicaciones sobre el tema.

## EL ORIGEN DE LOS CUERPOS LACUSTRES

Los depósitos lacustres son frecuentes en el Cuaternario de los valles de la Cordillera Oriental y de las Sierras Subandinas. Aparecen mencionados por diversos autores desde el Pleistoceno medio hasta la parte más alta de la columna estratigráfica. Sus dimensiones y persistencias son variadas. De acuerdo a lo descrito en el punto anterior, la mayoría de los lagos ha aparecido debido a taponamientos de la escorrentía producidos por flujos de barro particularmente grandes; ello está confirmado por varios de los estudios realizados en este sistema geomorfológico. Con toda probabilidad, dichos cuerpos límnicos deben ser clasificados (todos o casi todos) como “lagunas”, es decir una variedad de lago de poca profundidad y sin estratificación en su masa de agua.

Ese tipo de génesis, dentro de la tendencia persistente a los movimientos de masa en estos sistemas, tiene un corolario evidente: No se deben correlacionar automáticamente los depósitos lacustres de diferentes áreas, sobre todo los de pequeñas dimensiones.

## LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA CUATERNARIA DE LA CORDILLERA EN BOLIVIA

Contrariamente a lo que sucede hasta ahora en Argentina, la Cordillera Oriental ha sido objeto de detallados estudios en Bolivia (Argollo e Iriondo, 2008). Un esquema estratigráfico general es el siguiente:

1) Un período de sedimentación fluvio-lacustre que comienza a los 5,5 Ma y termina a los 1,9 Ma, ya en el Pleistoceno inferior. Tiene 800 metros de espesor en el valle de La Paz y es dominantemente conglomerádico.
2) Una fase de erosión y pedimentación.
3) Dos glaciaciones separadas por una formación fluvial. La primera glaciación, denominada Calvario, está separada del depósito fluvial (Formación Purapurani) por una tefra datada en 1,6 millones de años.
4) Un largo período interglacial en la base del Pleistoceno medio, durante el cual se desarrolla una pedimentación generalizada (Glacis III). La disección de esa superficie produjo potentes abanicos aluviales en la base del piedemonte (Gravas Pre-Sorata). Una fase de pedogénesis se desarrolló sobre estos abanicos.

5) Una glaciación, denominada Sorata (Pleistoceno medio?) representada por morenas bien conservadas y con superficies suavizadas, lo que sugiere un considerable intervalo de tiempo.
6) Un período de pedimentación menor (Glacis IV).
7) El Último Máximo Glacial, caracterizado por una glaciación generalizada (Glaciación Choqueyapu), caracterizada por dos a tres avances máximos, uno de ellos entre 36 y 33 ka y otro entre 18 y 20 ka. Existen turbas y sedimentos fluvioglaciales asociados.
8) Dos terrazas fluviales, datadas en 9-12 ka y 1,4-4,6 ka respectivamente.

## EL CASO UQUÍA

### Descripción Geológica

Durante la elaboración de la guía de la VI Reunión de Campo del Cuaternario de CADINQUA (1993), Ramonell y Solís produjeron un informe que fue discutido y aceptado por los participantes "in situ". En resumen, el caso es el siguiente:

Los Estratos de Uquía está ubicado estratigráficamente debajo de dos depósitos conglomerádicos de bajada ampliamente desarrollados en la Quebrada de Humahuaca. En el sector Río Yacoraite-Uquía se compone de dos secciones. La sección basal está formada por estratos tabulares finos de arena y pelitas, con lentes de gravas intercalados y escasas capas de ceniza volcánica de espesores centimétricos (incluye la "toba dacítica" de Castellanos). Tiene colores claros, verde, blanco y rosado. El espesor es de 450 metros visibles y presenta un buzamiento de 10 a 15 grados al este. La sección cuspidal se compone de arena y conglomerados interestratificados, en estratos gruesos pardo anaranjados y pardo rojizos; las capas superiores están en posición horizontal. Tiene 70 metros de espesor.

Los Estratos de Uquía forma cerritos bajos o explanadas disectadas por cárcavas y arroyos. Presenta evidentes complicaciones tectónicas; inmediatamente al norte del río Yacoraite la formación sedimentaria buza 10 grados al oeste, excepto un paquete de stratos intercalado, que buza 75 grados hacia el este. Se sospecha que haya ocurrido un corrimiento tectónico dentro de la formación, lo que afectaría a su perfil paleomagnético y geológico.

## LA COLUMNA CUATERNARIA DE LA CORDILLERA ORIENTAL

Dejando entre paréntesis el caso Uquía, la columna estratigráfica cuaternaria de la Cordillera Oriental argentina es la siguiente:

**Formación Jujuy -** Por encima de las complicaciones estratigráficas de Uquía, se depositaron conglomerados de gran espesor en varios valles, que fueron denominados Estratos de Jujuy o Formación Jujuy (xxxx). Está formada predominantemente por conglomerados consolidados

pobremente, gris amarillentos a parduzcos, que alternan con areniscas pardas y lutitas rojizas, con escasas intercalaciones de margas. El espesor típico es de 400 metros (Turner, 1972). En el área de Chicoana está compuesta por sets de rodados bastante uniformes de cuatro a cinco metros de espesor, con intercalaciones de areniscas margosas de color claro. El espesor puede sobrepasar los mil metros en algunos lugares de esa región (Ruiz Huidobro, 1960). Se ha depositado en discordancia sobre el Grupo Chaco y en concordancia transicional sobre el Terciario Subandino. Su edad es Pleistoceno inferior.

La Formación Jujuy correlaciona con la Formación Ticucho del norte de Tucumán (Bossi, 1969) y con la Formación Jumial, descrita por Vilela como "Estratos de Jumial", sedimentos compuestos principalmente por conglomerados poligénicos en estratos de origen torrencial, con rodados de cuarcitas en sets de hasta 3 metros de espesor. Se intercalan con tobas blancas biotíticas en estratos medianos y margas. También aparecen arcillas ocráceas de origen lenítico. También se intercalan conglomerados de 1 a 2 metros de espesor con clastos de grauvaca, cuarcita y filita. Su espesor es de 120 metros.

**Tobas, basaltos y andesitas -** En varias localidades de la Cordillera Oriental aparecen afloramientos de tobas poco consolidadas, cineríticas, de color blanco o gris claro. En otros lugares, como en el río Calchaquí, se produjeron efusiones basálticas olivínicas, lo que significa un gran contraste geoquímico y mineralógico. También hay menciones de cuerpos andesíticos de textura porfírica. En general, los autores colocan a estas rocas dentro del Cuaternario o en el Pleistoceno sensu lato.

**Formación Calvimonte -** Constituye la unidad litoestratigráfica cuaternaria más antigua reconocida en el valle de Lerma (Gallardo et al., 2005) y fue depositada en el Pleistoceno medio. La parte inferior está compuesta por gravas medianas, friables, de color gris. Se trata de gravas mal seleccionadas de clastos subredondeados, y con imbricación de grauvacas, areniscas, cuarcitas y cristaloclastos de cuarzo. La matriz es arena fina cuarzosa. Se intercalan estratos lenticulares de arenas medianas a gruesas cuarzosas y pelitas marrones.

La parte superior está compuesta por fangolitas, estratificadas en bancos gruesos, masivas, semicompactadas, con clastos dispersos de hasta 5 centímetros, de la misma composición petrográfica que la grava inferior. Contiene concreciones blanquecinas de carbonato de calcio de hasta 3 centímetros de diámetro. Intercalan lentes de conglomerados finos. Tiene alrededor de 20 metros de espesor visible. Los espesores atravesados por perforaciones y detectados por sondeos geoeléctricos son sensiblemente mayores, aunque existe la posibilidad de que en esos casos se incluya también a la Formación Jujuy en las estimaciones.

La Formación Calvimonte corresponde a los "aluviones aterrazados" y "rodados aterrazados" de varios autores. Esta formación incluye paleosuelos bien desarrollados, con perfiles A1-A2-B2t-B3-C. También se intercala un banco de toba datado en 330+-10 ka, es decir en la parte central del Pleistoceno medio. Se encontraron restos de mastodontes, megaterios y gliptodontes, junto con escasos gastrópodos. Gallardo y colaboradores interpretan a esta unidad como compuesta por depósitos de bajadas y abanicos aluviales.

**Formación Tajamar -** Es un depósito lacustre depositado en discordancia sobre la Formación Calvimonte. Está constituida por limolitas y arcilitas color castaño claro, amarillento y rojizo, alternantes, con estratificación tabular fina a muy fina y laminación lenticular (Gallardo et al., op. cit.). Tiene intercalaciones laminares de yeso y carbonato de calcio, junto con concreciones de hierro y manganeso, lo que indica dos ambientes contrastados durante su desarrollo. Se intercalan estratos tabulares finos a medianos de arena fina a muy fina, color gris a castaño con ondulitas y laminación convoluta. La formación culmina con estratos de gravas polimícticas medianas a finas y su espesor varía entre 20 y 40 metros. Contiene una rica fauna de gastrópodos y pelecípodos de agua dulce similar a la que vive en los cuerpos límnicos actuales, de lo que se deduce un clima similar al de hoy.

En la parte superior de Tajamar se ha desarrollado un pedocomplejo formado por un perfil A1-A2-B1-B22-B23-B31-B32-C. Esto indica un ambiente emergido (en contraste con el lacustre del resto de la formación), caracterizado por agradación bajo un clima údico (es decir húmedo).

Formación Urundel

En la cima de las Lomas de Medeiros y en otras localidades del valle de Lerma se preserva un cuerpo de loess, la Formación Urundel, que tiene amplio desarrollo en el flanco oriental de las Sierras Subandinas y Chaco salteño (ver más adelante en este capítulo). Probablemente pertenecen a esta formación las “arcillas” que se explotan para la industria cerámica al sur de la ciudad de Salta. Parecen estar en concordancia sobre la Formación Tajamar. Su edad corresponde al Estadio Isotópico 2.

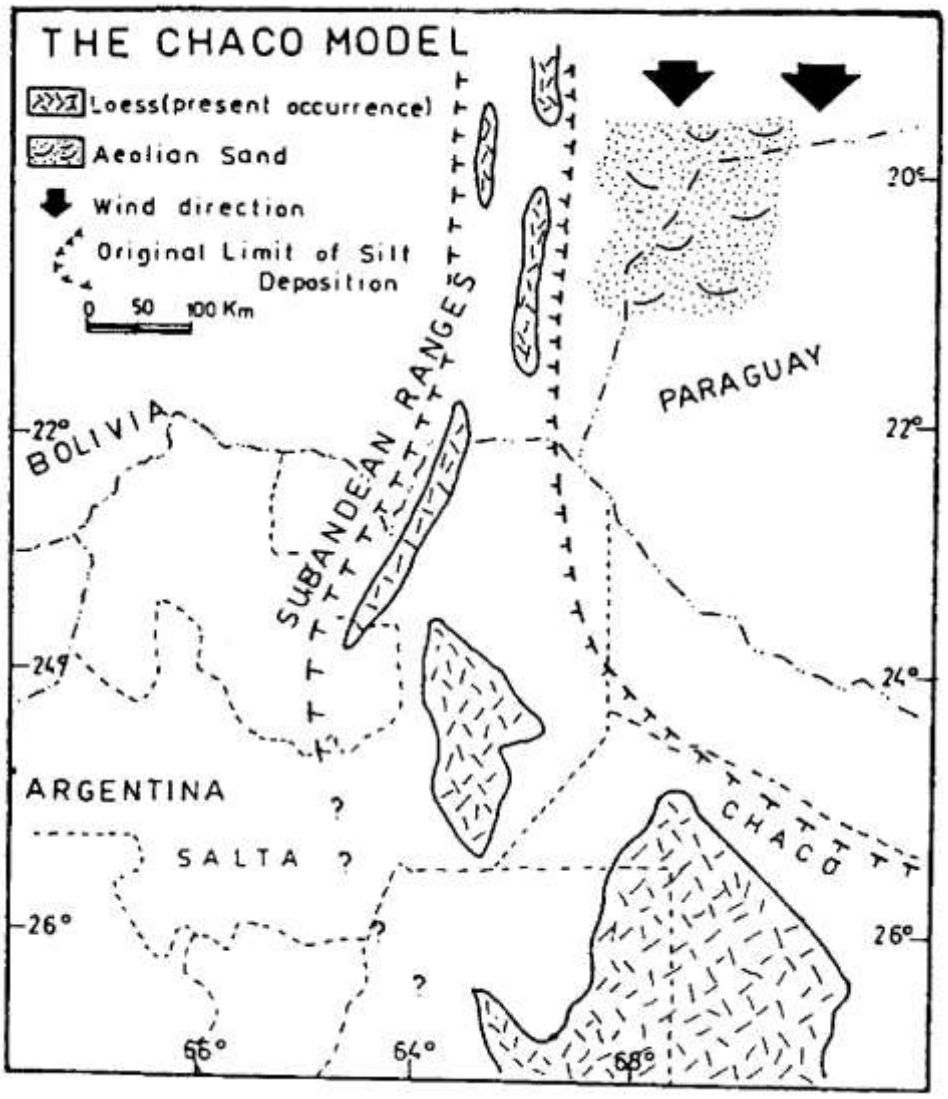



Fig. 6 – 2 – Los episodios eólicos chaqueños (ver capótulo V) afectaron también a las Sierras Subandinas, y en menor medida a la Cordillera Oriental.

**Formación La Viña -** La Formación La Viña es de ambiente aluvial, se apoya en discordancia erosiva, y levemente angular, sobre la Formación Tajamar. Esta discordancia llega a suprimir totalmente a la Formación Tajamar en el sur del valle de Lerma y se asienta directamente sobre la Formación Calvimonte. Esto representa un hiatus importante de tiempo: La Viña ha sido datada en cien mil años, lo que coloca a Fm Tajamar en el Pleistoceno medio con razonable probabilidad. La Viña tiene amplia distribución en el valle de Lerma y de acuerdo a las dataciones absolutas abarca todo el Pleistoceno superior y parte del Holoceno, lo que sin duda ha abarcado condiciones ambientales diversas y hasta contrastadas. Tiene fuertes variaciones laterales y verticales en su composición, básicamente contrastan facies clásticas gruesas y finas. Entre las gruesas dominan

las gravas de muy baja selección, matriz sostén; aparecen gravas bien seleccionadas con escasa matriz y buen redondeamiento de clastos y gravas clasto-sostén.

Entre las facies finas hay arenas con abundante matriz y fangos arenosos con clastos dispersos, típicos de movimientos de masa. Todo el escenario marca abanicos aluviales. En algunos sectores aparecen dos paleosuelos rojizos, con horizontes B textural, en la parte media de la formación, correlacionables con la pedogénesis del Estadio Isotópico 3 de la Pampa Norte. El espesor oscila alrededor de los diez metros. Estas facies contienen gasterópodos y trozos de carbón vegetal. En el techo de esta formación se obtuvieron restos arqueológicos consistentes en vasijas, trozos de cerámicas y otros, que marcan una fecha de dos a tres mil años de antigüedad.

Gallardo y colaboradores colocan en la Formación La Viña a todos los depósitos que ocupan el centro del valle de Lerma, forman terrazas bajas y son cortados por los cauces actuales de arroyos y cárcavas. Las dataciones absolutas indican una edad de 100+/-4 ka AP para una ceniza en la base y 5130+/-250 años AP y 3920+/-190 años AP cerca del techo (Malamud et al., 1995).

**Formación El Volcán-Tumbaya -** Esta formación ha sido generada por un flujo de barro de gran volumen, que formó un lago por endicamiento del valle del río Grande de Jujuy. Está integrada por una facies lacustre (más específicamente lagunar) y una facies de cenoglomerado. La facies lagunar está compuesta por 6 metros de espesor de limo y arena en estratos finos y láminas planas, paralelas, horizontales (Ramonell et al., 1993). En partes, la laminación está perturbada y forma pliegues convolutos. El techo de esta formación forma el fondo del valle actual del río, es una superficie plana, horizontal, sin microrrelieve visible. Se le estima una edad holocénica superior.

LOS FLUJOS DE BARRO

La estratigrafía de los valles de la Cordillera Oriental está fuertemente influida por la dinámica de los movimientos de masa (en las Sierras Subandinas el fenómeno es más acentuado). Desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad el plegamiento de los estratos más antiguos, la petrología de los mismos, la mineralogía de las arcillas neoformadas y el clima tropical de la región producen movimientos de masa, algunos de ellos de enorme magnitud, como el de Achocalla, en el valle de La Paz (Argollo e Iriondo, 2008). La descripción de fanglomerados es frecuente en los estudios publicados por diferentes autores y actualmente existen numerosos sistemas activos de flujos de barro en los valles. Resulta interesante prestarle atención al tema por su interés geodinámico regional y por su influencia particular en la estratigrafía del Cuaternario.

**El flujo de "El Volcán"**

El sistema actual más conocido es el generado por "El Volcán": una pequeña cuenca de 60 Km2 localizada en la Quebrada de Humahuaca; en dicha área lo excedentes hídricos no fluyen normalmente pendiente abajo, sino que son adsorbidos por arcillas expansivas que componen rocas previamente disgregadas. El caso fue investigado por varios autores, entre los que sobresale

el clásico estudio de Polanski. Se trata de una cuenca de forma trapezoidal compuesta por tres zonas (González Díaz y Fauque, 1978):

- Una “zona de erosión” en las cabeceras, en la que afloran rocas metamórficas y sedimentarias muy diagenizadas. Entre sus afloramientos existen taludes de derrubios y depósitos inestables de derrumbes y deslizamientos de diverso tipo. Se producen allí frecuentes derrumbes y avalanchas.
- Un “canal de transporte” de 6 kilómetros de longitud, encajonado hasta 50 metros en los sedimentos mencionados.
- Una “zona de acumulación” en forma de abanico, de 8 kilómetros de longitud y 6 kilómetros de ancho distal, semejante a un abanico aluvial. Está compuesta por cenoglomerados y fanglomerados que se depositaron a partir de flujos de barro. Dichos flujos de originan en la zona de erosión durante las lluvias de verano.

Numerosos aparatos menores de flujo de barro se encuentran en la Quebrada de Humahuaca y en otros valles de la Cordillera Oriental, tanto en Argentina como en Bolivia. El más espectacular de ellos es el flujo de Achocalla, ocurrido cerca de La Paz aproximadamente 9.000 años antes del Presente. Ese depósito tiene más de 40 metros de espesor y unos 15 kilómetros de longitud. Cuando ocurrió bloqueó el curso del río La Paz y formó un lago (Dobrovolny, 1962).

**El lago holocénico El Volcán-Tumbaya** - El sistema de torrentes de barro de El Volcán también dio origen a un lago en el valle del río Grande mediante el bloqueo durante una época indeterminada del Holoceno, probablemente en la segunda mitad de éste. Los sedimentos lacustres son más específicamente lagunares; están formados por estratos finos de limo y arcilla, con laminación plana horizontal y algunas estructuras convolutas. El color es dominantemente rosado (Ramonell et al., 1993). El techo de este depósito forma actualmente el fondo del valle entre El Volcán y Tumbaya; es una superficie completamente horizontal, sin microrrelieve visible. El espesor de los depósitos lagunares es de seis metros, lo que indica que ese cuerpo de agua persistió durante un considerable intervalo de tiempo. También indica que el caudal del río Grande era considerablemente más bajo que el actual.

Un episodio breve de endicamiento del río Grande por un flujo de barro ocurrió en 1945, inundando parcialmente la localidad de El Volcán. Episodios menores interrumpen frecuentemente la vía férrea y la ruta cercana.

**El torrente de barro de la Sierra de Aguaragüe**

En el mes de marzo de 1984 se produjo un torrente de barro de gran tamaño en el sector sur de la sierra de Aguaragüe, perteneciente a las Sierras Subandinas salteñas. González Díaz y Malagnino (1990) estudiaron en detalle ese fenómeno, que tuvo varios factores desencadenantes y estuvo integrado por una sucesión de eventos.

a) **Factores internos** – Están vinculados a las características intrínsecas de las rocas aflorantes. Se trata de pelitas terciarias que se disgregan rápidamente al ser humedecidas. Esa propiedad produce la desagregación de las rocas y la infiltración del agua. También el fuerte buzamiento del Terciario Subandino en algunas áreas representó un factor importante.
b) **Factores geomórficos** – El fuerte gradiente de las pendientes fue un factor decisivo. A ello se le agrega el proceso de erosión en la serranía, que acumula por reptación materiales sueltos cerca de los ápices de los abanicos aluviales del piedemonte.
c) **Factores externos o "disparadores"-** En este caso se trató de lluvias extraordinarias, que alcanzaron el triple de las precipitaciones normales. Infiltraron masivamente en grietas y poros, debilitaron la cohesión interna de los macizos rocosos y superaron los ángulos de fricción interna de los detritos sueltos mediante el aumento de la presión de poros. Otro disparador típico, los sismos fuertes, no parece tener importancia en esta región.

El gran torrente de barro estuvo formado por varios mecanismos, que actuaron en forma simultánea o sucesiva. En el sector serrano fueron avalanchas de detritos, deslizamientos planares, deslizamientos rotacionales y caídas de rocas. En el piedemonte se sucedieron dos fases diferentes; la primera produjo una enorme acumulación de detritos sobre y al pie de las pendientes serranas, alcanzando una "masa crítica". La segunda fue disparada por una lluvia extraordinaria, de 100 a 200 milímetros en un solo día, y fue un flujo denso generalizado que se desplazó por los canales principales de los abanicos aluviales. El fenómeno afectó toda el área de la localidad de General Mosconi, con un espesor promedio de 1,5 metros.

## El Lago Lerma

El valle de Lerma, en la provincia de Salta, estuvo ocupado por un extenso lago de agua dulce durante parte del Pleistoceno, debido a un endicamiento provocado por una corriente de barro (Malamud et al., 1996). El lago medía entre 70 y 90 kilómetros de longitud norte-sur y de 14 a 18 kilómetros de ancho este-oeste, con una superficie de 800 a 1300 Km2. Dataciones obrtenidas en tobas indican que, posteriormente a la deformación tectónica, anterior a 1,3 +/- 0,2 Ma, se implantaron sistemas fluviales (Formación Calvimonte) y lacustres (Lago Lerma) alrededor de 1,05 +/- 0,1 Ma. Esos depósitos fluviales y lacustres se acumularon desde 780 +/- 100 ka A.P. hasta 100 ka  o sea durante todo el Pleistoceno medio. La

sedimentación de la formación La Viña, según estos autores, ocurrió a partir de 100 ka. A.P.

La sedimentación lacustre fue de arcillas laminadas, en facies rítmicas blancas de escasos milímetros hasta 1 cm de espesor alternando con láminas oscuras similares. Las ritmitas reflejan eventos de 1 a 10 años de duración, es decir cambios estacionales o bien eventos El Niño, con tasas de sedimentación entre 1 y 10 metros cada mil años.

## SECUENCIA CLIMÁTICA DEL HOLOCENO SEGÚN LA PALINOLOGÍA

Los estudios palinológicos, que no pertenecen al campo de la Estratigrafía Física objeto de este volumen, ofrecen una interesante versión de los sucesivos climas holocénicos de la Cordillera Oriental y la Puna (Markgraf, 1984):

- Una primera fase entre 10.000 y 7.500 años AP algo más húmeda y fría que el clima actual, con incremento de las precipitaciones en verano.
- Una segunda fase muy árida entre 7.500 y 4.000 años AP.
- Una tercera fase desde 4.000 años AP hasta el presente.

La autora especula que las diferencias en precipitación se deben a variaciones seculares en los vientos del este, algo que no parece del todo probable. De todas maneras, es conveniente aceptar el esquema propuesto basado en perfiles polínicos, que son coincidentes con argumentos geológicos y arqueológicos (Iriondo, 1993; Ramonell et al., 1993).

Otro cuadro ambiental para el Cuaternario, que incluye también a toda la provincia de Tucumán y se basa en varias disciplinas fue presentado por Sayago (1999). Se titula "Características del Cuaternario pre-puneño del noroeste argentino".

## LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA CUATERNARIA DE LAS SIERRAS SUBANDINAS

Las formaciones sedimentarias cuaternarias de esta provincia geológica son en general las mismas que las que se encuentran en los valles de la Cordillera Oriental, constituidas por sedimentos gruesos y muy gruesos en el Pleistoceno inferior, depósitos lacustres y cenoglomerados en el resto de la columna y una intercalación loéssica (Fm Urundel) en el Pleistoceno superior. Debido a su menor altura y a su ubicación geográfica, el loess es más

extendido y los torrentes de barro son más importantes que en la Cordillera. De manera que adoptamos en general la columna estratigráfica cordillerana con algunas descripciones complementarias.

**La Formación Urundel -** El perfil tipo de la Formación Urundel está ubicado 9 kilómetros al norte de dicha localidad, 50 metros aguas abajo del puente de la ruta. De abajo a arriba:

- 0,00-2,50 m – Limo arenoso eólico retransportado, compuesto por estratos finos, plano horizontales. Color marrón claro.
- 2,50-6,50 m – loess masivo, friable, algo consistente cuando seco, color marrón claro. Escasas concreciones de carbonato de calcio de menos de 1 centímetro de diámetro y distribución irregular. Posee estratificación muy gruesa escasamente visible. En algunos sectores incluye fragmentos tamaño rodado de limo intraformacional, del tipo "grietas de desecación" retransportadas, también escasos fragmentos tamaño grava compuestos por arena friable, indicando esporádicas avenidas aluviales en algunos niveles.
- 6,50-7,90 m – arena muy fina marrón clara, estratificación planar, suelta, sin carbonatos.
- 7,90-11,90 m – loess masivo, friable, textura migajosa, no fácilmente friable, similar al eólico anterior, sin carbonatos.
- 11,90-12,30 m – arena muy fina marrón clara, suelta. En contacto concordante con el estrato anterior.

Aguas abajo el perfil sigue básicamente igual, con las intercalaciones aluviales variando entre arena y limo estratificado. La facies eólica alcanza en partes a 6 o 7 metros de espesor de loess masivo; en otros lugares se presenta en sets poco definidos de 2 a 3 metros de espesor. Morfológicamente esta formación cubre la terraza alta del arroyo local, llamado Arroyo Seco. Una datación por radiocarbono sobre madera arrojó una edad de 16900+/-250 años AP para la sección central de el perfil tipo. Otra edad de 27 mil años se obtuvo por termoluminiscencia en la localidad de Pluma de Pato, en el Chaco salteño, donde cubre la planicie con varios metros de espesor.

En Embarcación (Salta) la Fm Urundel cubre el paisaje de colinas convexas, tipo "media naranja" que se extiende al oeste del pueblo. Tiene 10 metros de espesor de loess masivo, compuesto por limo con un contenido relativamente alto de arena muy fina y sin arcilla. La descripción de campo del perfil indica sectores de limo puro y bolsones de 10 a 25 centímetros de espesor (y escasa proyección lateral) con alto contenido de arena muy fina, los que pueden ser interpretados como crotovinas. Incluye concreciones de carbonato de calcio. El color es castaño amarillento y forma taludes verticales.

En una cárcava localizada 5 kilómetros al sur de Embarcación, aflora la Fm Urundel con 6 a 8 metros de espesor sobre 2 metros de espesor de rodados y gravas de la Formación Jujuy, que yace en discordancia erosiva sobre el Terciario Subandino. En otros lugares, aparece el sedimento loessico al pie de la barranca, formando el piso de arroyos y cárcavas, masivo, conteniendo cantos rodados aislados erráticamente en la masa sedimentaria; aunque a primera vista ese diamicto puede prestarse a confusión, se trata realmente de un material retransportado y no la propia Formación Urundel.

BIBLIOGRAFÍA

Argollo, J. e Iriondo, M. 2008 – El Cuaternario de Bolivia y Regiones Vecinas. Museo Prov. De Ciencias Naturales Florentino Ameghino, 378 pág. Santa Fe.

González Díaz, E. y Malagnino, E. 1990 – El proceso de remoción en masa: Su incidencia como riesgo geológico natural en el fenómeno del 29-3-1984 en la sierra de Aguaragüe. 3º Simposio Geol. Aplic. Ingeniería. Actas V, ASAGAI.

Igarzábal, A. 1978 – La laguna de Pozuelos y su ambiente salino. Acta Geológica Lilloana,15(1):79-104.

Iriondo, M. 1993 – Cambios climáticos en el Noroeste durante los últimos 15.000 años. En: El Holoceno en la Argentina (M.Iriondo, ed.) CADINQUA. Vol. II:35-44.

Iriondo, M. 1993 – La Formación Urundel, un loess chaqueño. En: Guía de Campo Provincia de Jujuy. VI Reunión de Campo de Cuaternario. CADINQUA/Univ. Nac. Jujuy:64-67.

Malamud, B., Jordan, T., Alonso, R., Gallardo, E., González, R. y Kelley, S. 1996 – Pleistocene lake Lerma, Salta province, NW Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas,IV:103-114.

Markgraf, V. 1984 – Paleoenvironmental history of the last 10,000 years in Northwestern Argentina. Zbl. Geol. Paläont. Teil H. 11/12:1739-1749.

Mingramm, A. y Russo, A. 1972 – sierras Subandinas y Chaco Salteño. En: Geología Regional Argentina (A. Leanza, ed.) Academia Nac. de Ciencias de Córdoba:185-212.

Ramonell, C., Solís, N. y Chayle, W. 1993 – El torrente de barro de Arroyo del Medio y el lago holocénico de Volcán-Tumbaya. En: Guía de Campo, Provincia de Jujuy. CADINQUA/Univ. Nac. Jujuy.

Ruiz Huidobro, O. 1960 – Hoja 8e Chicoana. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. 45 pág.

Sayago, J. 1999 – El Cuaternario de la región pre-puneña del Noroeste argentino. En: Geología Argentina (R. Caminos, ed.). Cap. 23:688-691. Anales 29, SEGEMAR.

Solís, N., Ramonell, C., Chayle, W., Igarzábal, A., Rivelli, F., Albeck M. y Ruiz, M. 1993 – Guía de Campo, Provincia de Jujuy. VI Reunión de Campo del Cuaternario - CADINQUA/Universidad Nac. de Jujuy. 67 pág. S.S. de Jujuy.

Turner, J. 1972 – Puna. En: Geología Regional Argentina (A. Leanza, ed.). Academia Nac. de Ciencias de Córdoba:91-116.

Turner, J. 1972 – Cordillera Oriental. En: Geología Regional Argentina (A. Leanza, ed.). Academia Nac. de Ciencias de Córdoba:117-142.

Vilela, C. 1956 – Hoja 7d, Rosario de Lerma. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. 60 pág.

FORMACIONES CUATERNARIAS

Calvimonte

Campo Redondo

Jujuy

Jumia

Paso de la Piedra

La Viña

Lago Lerma

Urundel

Tajamar

Tapia

Ticucho

Vipos

Uquía

Zorrito

# VII - PUNA

La Puna es el sector argentino del Altiplano Sudamericano, que se extiende entre las cordilleras Oriental y Occidental también en Bolivia, Chile y Perú. Se trata de una región elevada, formada por cordones montañosos de 4500 hasta más de 5000 metros de altura y valles amplios ubicados entre 3500 y 4000 metros sobre el nivel del mar. Movimientos neotectónicos han formado varias cuencas endorreicas, donde se desarrollaron lagos en los períodos secos del Cuaternario. Dichos lagos se transformaron en salinas y barreales durante los climas secos. Las

montañas en la Puna tienen orientación general norte-sur y en general se trata de bloques basculados, de manera que los valles intermontanos son asimétricos en su mayoría (Fig. 1).

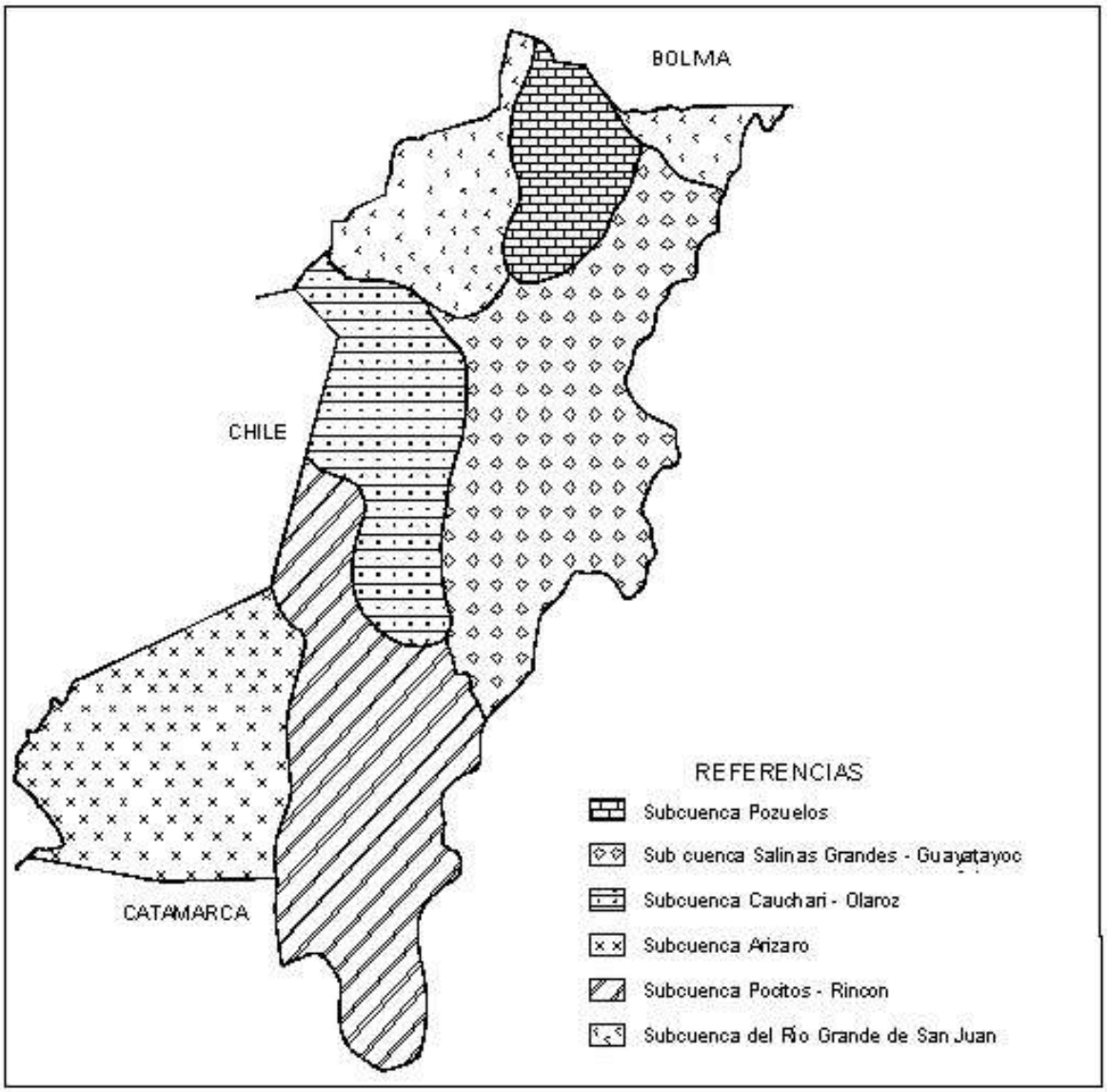



Fig. 1 – Mapa de la Puna y división interna.

En las áreas de Jujuy y Salta, la acumulación sedimentaria en las depresiones ha uniformado las superficies de las salinas entre 3500 y 3800 metros de altura; las cimas de las sierras alcanzan entre 4500 y 5000 metros sobre el nivel del mar (Igarzábal, 1991). En la provincia de Catamarca las alturas son mayores. En las laderas de las montañas se han formado numerosos abanicos aluviales durante los climas húmedos del Cuaternario y pedimentos durante los climas secos (existen por lo menos tres de ellos). Las glaciaciones han sido muy reducidas, debido a la sequedad general de la región; se trata de pequeños glaciares de circo. Por el contrario, los procesos periglaciales son generalizados y muy activos. Lo mismo ocurre con la meteorización física y química producida por las acciones haloclásticas y corosivas, que desagregan intensamente los clastos sedimentarios que son transportados por las avenidas torrenciales hasta los barreales y salinas (Igarzábal, 1999).

Debe tenerse en cuenta que el Altiplano/Puna y sus montañas vecinas están sujetos a una serie climática tipo V (opuesta a la de la región pampeana), de manera que en la actualidad están bajo un clima seco y la mayor parte de las depresiones están ocupadas por salinas. En todas esas depresiones se conservan las paleo-riberas de los antiguos lagos en cotas más elevadas.

Los paleo-lagos y salinas han sido estudiados extensivamente a lo largo de décadas por varios grupos de especialistas en Bolivia. Se ha elaborado y comprobado allí una columna estratigráfica general que sirve de patrón para las áreas más reducidas ubicadas en Argentina y Chile, donde los estudios han sido esporádicos y menos integrados. De todas maneras, se entiende que este esquema es solamente orientativo, con validez concreta en el norte de Jujuy (por ejemplo Pozuelos) y bastante menor en el sur de la Puna (salar de Hombre Muerto, en Catamarca).

## LOS LAGOS CUATERNARIOS BOLIVIANOS

### Cronología

Dos depósitos lacustres antiguos han sido observados y descritos por Lavenu *et al.* (1984) principalmente en el Altiplano Peruano, pudiendo ser también aparentes al Noroeste del lago Titicaca. Estos niveles son más antiguos que los conocidos hasta ahora en Bolivia (Tauca, Minchín, Ballivián).

**Los depósitos lacustres Mataro** . En Mataro Chico (70°12' O y *15°02'* S) han sido observados depósitos lacustres más antiguos, correspondientes al lacustre Mataro. Estos se presentan en forma de una serie detrítica monótona, mostrando una alternancia de bancos arcillo-arenosos, de color ocre, con pasajes areno-gravosos. La serie incompleta aflora sobre 50 m de espesor. En estas

formaciones detríticas bastante gruesas, algunos restos de mamíferos fósiles indican una edad Cuaternaria (determinada por de Muizon). La formación lacustre Cabana se encajona en la formación Mataro: esta última es anterior. El episodio lacustre Mataro se situaría en el Pleistoceno antiguo.

No se conocen con exactitud los niveles lacustres equivalentes, sin embargo, la Formación Pleistocena de Ayo Ayo y la Formación Purapurani pueden ser de la misma edad.

Un solo argumento morfológico permite precisar la extensión de este lago. En efecto, estos depósitos están recortados por una superficie subhorizontal a 3950 m como promedio, indicando el nivel mínimo del plano de las aguas.

Alrededor del lago Titicaca se encuentran restos de superficies de ablación que atestiguan la presencia de un plano de agua a este nivel. Pero estos niveles se hallan desplazados por fallas y no se encuentran más a la misma altura. Más al Sud, cerca de la estación Pando, los depósitos Terciarios están recortados también por una superficie de ablación a 3950 m.

**Los depósitos lacustres Cabana** - Un nivel anterior al lacustre Ballivián ha sido ya mencionado por Lavenu (1981) bajo el nombre de “lacustre pre-Ballivián”. Los depósitos de esta extensión lacustre han sido estudiados en la región de Deustua-Cabana en el cerro de Japiza a 25 km al Suroeste de Juliaca (70°20' O .y 15°38' S). Es una serie lacustre detrítica, compuesta de laminitas arcillosas y arenas, en su conjunto de color azulado a rojizo, con pequeños bancos de gravas y arenas; su espesor es de 50 m en afloramiento. La edad de esta serie no ha sido determinada con precisión, sin embargo, se observa un encajonamiento de los depósitos lacustres Ballivián, lo que indica que es anterior a estos niveles y al menos del Pleistoceno medio. Al Norte del lago Titicaca (en la zona de Mataro Chico, 70°42' O y 15°05' S) se encuentran encajonados depósitos idénticos en los relieves tallados en el substrato Paleozoico o en los niveles lacustres más antiguos.

En Bolivia en la zona de Viacha, Estación Pando y Ulloma, se encuentran sedimentos lacustres más antiguos que los de la Formación Ulloma, Estos presentan una facies detrítica frecuentemente compuesta de gravas, arenas y limos. Son considerados por Lavenu et al. 1986 como equivalentes a los del episodio lacustre Cabana.

Un rasgo geomorfológico que constata el conjunto de estos depósitos, es 1a presencia de una superficie somital subhorizontal que limita estos sedimentos: una altura de 3900 m. Es el nivel mínimo alcanzado por el paleo lago Cabana. Hacia los relieves esta superficie pasa a un pedimento que recorta series más antiguas.

*Los depósitos lacustres Ballivián*. La extensión lacustre Ballivián en el Altiplano Norte es conocida ampliamente en el borde del lago Titicaca. Los más altos depósitos conocidos se hallan a 3850 m de altura. Los sedimentos del lago Ballivián están formados esencialmente de arenas finas bien estratificadas donde se intercalan capas arcillosas y limosas, se hacen gravosas en la desembocadura del río principal.

A ambos lados del río Desaguadero, se encuentran depósitos lacustres de gran extensión (Formación Ulloma). Estos depósitos han sido atribuidos al período del lacustre Ballivián (Troll, 1927). Han sido observados testigos de depósitos lacustres a 3880 m de altura al Norte y al Este del lago Titicaca, no pasan de los 3850 m. Esta diferencia de altura probablemente está controlada por movimientos verticales posteriores a este periodo.

*La Formación Ulloma* está formada esencialmente de arenas finas bien laminadas, localmente ricas en nódul s calcáreos. La arcilla o limos arcillosos se desarrollan sobre todo en la parte superior. Una capa de diatomita directamente encima de la arena gravosa ha sido observada hacia el tope, al este de la confluencia del río Desaguadero y del río Mauri. En la misma región, la base de la formación está marcada por un banco discontinuo de cineritas. Los depósitos pasan lateralmente a arcillas con nódulos calcáreos, se hacen gravosos en los bordes de la desembocadura del río Mauri.

Los sedimentos lacustres están bien desarrollados en ambos lados del río Desaguadero hasta Ulloma. Desaparecen a algunos kilómetros río abajo de esta localidad. El lago Ballivián estaba limitado aquí por un alto topográfico que impidió su extensión hacia las zonas meridionales más bajas (cuenca del lago Poopó). El lago Ballivián no se extiende hacia el Sur, observado ya por Troll (1926). La Formación Ulloma contiene algunos fósiles de vertebrados, por ejemplo restos de

mastodonte, descrito por Pompeki (1905).

Por analogía con la fauna de Tarija, los autores han atribuido los yacimientos fosilíferos de la Formación Ulloma al Pleistoceno antiguo. El análisis geomorfológico muestra que la Formación Ulloma descansa directamente sobre un glacis de ablación bien conservado sobre los piedemontes de la serranía, principalmente la serranía de Corocoro. Este glacis conocido en otras regiones del Altiplano y al pie de la Cordillera Oriental se ha elaborado durante el segundo interglaciar Kaluyo / Sorata (Servant *et al.,* 1977), asimilado al Cuaternario antiguo, la Formación Ulloma es posterior, por lo tanto más reciente (Pleistoceno Medio).

Un modelo isotópico y químico del lago Titicaca (Cross et al., 2001) indica que el clima del Pleistoceno Final fue 20 % más húmedo y 5 °C más frío que el actual. El lago en esa época fue profundo y con escasa salinidad. Su efluente descargaba un volumen 8 veces mayor que hoy en día, lo que provocaba el crecimiento del lago Tauca en el altiplano central. El clima seco del Holoceno temprano provocó una caída en el nivel del Titicaca por debajo del nivel del efluente y resultó en una rápida desecación del lago Tauca. La evaporación continuada produjo un descenso de 100 metros en el nivel del Titicaca durante el Holoceno, lo que indica precipitaciones 40 % más bajas que las actuales. El lago fue salino hasta los 2000 años antes del presente.

**En el Altiplano Sud,** el periodo del lacustre Ballivián es desconocido hasta el presente en las cuencas de Uyuni, Coipasa y Poopó. Los depósitos lacustres bien desarrollados alrededor del salar de Uyuni y Coipasa parecen corresponder a esta época. Los afloramientos más significativos se ubican alrededor del macizo volcánico de Huachacalla, cerca de Escara y bordes del rio Lauca. Los depósitos de la Formación Escara observados sobre 15 m de espesor están compuestos de limos blancos, diatomitas ricas en sílice, localmente arcilloso o calcáreo. Al pie de los relieves se observan intercalaciones de gravas. Testigos de niveles lacustres situados a 3780 m implican la existencia de una capa de agua muy extendida con sumersión de todas las cuencas del Altiplano meridional. Pero la Formación Escara, no ha sido hasta el presente observada alrededor del lago Poopó, parece que la altitud actual de los testigos lacustres antiguos no corresponde a antiguos niveles de agua, sino más bien seria afectado por movimientos tectónicos posteriores.

**El interlacustre Ballivián / Minchín -** En el Altiplano Sur**,** el descenso del nivel del lago, donde se han depositado los sedimentos de la Formación Escara fue seguido por la acumulación de grandes conos de piedemonte. Una fase de disección con profundización de los valles se produjo antes de la extensión lacustre Minchín. Este periodo ha sido afectado por la elaboración de un pequeño glacis de ablación, cuyos testigos aparecen al noreste del macizo de Huanchacalla, este glacis ha sido designado con la cifra IV, que aparece claramente más bajo que el glacis III, alrededor del salar de Uyuni y al Oeste del lago Poopó, frecuentemente recubierto por depósitos lacustres más recientes. Al Oeste y Sudoeste del lago Poopó, los campos de dunas en parte fosilizados por los sedimentos del lago Minchín se ubican en el lacustre Ballivián-Minchín. Al Norte del Río Lauca, la Formación Escara está recubierta por coluvios de piedemonte.

**En el Altiplano Norte,** en la región del río Desaguadero, cerca a la confluencia del río Mauri, la parte superior de la Formación Ulloma está caracterizada por un pasaje brutal de las facies lacustres diatomíticas a depósitos de gravas. Esta evolución litológica sugiere una bajada rápida del nivel de las aguas. Esta bajada del nivel ha permitido que las aguas superficiales sean drenadas momentáneamente hacia el Norte. Las zonas de confluencia de los ríos actuales con el río Desaguadero conservan todavía las trazas de esta antigua dirección de desagüe. Pero una erosión regresiva, desarrollada a partir de la cuenca de Poopó, ha modificado profundamente la red hidrográfica. Se produjo una captura entre Callapa y Ulloma, lo cual permitió la individualización del río Desaguadero actual.

Una comunicación se ha establecido entre la cuenca del lago Titicaca y la cuenca del sur del Altiplano. Río arriba de la captura, el río Desaguadero y sus afluentes se han profundizado, encajonado en la Formación Ulloma y en los depósitos terciarios subyacentes. La amplitud de profundización, del orden de 40 m en Ulloma, disminuye en dirección del lago Titicaca. Esta fase de profundización ha sido seguida por la génesis de un glacis de ablación que está bien desarrollado sobre los flancos de los grandes valles y ubicado algunos metros encima de los ríos actuales al Sudoeste o Este de la serranía de Corocoro. Este glacis (IV) se recorta morfológicamente al pie de los altos relieves rocosos y grandes conos de deyección.

Alrededor del lago Titicaca el descenso del nivel de los lagos está marcado por la profundización de los ríos en los depósitos lacustres. La profundización que se observa es mínima, 8 metros en los bordes del lago.

Una gran parte del Sudeste del lago Titicaca se ha secado, lo cual indica una bajada del nivel de las aguas de por lo menos 15 metros en relación con su posición actual. La fase de disección del glacis IV, reconocido en los bordes del río Desaguadero, no es todavía claramente identificada cerca del lago Titicaca. Se observa localmente, río arriba, en el piedemonte de la Cordillera Oriental. Los cordones arenosos eólicos parecen haberse formado durante este período de regresión del lago Ballivián; aparecen bajo los depósitos lacustres atribuidos a Minchin en la isla de Zañuta al oeste de Carabuco, al Norte del Lago Titicaca.

**Los depósitos lacustres Minchín** - En el Altiplano Norte**,** una elevación del nivel del lago Titicaca es observada cerca de la fase de erosión precedente, pero esa elevación ha sido limitada por la abertura del río Desaguadero: las aguas desbordaron hacia la cuenca del Sur del Altiplano. Depósitos lacustres arcillosos y arenosos, situados al Norte y al Este del lago Titicaca entre 10 y 15 metros encima del nivel actual, son asimilados a esta nueva extensión lacustre.

**En el Altiplano Sur**, las cuencas de Uyuni, Coipasa y Poopó han sido sumergidas bajo agua en una extensión aproximada de 60 000 km2 (Servant & Fontes, 1978). El nivel lacustre alcanzó 3760 m de altura lo cual implica una profundidad máxima de al menos 100 m.

Los depósitos del lago Minchín se presentan bajo dos facies diferentes: las construcciones algarias, estromatolitos y los sedimentos limo-arcillosos, arenosos más o menos calcáreos, a veces diatomíticos.

Construcciones algarias espectaculares y de formas muy variadas tapizan algunas veces de manera continua las antiguas pendientes lacustres cuando estas son fuertemente inclinadas y de naturaleza rocosa. Se las encuentra sobre pendientes débiles en colonias más o menos aisladas: Los arrecifes de algas son _ bien desarrollados sobre las terrazas de abrasión litoral. Estas últimas

se sitúan alrededor de 3740 - 3720 y 3700 m de altura. Los niveles lacustre s se siguen de manera continua sobre grandes distancias, pero algunas anomalías de origen probablemente tectónico pueden ser señaladas. Faltan las más altas terrazas de abrasión litoral, por ejemplo, alrededor del volcán de Coipasa y en ciertos lugares del macizo de Salinas Garci de Mendoza.

Los sedimentos se sitúan en las depresiones topográficas o pegadas sobre los pendientes. Generalmente, es difícil distinguir de los depósitos lacustres más recientes en las zonas que corresponden al dominio de extensión del lago Tauca por debajo de la curva de nivel de 3720 m. Encima de esta altura, los depósitos del lago Minchín se encuentran en facies variadas: alternancia de arenas finas con estructuras de ripple-marks, de arcillas y algunas veces gravas, cantos ca1cáreos con conchillas de gastrópodos. El espesor de las capas lacustres es bastante reducido en los bordes de la cuenca: una decena de metros como promedio. Sin embargo, en el fondo de las depresiones alcanza a más de 120 metros (Risacher, 1986).

La evolución detallada del lago Minchín todavía no es bien conocida. En las series lacustres accesibles a la observación y atribuidas sin error a depósitos lacustres que se sitúan a 3720 m. El nivel del lago ha alcanzado 3760 m de altura, pero no se ha mantenido mucho tiempo a esta altura máxima. Las construcciones algarias son poco desarrolladas, no ha existido disección de las superficies de abrasión litoral.

Por el contrario, las terrazas de abrasión están frecuentemente muy bien marcadas alrededor de 3740 - 3730 y 3700 m. Lo cual indica una estabilización prolongada del nivel de las aguas. La posición cronológica de estas terrazas en relación al máximo lacustre no aparece de manera evidente sobre el terreno. Ellas han podido desarrollarse durante la fase transgresiva del lago o, por el contrario, durante el período regresivo. La segunda hipótesis adoptada por Servant & Fontes (1978) indica que si las terrazas se han formado durante el período de elevación del nivel de las aguas, las construcciones algarias que los tapizan, deberían estar recubiertas por sedimentos lacustres correspondientes a las fases de profundización posterior del lago. Esta superposición no ha sido observada. Por el contrario, algunos cortes muestran que los arrecifes de

algas pueden descansar sobre los sedimentos lacustres.

Las dataciones por 14C, efectuadas sobre conchillas en depósitos lacustres Minchín situados a 3720 m de altura, dan edades límites superiores a 20 000 y 30000 AP. Otras dataciones sobre el mismo nivel (2) dan 27 500± 800 AP y 26000± 600 AP. Si la terraza lacustre a 3720 m es bien posterior al nivel del lago Minchín, hay que admitir que la extensión más grande del nivel de aguas es anterior a 27 000 AP.

**El interlacustre Minchín / Tauca-** En la región del lago Titicaca, el descenso del nivel del lago está representado por depósitos de gravas discontinuos que descansan sobre las arcillas lacustres del período precedente. Un testigo de paleosuelo ha sido observado bajo estos depósitos gruesos en la región de Batallas (Ortuño, 1978).

En la parte Sud del Altiplano, este período interlacustre está marcado en el borde de las cuencas por una superficie de erosión o por depósitos eólicos de poco espesor o depósitos fluviatiles que retrabajan localmente los restos de algas Minchín (Tauca, Remedios y Playa Verde). Una capa de sal, encontrada a 20 m de profundidad, indica un desecamiento del lago Minchín.

Los retoques morfológicos claramente observados en la región del Desaguadero se asemejan al período interlacustre Minchín - Tauca: El más importante se desarrolla al Norte de Callapa en forma de una superficie de ablación encajonada en el glacis IV.

**Los depósitos lacustres Tauca** - El lacustre Tauca se desarrolla en todas las depresiones del Altiplano, poco marcado en el Norte, donde la elevación del nivel del Titicaca ha sido limitada por el desagüe del Río Desaguadero. Los sedimentos arcillosos de una baja terraza que se ubica a algunos metros encima del nivel actual son asimilados a esta fase lacustre. En cambio, los depósitos lacustres están bien desarrollados en los bordes del lago Poopó, salares de Uyuni y Coipasa , son generalmente diatomitas calcáreas o arcillosas de 2 a 5 m de espesor, que pasan a arenas finas laminadas, pequeñas conchillas de gastrópodos, algunas veces una intercalación de gravas y arenas gruesas fluviatiles con estratificación entrecruzada u oblicua.

Los niveles lacustres más altos se encuentran cerca de la curva de nivel 3720 m. Esta curva coincide aproximadamente con los contornos del antiguo lago cuando este se hallaba en su máxima extensión. Presenta una superficie de 43 000 km2 aproximadamente y una profundidad máxima de 60 m. Se subdivide en tres subcuencas casi independientes, el lago Poopó y los salares de Uyuni y Coipasa.

La alimentación fue principalmente a través del Río Grande de Lípez al Sur, el río Lauca al Noroeste, el río Desaguadero (desagüe del Río Titicaca) al Noreste. La cuenca de drenaje muy extensa incluye en particular, los glaciares que descienden hasta el Altiplano a partir de las Cordilleras Occidental y Oriental.

En el Suroeste (Lípez), las pequeñas depresiones individualizadas en un paisaje volcánico han sido ocupadas por lagos cerrados, donde las terrazas litorales se sitúan entre 5 y 10 m por encima del fondo de las cubetas. La terraza de la laguna Chiar Kota forma una línea casi continua alrededor del lago actual. Compuesto de una costra calcárea, donde se observa una yuxtaposición de pequeñas colonias algarias y de depósitos de calcita alrededor de los antiguos restos vegetales.

La última etapa del lacustre Tauca esta representada por una terraza baja compuesta de arcillas, recubiertas por una capa calcárea, muy extendida a lo largo del salar de Uyuni y Coipasa. Los depósitos han sido ligeramente erodados antes de la formación de una costra de sal que tapiza las zonas más deprimidas.

Varias dataciones han sido efectuadas por 14C sobre conchillas calcáreas lacustres. Los tenores en *13C* de los carbonatos indican un equilibrio isotópico con el CO2 de la atmósfera que constituye la referencia para el cálculo de las edades.

Los más altos niveles lacustres situados alrededor de los salares de Uyuni y Coipasa han dado edades comprendidas entre 12 360 ± 120 años AP y 10 640 ± 280 años AP. Los depósitos más bajos, inmediatamente anteriores al desecamiento, han sido datados de 10 020 ± 160 años AP y 10 380 ± 180 años AP. En el corte del río Salado el mismo nivel estratigráfico ha dado resultados

diferentes: uno de 10640 AP sobre conchillas de gastrópodos, y otro de 11 800 AP sobre fracciones calcáreas inferiores a 200 micrones, del sedimento encajonante. Estas anomalías han sido interpretadas por Servant & Fontes (1978) como tres diferentes tipos de mecanismos: 1) la capa datada puede contener partículas carbonatadas retrabajadas de sedimentos poco más antiguos que el test de moluscos; 2)

carbonato inorgánico puede haber precipitado a partir de un bicarbonato proveniente de una napa en desequilibrio con la actividad de la atmósfera; 3) también es posible que la colonización biológica haya seguido a un depósito de carbonato inorgánico.

En la laguna Chiar Kota, las costras calcáreas son más recientes (10 470 AP) que las otras costras calcáreas a los cuales están asociadas (12420 años). Según los autores, esta coexistencia en la misma terraza de depósitos de edades separadas por más de 1000 años puede indicar que el nivel del antiguo lago fue bastante estable durante largos períodos de tiempo.

En el Suroeste boliviano, el nivel actual de la Laguna Colorada sumerge parcialmente una superficie de erosión que recorta las diatomitas y fue atribuida al lacustre Tauca, un desecamiento acompañado de una ligera profundización habría precedido la instalación del lago actual. En Empexa, Risacher (1976) distingue varias secuencias evaporíticas, separadas por las arcillas lacustres, lo que indica una sucesión de subida de agua y desecamientos ligados a oscilaciones del nivel freático o a variaciones de aportes de agua por los ríos. En Pastos Grandes, una costra calcárea pisolítica datada de 6200± 120 AP ha sido dislocada por crioturbación antes de la formación, bajo una capa delgada de agua de pisolitos actuales y subactuales (Risacher, 1978).

Río arriba de las depresiones y en la parte Norte del Altiplano, los ejes hidrográficos están caracterizados por una baja terraza holocena donde se distinguen dos unidades lítográficas sucesivas:

- a la base se sitúan limos grises con diatomeas, localmente ricos en turbas. Excepcionalmente pueden estar intercalados algunos lentes de gravas. Los depósitos finos se unen

a suelos negros en los flancos de los valles. Esto se observa en ciertas regiones del Altiplano, principalmente al pie de la Cordillera Real. Esto indica una buena fijación de los flancos durante el periodo de su formación;

- hacia el tope, la baja terraza está formada exclusivamente por arenas finas y gruesas, con algunos clastos. La disección que ha seguido a la acumulación de estos depósitos presenta una amplitud muy variable de 2 a 8 metros aproximadamente. Esta fase de erosión afecta también a los flancos, donde los suelos negros están en vías de desaparición a causa de la erosión. Las turbas de la unidad inferior han sido datadas de 9435 ± 110 AP en la base y de 7730 ± 120 AP en la parte superior (corte de Balllivián).

CRONOLOGIA LACUSTRE Y SUPERFICIES ASOCIADAS

El nivel lacustre Mataro corresponde a una superficie que se desarrolla a 3950 m alrededor de la paleo-cuenca. Esta superficie está ligada a los sedimentos que se sitúan entre el nivel del lago y los relieves (Mataro Chico, Desaguadero, Estancia Pando).

Encajonado en la Formacion Mataro, se desarrolla el lacustre Cabana a 3900 m. Aquí también encontramos los glacis de ablación que están ligados a la extensión del lago (Cabana, Ulloma). Esta superficie, que pasa algunas veces a un glacis de terraza, está siempre por encima de los sistemas de terrazas ligados a los planos de aguas más recientes.

Según el mismo esquema, los depósitos del iago Ballivián (F. Ulloma) están también encajonados en la formación Cabana. El nivel del lago se encuentra a 3860 m. y los glacis terraza y las terrazas fluviatiles están asociados. Luego los niveles representados por superficies somitales, los depósitos Minchín, también los depósitos Tauca están encajonados por las terrazas fluviatiles contemporáneas.

Los últimos niveles lacustres y fluviatiles, morfológicamente más bajos, son aquellos que

corresponden al lago Tauca y a las terrazas turbosas del Holoceno

Los depósitos del lago Minchín que se encuentran a 3825 m en el Norte del Altiplano, están generalmente encajonados en los depósitos del lago Ballivián. Corresponden al retroceso glaciar Choqueyapu 1. El lacustre Minchín esta asociado a un sistema de terrazas aluviales encajonadas también en las terrazas precedentes. Es el sistema T2 que se encuentra a 3 ó 4 m encima del curso actual de los ríos.

En fin los niveles del Lago Tauca a 5 m. encima del lago Titicaca corresponden abajas terrazas aluviales holocenas, turbosas en el conjunto del Altiplano y la Cordillera. Es el sistema TI. Es contemporáneo al retroceso de Choqueyapu II. La terraza TI está a 1 m, algunas veces menos, encima de los fondos actuales.

**Las líneas de ribera en la Puna Argentina**

Investigaciones preliminares realizadas por nosotros han revelado la existencia de paleoriveras elevadas en los salares de Hombre Muerto, Antofalla y Arizaro (ver figuras)**,** es decir que los eventos lacustres estudiados en el Titicaca y en el sector peruano del Altiplano se confirman en toda la Puna.

LA PUNA ARGENTINA

El territorio de la Puna tiene una extensión norte-sur de más de 550 kilómetros (desde el cerro Branqui hasta la cordillera de San Buenaventura) y un ancho máximo de 250 kilómetros a la latitud de 26” 30’, al oeste de San Miguel de Tucumán. Durante el Cuaternario ha estado dividida en siete bolsones, que tuvieron un desarrollo sedimentario y morfológico similar: Río Grande de San Juan, Pozuelos, Salinas Grandes/Guayatayoc, Caucharí/Olaroz, Antofalla/Arizaro, Carachi Pampa, Pocitos/Hombre Muerto y Laguna Blanca. Todos ellos, excepto el de Río Grande de San Juan, forman cuencas endorreicas. El río Grande de San Juan fluye hacia el norte, entra en el Altiplano Sur de Bolivia y forma parte de la alta cuenca del río Pilcomayo. Nótese que los salares actuales son los restos divididos de antiguos lagos que abarcaban los fondos de las depresiones en un solo sistema.

ESQUEMA GENERAL

El Cuaternario en la Puna está representado por rocas volcánicas y depósitos piroc1ásticos, además de acumulaciones a1uvia1es y depósitos intermontanos, entre los cuales se destacan las evaporitas (Turner y Mendez, 1979).

**Dacitas y sus tobas** - Entre las rocas volcánicas del Cuaternario Inferior figuran las dacitas y tobas que afloran principalmente en la mitad occidental de la Puna.Su estructura, composición y textura son variables; se presentan todas las transiciones, desde coladas de lava, ignimbritas, tobas aglutinadas y materiales piroclásticos, hasta tobas estratificadas groseramente. Las riolitas, por lo general, son de color blanco grisáceo a rosado grisáceo, con fenocristales de sandina, oligoclasa y cuarzo, en una pasta vítrea. Las riodacitas son de color blanco grisáceo a rosado, con escasos y pequeños fenocristales de clinopiroxenos y or-topiroxeno hipersténico. Las ignimbritas riodaciticas presentan fenocristales de plagioclasa acentuadamente zonal con múltiples maclas de anfíbol pardo, biotita y escasos c1inopiroxenos y ortopiroxenos. Las dacitas (roca predominante) son de color blancuzco y grisáceo rosado; están integradas por p1agioc1asa, andesina básica cuarzo y biotita, con una pasta constituida por un intercrecimiento compacto de cuarzo y p1agioc1asa. En ocasiones la pasta es esferulítica.Esta asociación de rocas volcánicas está ubicada en la base del Cuaternario, y en el Plioceno superior.

**Andesitas A y sus tobas y Andesitas B y sus tobas** -(Turner y Méndez, op. cit.)- Se trata de rocas provenientes de erupciones posteriores a las dacitas. De acuerdo a la posición morfológica que ocupan pueden subdividirse en dos episodios, uno más antiguo que el otro. Guardan una relación estrecha con el Andesitvulkanismus (Zeil, 1963) y cubren una superficie mucho mayor que las dacitas y sus tobas. Las andesitas A son de color grisáceo a pardo grisáceo, macizas, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda en una pasta fina a muy fina. Las andesitas B tienen una extensión muy superior y ocupan una posición topográfica más alta, sobre todo en la parte occidental de la Puna. Forman los estratovolcanes grandes como el Antofalla, Calalaste y Tebenquincho Grande (entre otros) compuestos por coladas, brechas y tobas andesíticas de color pardo. Las rocas son predominantemente de color pardo rojizo con p1agioc1asa y mafitos en una pasta fina. Las tabas asociadas tienen color gris rosado parduzco. Se les atribuye una edad p1eistocénica inferior, pero más joven que las dacitas y sus tobas; entre otros motivos por estar menos alteradas.

La génesis de los magmas que produjeron las andesitas basálticas fue atribuido a varios grados de fusión parcial de una peridotita granatífera y a variaciones composicionales en el manto subyacente (Coira 1988).

*Tobas dacíticas* - *S*e encuentran sobreyaciendo a los materiales de las andesitas A y B. Se trata de (en parte ignimbritas) de color grisáceo a blanco rosado. Cubren una gran superficie en el Oeste de la Puna. Se les atribuye también una edad pleistocena inferior.

**Fenobasaltos** - Constituyen la última manifestación de rocas volcánicas en la Puna. Son volcanes bien conservados, ubicados principalmente en la divisoria de aguas, ocasionalmente más al este (Antofagasta de la Sierra, Carachi Pampa). Cubren y están cubiertos por depósitos aluviales, y no han sido afectados por la glaciación, encontrándose alineados generalmente a lo largo de fallas.

Se encuentran también tobas poco consolidadas, cineríticas, de color blanco, en forma de bancos de 20 a 40 cm de espesor, con laminación entrecruzada provocada por arrastre hídrico posterior. Tienen espesores variables que no pasan de unos 20 metros.

**Depósitos a1uvia1es y otros** - Los sedimentos poco consolidados que cubren la mayor parte de la comarca están compuestos por tres o más niveles de terrazas y corresponden a depósitos de bolsón y de conos aluviales y gravas de terrazas. Se pueden distinguir generalmente tres unidades: la primera de ellas, (la más antigua) está integrada en su mayor parte por sedimentos arenosos con interca1aciones arcillosas y numerosas camadas cong1omerádicas. Esta unidad descansa mediante una discordancia evidente sobre las rocas preexistentes.

Tiene 250 metros de espesor y constituye las terrazas más altas. Se le asigna edad Pleistoceno inferior.

La segunda unidad está constituida por sedimentos clásticos y químicos.Los sedimentos clásticos son arenosos con intercalaciones arcillosas y también numerosas estratos conglomerádicos. Tiene forma de terraza y posee estratificación muy pobre. Su espesor es de al-rededor de 100 metros. Los sedimentos qu1micos están representados por calizas y evaporitas. Las calizas son reducidas y forman coste ras de pequeño espesor, entre 0,50 y 1 metro de

potencia. En otros casos se trata de concreciones relacionadas con fenómenos hidroter- males de la última fase del vulcanismo ándico.

Las evaporitas fueron estudiadas por Igarzábal (1984), quien determinó que las rocas están depositadas en cuerpos lacustres formados a principios del Pleistoceno y que tuvieron una historia de desecamiento progresivo hasta culminar en climas áridos e hiperári dos del Pleistoceno Superior y Holoceno. La mayor parte de volumen de sal proviene de evaporitas terciarias de la región. Los cuerpos salinos siguen evolucionando en la actualidad.

La tercera entidad sedimentaria de Turner y Méndez está compuesta por depósitos holocénicos, en su mayoría arenosos y arcillosos, con intercalaciones de rodados formando conos aluviales. Por lo general se trata de materiales antiguos retrabajados. En numerosas localidades estos depósitos están cubiertos por médanos.

También se registran en la Puna depósitos morrénicos en altitudes superiores a los 5000 metros, cubriendo áreas muy reducidas,y fenómenos de remoción en masa constituidos por derrumbes, deslizamientos y flujos de barro. La mayoría de ellos tiene edad holocénica.

González (1984) describió la unidad ignimbrítica “Ojo de Ratones” en el sur de Salta. Esta consiste en una secuencia de ignimbritas de unos 65 metros de espesor visible, provenientes de la caldera volcánica del cerro Galán, con edades que varían entre 5,2 Ma. y 2,5 Ma, o sea alcanzando la base del Cuaternario.

## EL REGISTRO SEDIMENTARIO

Los bolsones han recibido importantes volúmenes de sedimentos clásticos y químicos a lo largo del Cuaternario. Los primeros aportes que recibieron las depresiones cuaternarias fueron sedimentos gruesos y muy gruesos procedentes de la denudación de las montañas perimetrales. Esto compone el mayor volumen de los estratos cuaternarios. Las eyecciones volcánicas (ignimbritas, basaltos y cenizas) también contribuyeron en las columnas estratigráficas en estas cuencas (Igarzábal, 1999). Evidentemente, los materiales gruesos indican climas húmedos, que producen caudales de agua suficientes para movilizar clastos grandes.

Gradualmente, los sedimentos gruesos pasan hacia arriba a depósitos de gravas y arena, sincrónicos con la actividad glacial en altura. En las áreas centrales de los bolsones se pueden

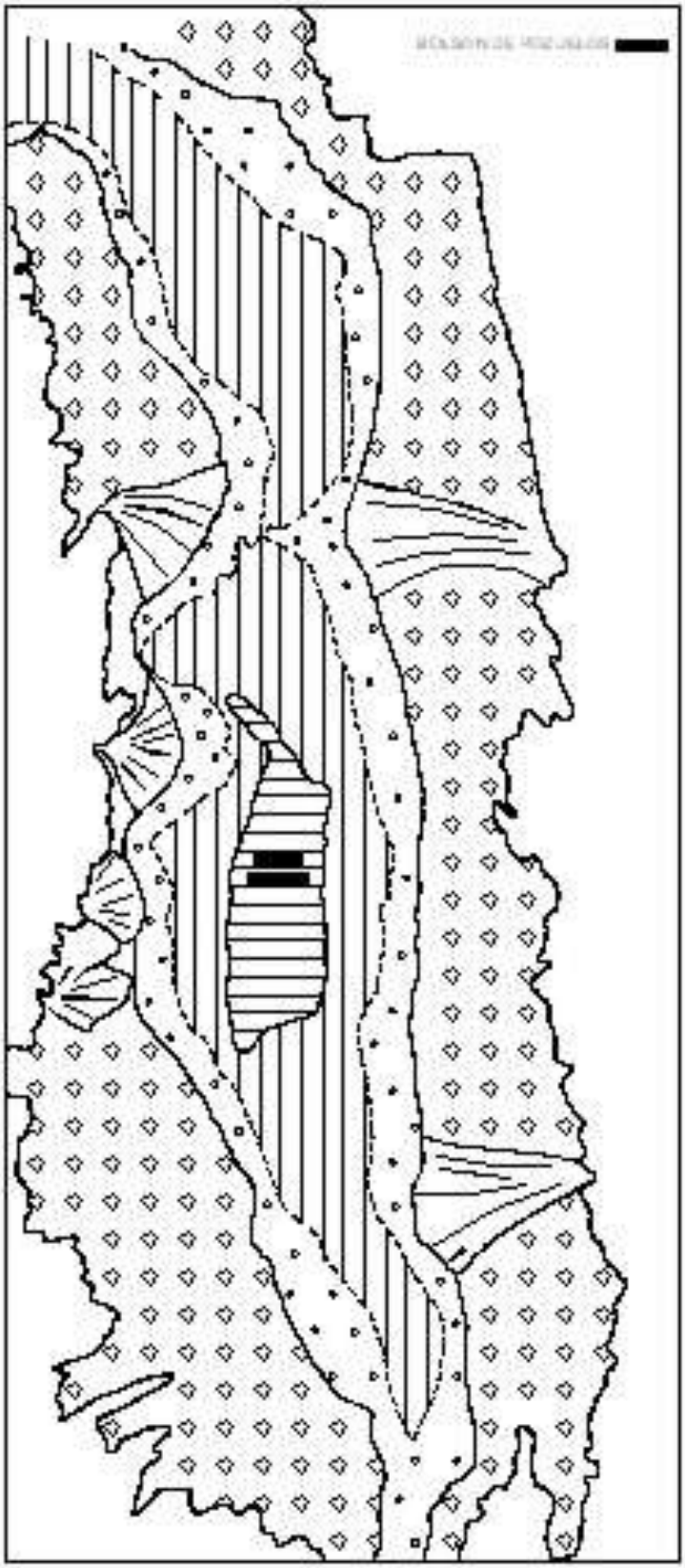
reconocer líneas de paleo-riberas. En esa posición, coronando el depósito lacustre, aparecen niveles de calizas estromatolíticas datados por C14 en 27.000 +- 240 años antes del presente (Fase Lacustre Minchín). Esos sedimentos lacustres contienen abundantes diatomeas de las especies descritas por Frenguelli (1928) en el Altiplano Chileno y por Servant-Vidary (1978)en el Altiplano Boliviano. Al norte de la laguna de Pozuelos, en territorio boliviano, se han descrito sedimentos lacustres de la Fase Lacustre Tauca: 12.420+-240 y 10.970+-230 años AP (Servant y Fontes, 1978). Esto resulta coherente con la observación general de la región, que establece que las fases lacustres Minchín y Tauca se hacen más evidentes hacia el sur en este sistema.

Desde el punto de vista geomorfológico, debe resaltarse el desarrollo de dos planos de pedimentos en las laderas de las montañas, atribuidas por Igarzábal (op. cit.) a sendas fases climáticas húmedas. Éstos se correlacionan con potentes conos aluviales sincrónicos con los depósitos lacustres, que concuerdan con las líneas de paleo-riberas. Las fases secas como la actual resultaron en depósitos evaporíticos, que constituyen un 30 % de los sedimentos cuaternarios aflorantes en la Puna, con un volumen estimado en 50 Km3 ( Igarzábal, 1999). Cubren una superficie de aproximadamente 5.000 Km2, expresados en numerosos salares. En su mayor parte, esos sedimentos están bien cristalizados, embebidos en salmueras cloruro-sódicas contaminadas por otros elementos químicos, entre ellos boro, potasio y litio. Esos rellenos evaporíticos tienen numerosas intercalaciones de material cinerítico.

## CUATERNARIO DEL BOLSÓN POZUELOS

(extracto de publicaciones de A. Igarzábal)

La depresión de Pozuelos, en la Provincia de Jujuy, es un área típica de la Puna y se presenta aquí como “caso tipo”. Se enmarca en las características de un "bolsón lineal", tectónica mente delimitado en la casi totalidad de su perímetro. Las Sierras de Cochinoca y de Escaya por el este y de Rinconada por el oeste, corresponden a bloques tectónicos en pilares delimitando, a su vez, un bloque interior tectónicamente deprimido, en su mayor parte recubierto por acarreos aluviales y lacustres a excepción de su sector suroeste donde afloran rocas paleozoicas atravesadas por rocas ígneas extrusivas que han edificado. varios conos deciticos de un centenar de metros de altura. Ese estilo tectónico en fosas y pilares acabó por definirse en el diastrofismo de la Fase Diaguita (Movimientos Andicos) a fines 'del Plioceno y principios del Pleistoceno. No obstante se reconocen evidencias que ponen de manifiesto efectos neotectónicos.



El centro de la depresión está ocupado por un cuerpo de agua libre salada, la laguna de Pozuelos, actual remanente de un cuerpo diez veces mayor que alcanzó su óptimo desarrollo durante el Pleistoceno coincidiendo con la máxima expansión glaciaria regional que afectó casi exclusivamente la sierra de Santa Victoria, primer elemento orográfico septentrional de la región morfoestructural de Cordillera Oriental, en el NO argentino. La actual laguna, elongada en el rumbo de la depresión tectónica, recibe sendos cursos fluviales de escurrimiento permanente por el Norte y Sur, los rios Sta. Catalina y Cincel, respectivamente.

**Sedimentación y formas asociadas**

Aunque por el carácter cerrado de la cuenca la mayor parte del relleno de la depresión permanece oculto, algunos laboreos mineros permiten reconocer las acumulaciones de base consistentes en aglomerados de cantos poco desgastados, englobados en una matriz areno-limosa. Estos sedimentos torrenciales se estiman fueron acumuladosa partir de una intensa crioclastia que puso en marcha el enfriamiento regional, no glaciario, en la Puna.

El carácter esencialmente pelitico de las sedimentitas paleozoicas facilitó la producción de abundantes fracciones finas que, auxiliadas por acciones de remoción en masa, fundamentalmente fluviales, alcanzaron el centro de la depresión, en la que se concentraron en un cuerpo lacustre embrionario. Por entonces la condición climática solo fuá ligeramente más fria y húmeda que la actual. Mientras las acciones crioclástica primaban en el relieve montañoso circundante a la depresión, una moderada cantidad de presipitaciones beneficiaba los planos bajos del relieve, conformando fases pluviales pleistocénicas. Al término de este tiempo, los lagos habrían alcanzado su máxima expansión, como ocurriera en el Altiplano Boliviano, con desarrollos tan importantes como los de Tauca, Minchín, y Escara, en su extremo austral; es posible que la máxima expansión lacustre en Bolivia se relacione con la deglaciación de su Cordillera Real.También la continuaci6n de dicho elemento orográfico en Argentina, la sierra de Santa Victoria, muestra inequivocas señales de glaciación, pero su descogelamiento aportó caudales a las cuencas de los ríos Pilcomayo y Bermejo, pero no a la Puna.

Como una continuidad de la condición climática fresca y seca con que ocurre la transición del periodo Plioceno al Pleistoceno, se elaboraron extensos planos de glacis de denudación, cuyos remanentes aterrazados se exponen en el extremo norte (estribaciones de la Sa. de Calahoyo) y

suroeste (flanco oriental de la Sierra de Rinconada) de la depresión.

Aunque el mayor humedecimiento pleistocénico afectó en forma generalizada a la Puna argentina, su sector septentrional, hasta los salares de Alaroz y Cauchari, el más beneficiado, como lo demuestran las paleolíneas de riberas que se observan en las depresiones de Guayatayoc, Salinas Grandes, los salaras primeramente señalados y en especial en Pozuelos.

A juzgar por los horizontes algales que se ubican el tope de los sedimentos lacustres sobre el área inmediata al borde oriental de la laguna de Pozuelos, a una altura de aproximadamente 20m. respecto a su superficie actual y fueron datados en 27.000 años.

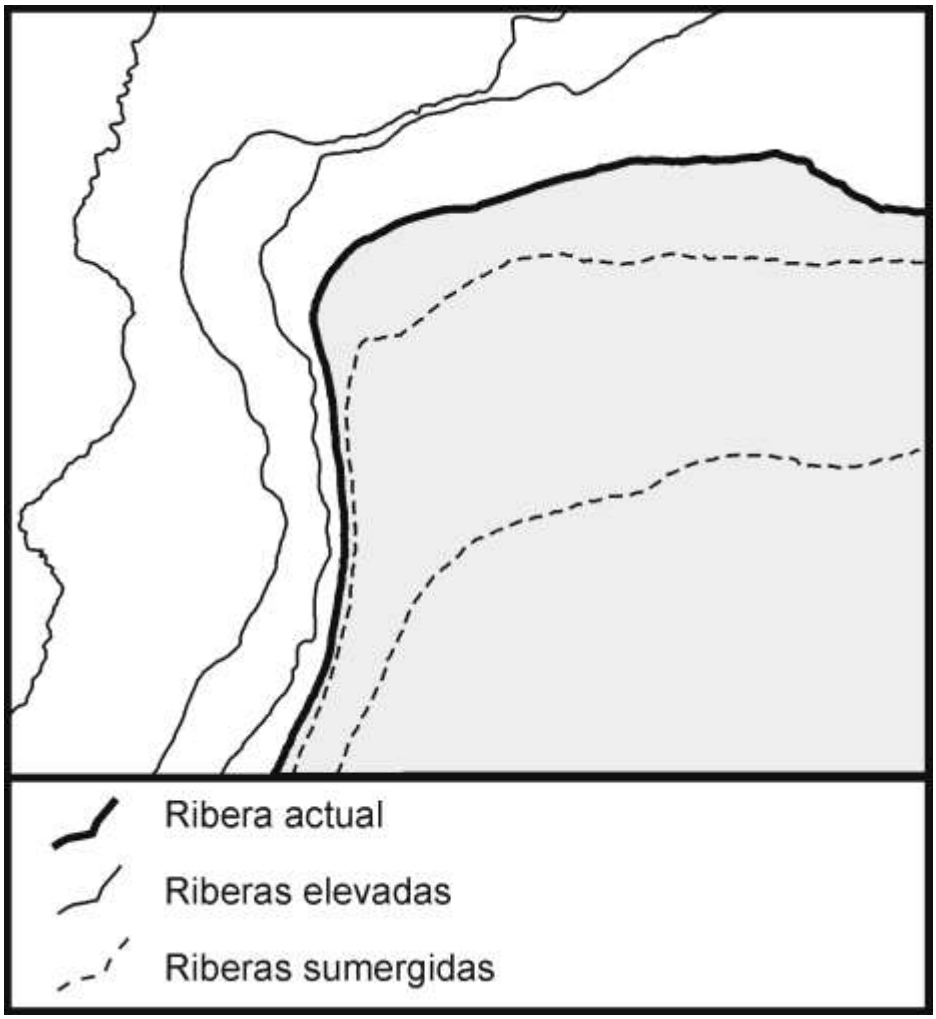



Fig. 3 – Detalle de riberas antiguas en la laguna de Pozuelos

Con ese maxinivel de expansión y como respuesta a la moderada abundancia de caudales, en las descargas de las quebradas del relieve montañoso se organizaron depósitos pedemontanos. Los conos aluviales más importantes alcanzaron las márgenes del lago, e incluso sus acarreos más finos las penetraron a modo de pequeños depósitos de deltas sublacustres.

Como se indicara precedentemente, por el carácter endorreico de la cuenca no existen perfiles que permitan reconocer el espesor total de sedimentos lacustres que, no obstante, se estiman entre 30 y 50 m. en la parte central más subsidente. En cambio, a partir de la

reconstrucción de lineas de paleoriberas, la laguna alcanzó una extensión entre 60 a 70 km. y un ancho medio estimado entre 5 a 6 km. equivalente aproximadamente a una superficie de 300 km2. Puede presumirse igualmente que si su profundidad media fue del orden de 5 m. Ello configuró un volumen de 1,5 km3. (1500 hm3.).

Presumiblemente la retracción lacustre se inicio en el Pleistoceno superior, pero a juzgar por la buena definición de las líneas de paleoribera no fue persistente y continúa hasta su virtual agotamiento. No obstante fue lo suficientemente rápida como para generar un cambio radical de la fisonomía del relieve.

Así los conos aluviales y planos de glacís perdieron funcionalidad y fueron progresivamente aterrazados. A su vez la depresión fue dejando a la vista los depósitos sublacustres. En retracción también tuvo que ver la movilidad del fondo a partir de la reactivación de la fracturación que lo afecta a lo largo del flanco oriental.

El desecamiento holocénico también provocó la infuncionalidad de los depósitos pedemontanos que bajo las nuevas modalidades de escurrimiento generaron el derrame de los materiales que lo componían hacia el interior de la cubeta transformando aquel relieve en un plano generalizado y suavemente ondulado que configura un paisaje de glacis de pie de monte. Numerosos uadis lo recorren, pero los caudales en sus extremos distales solo alcanzan las líneas de paleoriberas más externas a partir de las cuales prolongan en una cabellera de filetes de escasa energía que invaden el plano lacustre abandonado. Ese escurrimiento aguas arriba de las paleoriberas organiza un generalizado carcavamiento que retrocede en detrimento del relieve en glacis.

El sector lacustre retraído por el Este presenta una definida planitud que declina suavemente hacia la margen de la laguna donde se interpone una faja de ligero sobrerelieve de ancho variable, hasta 100 m. La superficie de esta faja aparece microondulada por

Un campo de dunas con pequeñas unidades entre 1 o 2 m. de longitud y altura no superior al metro. Estan compuestas por finos sedimentos limo-arenosos e inmovilizados por vegetación. Por su parte, el contenido salino del sedimento produce un ligero encostramiento superficial de esas unidades que ayuda a evitar su total degradación fluvial.

La faja dunar rompe en forma neta con la margen de la laguna mediante un microacantilado hasta 4 m. de altura, que disminuye hacia sus extremos. El depósito limo-arenoso en cuestión denuncia un episodio de desecamiento total reciente de la laguna, asociada con actividades deflatorias, removiendo los sedimentos lacustres.

Al pie del micro acantilado se reconocen dos escalones sucesivos entre 50 y 60 cm. de altura que toman contacto con el cuerpo del agua. El alineamiento costero es rectilíneo, de rumbo submeridiano; hacia el norte y fuera de la laguna se prolonga en un conjunto de manantiales, mientras hacia el sur coincide con el rumbo de la desembocadura del Río Cincel. Estas evidencias llevan a interpretar el micraacantilado como una micra escarpa tectónica que desnivela a los depósitos lacustres subyacentes, a partir de una fractura del bloque sobre el que descansan los rellenos cuaternarios. En este entendimiento, el piso lacustre abandonado se constituye en terraza tectónica. Mientras tanto la línea de costa opuesta es marcadamente lobulada a través de una configuración en playa.

**Situación actual del medio lagunar**

Los numerosos cuerpos lagunares que se originaron en la totalidad de depresiones tectónicas de la Puna culminaron su evolución con la formación de cuerpo salino de variable extensión y profundidad. Constituye depósitos evaporíticos desarrollados a partir de cuerpos de aguas someros, sometidos a intensa y persistente evaporación. .

Pozuelos constituye una excepción de ese modelo evolutivo merced a que el desecamiento holocénico no tuvo la intensidad con que afecto a la Puna austral. Representa una situación intermedia porque también sus aguas poseen un tenor salino elevado, al igual que su relleno, pero no ha sido suficientemente intensa para precipitar masivamente. Tampoco esta depresión estuvo acompañada en su evolución por acciones volcánicas cuyas fases hidrotermales han sido factor decisivo en la acelerada salinización de los cuerpos lacustres.

Como depresión salina, la de Pozuelo en parte puede asimilarse a ambientes de "sabkas", pero tambien a los de" shotts". Al primero por que hidrológicamente recibe caudales superficiales, como los ríos Cincel y Santa Catalina. Con la contracción estival de la laguna sus playas son sometidas a avenamientos, con formación de polvaderales salinos, exportado de la depresión.

Sin embargo, aún con desecamiento intenso, un sistema anillado de manantiales circunda el cuerpo remanente lagunar, fundamentalmente por margen oriental, y lo preserva del avenamiento, semejándose a un ambiente de shott. Cuando el fango del piso de la laguna, durante los desecamientos extremos de estiaje ha quedado a la vista, su superficie se ondula por las tenciones que ejerce la formación de halita y yeso, a la vez combina con efecto de geliturbación. Relativo a este último aspecto, vale recordar que la mayor parte de los días invernales la superficie de la laguna se congela, habiéndose reconocido en días de extrema declinación térmica (-22° C) un espesor entre 2 y 3 cm. de hielo. Entonces constituye un singular espectáculo; las bandadas de flamencos y otras zancudas quedan atrapadas hasta el descongelamiento, avanzada la mañana.

**Tendencia evolutiva de la región de Pozuelos**

Sobre la base de recordatorios históricos, no puede asegurarse que la evolución futura de la laguna de Pozuelos se encamina a un desecamiento total y definitivo. Tampoco puede afirmarse que exista una ciclicidad de periodos con excedentes de caudales unos, y otros con balances negativos.

La laguna solo recibe aportes detríticos, exclusivamente limos y arenas a partir de algunas crecidas de los ríos Cincel y Santa Catalina materiales que contribuyen a expandir lentamente pequeños deltas en sus desembocaduras, pero no inciden en una posible colmatación acelerada. De lo que sí puede darse fe es que existe un progresivo deterioro ambiental, atenuado en parte por acciones proteccionistas que impedirán por ejemplo que se repitan negativas experiencias de laboreos de sus suelos esqueléticos en plena temporada de aventamiento, librados a la vez a degradación pluvial.

La cubierta vegetal ha sido raleada por los rebaños a la vez que el pisoteo libera progresivamente mayor cantidad de fraccio nes finas debilitando su precaria cohesión natural. Queda por defender aún los escasos remanentes de tolares y yaretales, en buena parte

socialmente desaparecidos. La fauna silvestre tampoco escapa a las acciones depredadoras y revertir esas situaciones solo podrá lograrse con severos planes de manejo integral. El esfuerzo esta en marcha y plenamente justificado por las particulares caracteristicas de esta unidad eco1ógica.

**El Cuaternario de Pozuelos**

Igarzábal (1978) describe en Pozuelos depósitos sedimentarios del Pleistoceno inferior, medio y superior y también holocenos y actuales:

a) **Pleistoceno inferior** – Son extensos abanicos aluviales y pedimentos desarrollados al pie de las montañas periféricas, tienen escasa expresión morfológica y están considerablemente meteorizados. Forman los materiales más extendidos de la depresión. El abanico más importante fue formado por el río Guayatayoc y está compuesto por dos sets. En la base afloran 6 metros de un depósito granodecreciente de origen torrencial, desde bloques pequeños y rodados en la base hasta pelitas en el techo. Los bloques y rodados están compuestos principalmente por cuarcita y lutita. La matriz está formada por arena gruesa y escaso limo. Hacia arriba el sedimento pasa gradualmente a arena conglomerádica y finalmente a arena gruesa friable. Carece de estratificación, excepto en sectores aislados en los que posee estratificación entrecruzada. Ese depósito está fuertemente alterado; es de color amarillo intenso debido a la desferrización de minerales de las lutitas.

Sigue hacia arriba un estrato de limo color amarillo ocráceo que incluye escasas lentes de rodados alterados. Se le sobrepone un estrato de arenisca fina aglomerádica y finalmente un segundo estrato de limo similar al anterior. Correlaciona hacia la parte distal con depósitos lacustres que podemos correlacionar con la Formación Mataro del Altiplano boliviano. Dichos sedimentos lacustres están compuestos por arena cuarzosa moderadamente seleccionada con escasa proporción de minerales arcillosos. Tienen color amarillo ocráceo y contienen numerosos filamentos de algas. Tiene un alto contenido de carbonato de calcio, que en un nivel se transforma en verdadera costra calcárea.

En el sector sudoeste del bolsón se conservan dos niveles de pedimento, separados por un escalón de perfil cóncavo, separados por veinte metros de desnivel. La inclinación de dichas superficies es de 4 a 5 grados en los sectores de cabeceras. Están desarrollados en rocas terciarias. También se encuentran cenizas volcánicas de esta edad en algunos sectores aislados.

b) **Pleistoceno medio** – Durante el Pleistoceno medio ocurrió una pedimentación generalizada que se conserva en casi todo el perímetro de la depresión. Las rocas afectadas aparecen en superficie en las áreas superiores y quedan cubiertas por detritos continuos y relativamente potentes en los sectores distales, compuestos por grava y arena. Por esas características, Igarzábal califica al sistema como “glacis de pie de monte”.

Su superficie está recorrida por numerosos cauces efímeros de fondo chato. La pendiente inicial (junto a la montaña) es de 3 a 4 grados, disminuyendo hasta casi la horizontal hacia el centro de la depresión.
El pedimento finaliza en una línea de ribera lacustre bien entallada, a unos tres kilómetros del frente de la montaña. Constituye la máxima expansión lacustre. Los sedimentos lacustres cubren los sectores distales del pedimento y de los abanicos de pie de monte; dichos abanicos acortan considerablemente su extensión y disminuyen sus pendientes. Se depositan sedimentos lacustres finos con estratificación horizontal, fuertemente impregnados de sales, intercalados con capas de arena. Suponemos que se trata de la fase lacustre Ballivián/Ulloma del Altiplano boliviano.

c) **Pleistoceno superior** – Está caracterizado por formas y productos periglaciales, tales como mantos de turba con evidencias de crioturbación. También aparecen suelos poligonales con grietas rellenadas por los materiales desagregados de la superficie. En algunos sectores aparecen estructuras formadas por cuñas de hielo y en otros lóbulos de solifluxión de la misma edad. Al pie de la sierra de la Rinconada existen posibles glaciares de roca de pequeño tamaño.
En la carta geomorfológica de la publicación citada aparecen dos niveles de terraza lacustre que se pueden correlacionar con los niveles lacustres Minchín (27.000 años AP o menos) y Tauca (11.500 años AP)(Argollo e Iriondo, 2008). En su última publicación (1999) Igarzábal menciona una edad C14 de 27.000+-240 años para las calizas estromatolíticas ubicadas en la parte superior del depósito lacustre.

d) **Holoceno** – Está caracterizado por la sedimentación de gravas aluviales y arenas eólicas y por la retracción del nivel de la laguna. Las arenas eólicas formaron campos de dunas a lo largo de las riberas lacustres.

e) **Dinámica actual** – La dinámica actual de esta cuenca endorreica está caracterizada por un corto período de lluvia con escurrimiento intermitente en cauces efímeros y formación de pantanos en las partes bajas alrededor de la laguna. Durante la larga estación seca el nivel de la laguna disminuye paulatinamente y descubre una amplia faja de su lecho. La halita y otras sales cristalizan en el barro, originando ondulaciones en la superficie y formando grandes grietas de desecación en la superficie. El subsuelo cercano permanece saturado por una densa salmuera. Los sedimentos pelíticos tienen gran plasticidad. El “efecto salina”, que disgrega el sedimento seco por cristalización de la halita, produce polvo suelto en superficie. Dicho polvo es deflacionado por el viento, transformando las porciones secas del lecho lacustre en áreas de deflación y fuente de sedimentos eólicos. Se producen torbellinos que elevan el polvo hasta cientos de metros de altura en la atmósfera y lo transportan después lateralmente hacia el este.

El hielo es un agente morfogenético activo durante el invierno. A lo largo de las márgenes de la laguna y en otras depresiones con algo de humedad son frecuentes los

“pipcrakes”, originando microrrelieves de suelos repujados y rodados levantados. Las rocas ígneas sufren desagegación granular y descamación por el efecto congelación/descongelación.

**El Salar de Hombre Muerto**

El Salar de Hombre Muerto constituye un sistema típico del extremo sur de la Puna, caracterizado por cotas 500 metros más altas que las del norte jujeño y precipitaciones actuales inferiores a 100 milímetros anuales (la mitad que en Pozuelos). Las condiciones climáticas son tan severas que prácticamente impiden la ocupación humana del área. Un importante estudio realizado en esa área, basado en análisis multiproxi de una perforación de 40 metros de profundidad (Lowenstein et al., 1991) ha producido importantes resultados.

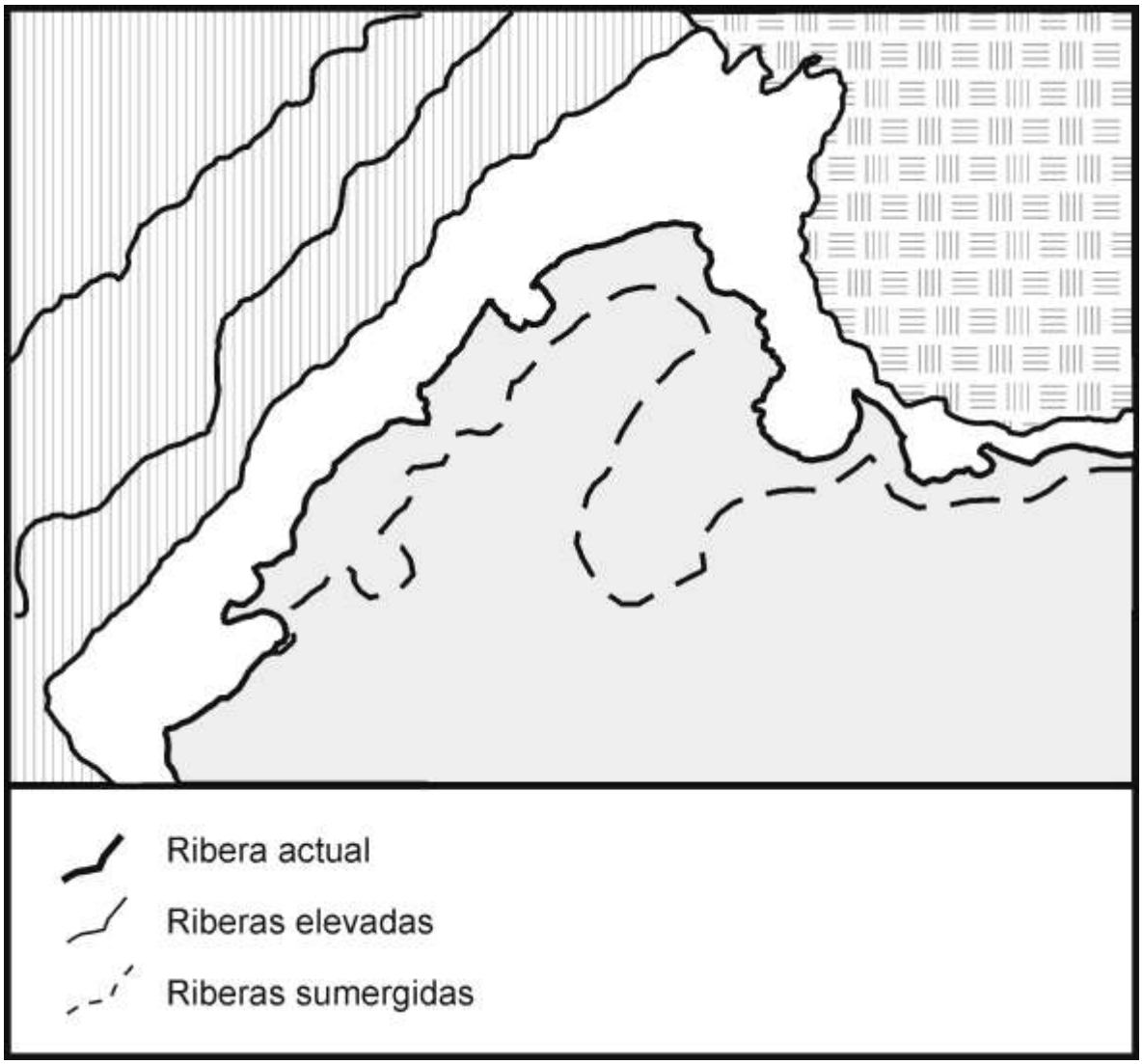



Fig. 4 – Riberas antiguas en el Salar de Hombre Muerto

Este salar está ubicado a 4100 metros de altitud a 25* 20’ Sur y 67* Oeste; es uno de los más extensos de la Puna (600 Km2). Está formado por dos cuerpos parcialmente conectados; el que se extiende al oeste tiene un espesor de varios cientos de metros de halita estratificada; su superficie está compuesta por halita pura. El cuerpo oriental tiene solamente algunas decenas de metros de espesor, y sus evaporitas incluyen proporciones importantes de yeso y boratos además de halita. Aparecen también barros siliciclásticos intercalados en el perfil. La cuenca está formada por rocas volcánicas neógenas, entre las que puede citarse la ignimbrita dacítica del cerro Galán, de edad pleistocena inferior (2,03+-0.7 Ma.).

**Ambientes superficiales actuales del salar** – El salar está compuesto por tres ambientes superficiales principales: el delta del río Los Patos, el aglomerado salino compacto y la costra de halita (Lowenstein et al. op.cit.).

El río Los Patos tiene una cuenca de unos 2000 Km2, de los cuales aproximadamente 300 Km2 están por encima de los 5000 metros de altura. Su cauce es permanente y ha desarrollado un delta al entrar en el salar; los sedimentos e incluyen arena y barro siliciclásticos, delgadas costras de carbonato, lentes conglomerádicas de clastos carbonáticos, nódulos de borato y cristales de yeso.

La costra de halita forma la superficie general del salar y está compuesta por cristales cúbicos milimétricos formados por la evaporación subsuperficial de la salmuera. Tiene una superficie rugosa e irregular, con el nivel freático a aproximadamente 1 metro de profundidad.

Los aglomerados salinos ("saline pans") aparecen fuera del delta y están compuestos principalmente por halita. Durante las inundaciones anuales, la costra superficial es parcialmente disuelta y las capas subsuperficiales de halita también son modificadas por disolución parcial. La posterior recristalización resulta en capas de halita dominadas por cavidades de solución y cementadas por halita más joven y pura, conservando solo sectores parciales de la estructura original.

**Perfil de investigación** – Un pozo de investigación de 40 metros de profundidad realizado por Lowenstein y colaboradores fue analizado por varios métodos de laboratorio e interpretado en base a un análisis de facies sedimentarias que permite separar dos ambientes contrastados: 1) Evaporitas lacustres con características sedimentarias primarias superficiales bien preservadas significan períodos relativamente húmedos. 2) Evaporitas lacustres con epigénesis bien desarrollada, particularmente disolución y recristalización, significan períodos muy secos, similares al actual.

**Paleoambientes en los últimos 90.000 años** – Utilizando métodos de datación absoluta Uranio/Torio y Uranio/Uranio, los autores determinaron seis períodos relativamente húmedos, con lagos permanentes, en los últimos noventa mil años: 82-75 ka, 64 ka, 57-55 ka, 49 ka, 49-38 ka y 24-20 ka. De acuerdo a los espesores de los sedimentos y el grado de preservación de las estructuras superficiales, se deduce que los lagos fueron más estables durante las fases más antiguas. De manera que los períodos "húmedos" pertenecen a los estadios isotópicos 5a y 3 (clima tipo P, o sea pampeano), con una excepción menor en la última fase, que corresponde al Último Máximo Glacial. Las fases lacustres fueron disminuyendo paulatinamente en importancia, o sea que hubo una tendencia general al desecamiento a lo largo del Cuaternario superior. No se detectaron líneas de paleoribera en este sistema.

REFERENCIAS

Argollo, J. e Iriondo, M. 2008 – El Cuaternario de Bolivia y regiones vecinas. Ed. Museo Ameghino, 378 pág. Santa Fe.

Igarzábal, A. 1978 – La laguna de Pozuelos y su ambiente salino. Acta Geológica Lilloana,15(1):79-104.

Igarzábal, A. 1991 – Morfología de las provincias de Salta y Jujuy. Revista del Instituto de Geología y Minería. Univ. Nac. Jujuy,8:97-122.

Igarzábal, A. 1999 – Cuaternario de la Puna. En: Geología Argentina (R. Caminos, ed.) Cap. 23:683-687.

Lowenstein, T., Jordan, T., Godfrey, L., Li, J., Luo, S., Ku, T. y Alonso, R. 1991 – 80ka paleoclimate record from the arid Andes, Salar de Hombre Muerto, Argentina. Palaeo3.

LISTA DE FORMACIONES CUATERNARIAS DE LA PUNA

- Aguas Calientes
- Beltrán
- Bitiche
- Cerro Cajero
- Huachichocana
- Incahuasi
- Laguna Blanca
- Laguna de los Patos
- Laguna Helada
- Laguna Indio Muerto
- Las Cumbres
- Lipiyoc
- Negro Caranchi
- Acanco
- Rumibola
- Tambería
- Toconquis
- Uquía
- Vicuñahuasi
- Zapaleri
- Blanca Lila

(21 formaciones)

## XV - EL TEMA UQUIA-PISO UQUIENSE

La localidad de Uquía, ubicada en la Puna al norte de Humahuaca, ha dado origen a uno de los debates más confusos del Cuaternario argentino, debido en buena parte a la mala costumbre de los especialistas de no visitar los sitios de estudio. Aquí se hace una breve reseña del tema, tratado más ampliamente por Ramonell y Solís (1993):

En 1912 de Carles publicó sus hallazgos de fósiles de vertebrados encontrados en Uquía, que fueron posteriormente ubicados por Carlos Ameghino en el "hiato Post-Chapadmalense", o sea en su posición paleontológica correcta dentro del esquema de las Edades Mamífero.

De Carles, junto con Castellanos, realizó una o dos expediciones posteriores en la década de 1920 a la zona y el caso quedó sin avances hasta 1950. En ese año, Castellanos publicó una extensa memoria en la revista de su universidad, en Rosario, creando el "Piso Uquiense" y dando sus características geológicas y las de la fauna fósil incluída en sus sedimentos. Es necesario aclarar que Castellanos no era geólogo, ni tampoco tenía formación académica como paleontólogo o biólogo; su carrera comenzó como auxiliar en la Academia de Ciencias de Córdoba en la época en que estudiaba Medicina, carrera que finalmente no completó.

Para colmo, Castellanos afirma en ese trabajo que él había usado el término "Piso Uquiense" en un trabajo en coautoría con de Carles en 1923, trabajo que nunca se publicó. Además, la publicación contiene imprecisiones y ambigüedades diversas, originadas según el autor en la pérdida de algunos de los apuntes de campo tomados 27 años antes. Mientras tanto, el término "Uquiense", "Uqueano", "Uquiano" y variedades ya se utilizaba entre los especialistas para denominar a la fauna existente entre el Chapadmalense y el Ensenadense.

En 1965, Pascual et al. fundaron la "Edad Mamífero Uquiense", colocándola entre la Monte-hermosense (Plioceno) y la Ensenadense (Pleistoceno) y ubicándola con muchas dudas y sospechas dentro del Cuaternario. Posteriormente, Marshall y coautores (1982) designaron a un paraje cercano a Uquía como la localidad tipo de la Formación Uquía y de la Edad Mamífero Uquiense. Eso no puede aceptarse porque entre la sección inferior y la superior del perfil existe una discordancia angular.

Castellanos encontró en el área de Uquía, además de una rica fauna de mamíferos fósiles, una geología sumamente complicada. Escribe: "Los componentes principales de los sedimentos de la región de Uquía son de origen fluvial, constituídos por arenas, areniscas y conglomerados, alternando con limos amarillo-oscuros, rojizos y arcilla rojiza. A estos

depósitos se les intercalan materiales piroclásticos formando tobas, limos tobáceos y capas de ceniza...". En resumen, no falta nada. Más adelante sostiene: "Los sedimentos que constituyen nuestro piso Uquiense se destacan aflorando (al norte) de Huacalera y del lado E, presentándose en forma de depósitos de arcilla verde. Un poco más al norte de los mencionados afloramientos, se observan al W otras ocurrencias mayores por su potencia, extensión y número de estratos en la Quebrada de Yacoraite y continúan en Chucalesna, Esquina Blanca y Uquía hasta San Roque. Otros afloramientos se presentan en Humahuaca e Iturbe (Negra Muerta)".

Castellanos describe varios afloramientos en diferentes localidades de esa área y después los agrupa en un único perfil ideal sin especificar concretamente sus criterios: "A fin de establecer una relación de las capas de los sedimentos de Uquía, los he agrupado de acuerdo a ciertas características petrográficas (?), vinculadas también con la inclinación que ellos presentan. Esta división comprende tres secciones" Y las describe, aunque ignorando en algunos casos el grado de buzamiento, que utiliza como factor determinante en otros. Menciona restos fósiles en solo tres perfiles.

En 1993 el Comité Argentino de Investigación del Cuaternario (CADINQUA) realizó su VI Reunión de Campo del Cuaternario en la provincia de Jujuy, dedicando la parte fundamental de la misma al área de Uquía y sus sedimentos. La guía de campo (Iriondo, ed. 1993) contiene una sección de 12 páginas elaboradas por Ramonell y Solís, dedicadas al tema Uquía/Uquiense. Sus descripciones, consideraciones y recomendaciones fueron discutidas y aceptadas por los participantes de la reunión: los "estratos de Uquía" deben dividirse en dos secciones (y no en tres) y no son recomendables para figurar como referencia básica en documentos estratigráficos. Entre la primera y la segunda sección existe una discordancia angular, algo formalmente prohibido para cualquier formación geológica del Cenozoico Superior.

Se debe aclarar también que disciplinas accesorias de la Geología (Paleomagnetismo y dataciones absolutas) indican edad pliocena para estos estratos, confirmando las hesitaciones de Pascual y colaboradores. De todas maneras, se incluye este tema en este volumen porque la cuestión surge reiteradamente y para ejemplificar una vez más que tratar de estudiar el Cuaternario ignorando la Geología es un desatino.

# VIII - LOS ANDES CENTRALES

Los Andes Centrales comprenden en este volumen a los cordones montañosos de la Cordillera Principal, de la Cordillera Frontal y de la Precordillera, que se extiende en el oeste de Mendoza, San Juan, La Rioja y Catamarca. Se trata de regiones de alta montaña en general, sometidas a climas severos (fríos y secos a subhúmedos) a lo largo de todo el Cuaternario. El proceso dominante es la meteorización física y remoción en masa en todas sus variedades. Esto produce enormes volúmenes de escombros de talud con características petrográficas,

granulométricas y de acumulación que dependen de la litología de la roca afectada, su posición y fracturamiento tectónico, además de la topografía local. En general, estos procesos no han sido utilizados para reconstruir la historia cuaternaria de la región.

Fig. 1 – Mapa de los Andes Centrales

Las investigaciones cuaternarias tratadas aquí se agrupan en tres campos principales: procesos periglaciales, episodios glaciales y geología de piedemonte (con obvias superposiciones parciales entre los tres). La enorme mayoría de los trabajos de investigación han sido realizados en Mendoza, aunque las publicaciones aisladas de diversos colegas sobre áreas de las restantes provincias (en general descripciones geológicas regionales) son coherentes con aquellas y permiten extrapolar el esquema cuaternario a todo el sistema de los Andes Centrales.

## PROCESOS PERIGLACIALES

Se producen actualmente por encima de los 3200 metros de altitud. En una época fría del Pleistoceno bajaron hasta por lo menos 1100 metros sobre el nivel del mar. Ahumada (1990) describe dos zonas actuales: la inferior entre 3200 y 3500 m.s.n.m. y la superior por encima de 3500 metros.

La Zona Inferior está caracterizada por asociaciones de formas periglaciales con vegetación, los procesos son suaves y discontinuos; la temperatura media anual oscila entre -1 y 3 grados centígrados. Se forman allí agujas de hielo en las pendientes suaves, que producen suelos estriados, esponjosos, en líneas discontinuas. También ocurre soligeliflucción en guirnaldas; debido a este proceso, la escasa vegetación se ordena en círculos y guirnaldas con su parte cóncava en dirección a la pendiente. El regolito estratificado en pendiente es típico de esta zona; se producen por efecto de la fusión nival.

En la Zona Superior ocurren criofragmentación generalizada, formación de suelos estructurados de diverso tipo, glaciares de escombros, geliflucción y taludes detríticos. La temperatura media anual oscila entre -1 y -4 grados centígrados. Los suelos estructurados tienen patrones morfológicos variados, carecen de vegetación y sufren procesos de criofragmentación intensa. La geliflucción se desarrolla con profusión en lenguas de bloques o lóbulos de bloques de 1 a 2 m de largo en pendientes de 8 a 15 grados; es un proceso que necesita nivación abundante.

Los “taludes almohadillados” se forman cerca del fondo de los valles en pendientes entre 5 y 12 grados mediante procesos combinados de criogénesis y aluviales. En esta zona se forman también “glaciares de escombros” definidos por un borde frontal abrupto y transporte de material pendiente abajo. Pueden ser la “fábrica” principal del limo que actualmente constituye el loess pampeano.

**Glaciares de roca**

Corte et al. (1994) describen la existencia de glaciares de roca en los Andes mendocinos, en la Cordillera Central entre las latitudes de 28 y 33 grados. Estos sistemas son característicos de montañas frías y extremadamente secas, por lo que resultan excelentes indicadores climáticos. Resulta particularmente interesante un glaciar de roca ubicado en la Precordillera a 33 grados de latitud. Se ha desarrollado excavando las areniscas rojas de la Formación Las Cabras (de edad triásica) donde formó un circo donde se desprendieron bloques de hasta 10 metros. El circo contiene 9 o 10 canaletas aserradas similares a las vinculadas con las avalanchas de nieve. El glaciar forma una lengua bien definida, con líneas elevadas de fragmentos gruesos; los bloques son angulares y subangulares. Algunos de éstos están estriados. Los ejes mayores apuntan pendiente abajo, lo que indica una dinámica de gelifluxión en ambiente criogénico. La parte inferior de los clastos está cubierta por una película de carbonato.

La granulometría del depósito está formada por bloques con abundante arena y limo, con muy escasa arcilla. Dicho material es acarreado fácilmente por las corrientes aluviales pendiente abajo, lo que sugiere a los autores que estos fenómenos criogénicos pueden ser un componente clave en la génesis del loess pampeano. Las descripciones de campo de este caso indican que los sedimentos más finos provienen de la zona más alejada y alta del sistema, o sea que la molienda ocurrió en el propio glaciar de roca.

La reconstrucción paleoambiental indica que el límite del permafrost (actualmente a 3200 metros de altitud en esa región) bajó hasta 1100 metro sobre el nivel del mar, o sea unos mil metros. Este valor significa una caída de casi 15 grados centígrados en la temperatura media anual (otros indicadores arrojan cifras similares). Con referencia a las precipitaciones, el valor actual “equivalente” (nieve transformada en lluvia) es de 600 milímetros/año; en la época de actividad del glaciar fue de 300 mm/a, o sea la mitad.

Con respecto a la edad de este sistema, los autores deducen cuatro períodos de actividad geocriogénica en este sistema. La primera de éstas ocurrió alrededor de 1,2 millones de años AP. Las demás están referidas a una no muy segura datación de 450.000 años en una ceniza volcánica intercalada. En este volumen seguiremos el criterio de correlación geológica y proponemos:

- Episodio 1 correlaciona con la Glaciación Uspallata. (Gran Glaciación Sudamericana)
- Episodio 2 correlaciona con la Glaciación Punta de Vacas. (Pleistoceno medio)
- Episodio 3 correlaciona con la Glaciación Penitentes (Estadio Isotópico 4)

- Episodio 4 correlaciona con la Glaciación Horcones (Último Máximo Glacial)

LAS GLACIACIONES EN LA CORDILLERA MENDOCINA

La Cordillera de los Andes presenta su mayor altura en la zona estudiada en este capítulo (Se la denomina Andes Centrales en la literatura geográfica argentina), que culmina en el cerro Aconcagua, con 6959 metros sobre el nivel del mar y tiene una amplia superficie por encima de los cinco mil metros de altura. Esa altura bloquea en gran medida la llegada de humedad atmosférica desde el océano Pacífico, resultando en un clima permanentemente seco. Las temperaturas fueron (y son) muy bajas, ocurriendo fenómenos nivales generalizados a lo largo de todo el Cuaternario, con producción masiva de clastos de todo tamaño debido a meteorización física. En consecuencia, el proceso dominante de denudación en ese ambiente de alta montaña es el de movimientos de masa en todas sus variedades: derrumbes, reptación, avalanchas, etc.

Durante el Cuaternario ocurrieron varios episodios glaciales, con desarrollo de glaciares de valle; la extensión de los mismos fue modesta, sin alcanzar en ningún caso el pie de monte, debido a la escasa cantidad de precipitaciones. Un estudio completo de las glaciaciones en el valle del río Mendoza, publicado por Espizúa (1993), sirve de base general de correlación para las glaciaciones de los Andes Centrales. Dicho estudio comprende una integración de "criterios de edad relativa", estratigrafía, morfología y cronología absoluta de los acarreos ("drifts"). Entre los criterios de edad relativa aplicados aquí se citan: a) Meteorización de las rocas; se midió el grado de meteorización de los bloques de dacita (porcentaje de bloques meteorizados, exfoliación, desintegración, ruptura, oxidación y redondez. b) Barnices; cuatro categorías, desde "no-barnizada" hasta "totalmente barnizada". c) Desarrollo de suelo; grado de procesos pedológicos en la superficie de las morenas. d) Ángulos distales de las morenas.

La integración de los métodos estratigráficos y geomorfológicos (con el añadido posterior de dataciones absolutas) resultó en la identificación de seis formaciones geológicas de edad decreciente: Uspallata, Punta de Vacas, Penitentes, Horcones, Almacenes y Confluencia. El grado de meteorización muestra cambios sistemáticos a lo largo del tiempo, y son consistentes con otros datos indicativos de edad relativa y permite la separación de todas las unidades, excepto Horcones de Almacenes, que se presentan similares según este indicador.

El contraste en el desarrollo de barnices en las morenas de diferentes edades es muy claro y resulta cualitativamente útil para distinguir entre los diferentes depósitos. Los valores medidos muestran una progresión sistemática en el grado de desarrollo con el incremento relativo de edad de la morena (o de la terraza) medida, excepto también para los casos de Horcones y Almacenes en que los valores son similares.

Los suelos no están bien desarrollados, debido sin duda a las bajas temperaturas; oscilan entre pobremente y moderadamente desarrollados. La humedad disponible para pedogénesis se limita a la nieve derretida que infiltra, y aun ésta es deflacionada en gran parte por el viento, lo

que reduce aun más el volumen disponible. El suelo está formado por perfiles A/B/C y A/C, con pedones que contienen cutanes de arcilla en Punta de Vacas y Penitentes; las morenas más jóvenes tienen suelos A/C. El horizonte B está débilmente desarrollado en algunos perfiles de la terraza periglacial de deshielo formada aguas abajo de la morena de Horcones. Parámetros tales como materia orgánica, contenido de arcilla, pH y color no presentan diferencias en los distintos suelos; por el contrario, el contenido de carbonato permite distinguir entre Punta de Vacas/Penitentes y Horcones/Almacenes. Las formaciones más antiguas contienen alrededor de 9 % de carbonato, mientras que las más jóvenes incluyen entre 2 y 3 %. Otro parámetro, los ángulos distales de las morenas, permite distinguir las pre-Horcones de las otras más jóvenes.

**Acarreo Uspallata** – Es el más antiguo preservado en el valle del río Mendoza. Fue generado por un sistema de glaciares de valle que fluyeron a lo largo de 110 kilómetros desde la divisoria andina y 80 kilómetros desde el Aconcagua. Está muy erodado y aparece solamente en restos aislados. En el valle de Uspallata esta unidad aflora a lo largo de 600 metros, cubriendo en discordancia rocas terciarias. Está compuesta por crestas subparalelas y baja hasta los 1850 metros de altitud. Su perfil tipo está ubicado en el Km 1191 de la Ruta 7, al oeste de Polvaredas. El depósito meteorizado tiene unos 30 metros de espesor, es compacto, masivo, de color marrón rojizo pálido (5YR 5/4) y calcáreo. Incluye rodados subangulares a subredondeados junto con bloques de hasta 1,5 metros de diámetro. Los clastos son en su mayoría de origen volcánico (andesita, dacita, brechas) y algunas areniscas y calizas. Una importante proporción de esos clastos están casi desintegrados in situ; muchos están oxidados hasta el núcleo. Hay escasos bloques pulidos y estriados y escasos lentes de arena.

La litología de bloques y rodados indica que provienen de formaciones aflorantes a lo largo del río Mendoza e incluye rocas que se encuentran solamente al oeste de Puente del Inca. Los clastos superficiales exhiben un intenso desarrollo de barniz. Los clastos meteorizados de rocas ígneas intrusivas se encuentran exfoliados y desintegrados. Los clastos de caliza han sufrido intensos procesos de disolución. Este complejo de meteorización contrasta fuertemente con el grado de preservación del siguiente pulso glacial, lo que implica un largo intervalo de tiempo entre ambos. También indica que por lo menos una parte de ese intervalo fue mucho más cálido y húmedo que el clima actual.

La terraza de deshielo de Uspallata se ha preservado en forma de remanentes a ambos lados del valle del Mendoza. Uno de los remanentes mayores se encuentra a 1 kilómetro al este de la morena terminal, mide unos 300 metros de ancho y se prolonga por 2,5 kilómetros. Está ubicada a 54 metros por encima del nivel del cauce y 29 metros por encima de la terraza Punta Vacas.

Se ha datado por el método de trazas de fisión un manto de tefra de color blanco que cubre amplias áreas de la región montañosa y del pie de monte y que probablemente fue originada en el cerro Tupungato. Dicha tefra tiene una edad de 360.000 +- 36.000 años antes del presente y cubre a Uspallata. De manera que Fm Uspallata es más antigua que esa edad. En base al Principio Universal de Simplicidad, correlacionamos a este depósito glacial con la Gran

Glaciación Sudamericana, ocurrida en el Estadio Isotópico 30, alrededor de 1 millón de años antes del presente.

Acarreo Punta de Vacas – Tiene una morfología bastante disipada y se encuentra parcialmente sepultado por conos aluviales. Su distribución indica que fue depositado por un glaciar que fluyó en los valles de Las Cuevas y Los Horcones a lo largo de 58 y 39 kilómetros respectivamente, terminando a 2350 metros de altitud. Sus morenas laterales están bien preservadas a lo largo de ambos lados del valle de Las Cuevas. El perfil tipo de este acarreo está ubicado en el lado norte del valle, junto a la Ruta 7, cerca de de 1 Km al sudoeste de la localidad de Punta de Vacas. En ese lugar, el till meteorizado es marrón rojizo (5YR 5/3), masivo y semi-compacto a suelto (aunque en general más compacto que los acarreos más jóvenes). Los clastos varían en tamaño de canto rodado a bloques pequeños y son subredondeados a subangulares, lo que indica un transporte fluvial previo al hielo. Predominan los clastos de andesita, dacita y arenisca, con escasas calizas. Las rocas volcánicas de grano fino están poco meteorizadas, mientras que las de grano grueso se encuentran más meteorizadas. Algunos clastos están completamente oxidados y se desintegran al extraerlos de la matriz con la mano.

El porcentaje de bloques de dacita meteorizados y la intensidad del desarrollo de barniz sobre los clastos tienen valores intermedios entre los medidos en los acarreos Uspallata y Penitentes. Los bloques de composición volcánica son comunes pulidos y estriados son comunes. La morena Punta de Vacas tiene una pendiente distal promedio de 10 grados. Los perfiles de suelos desarrollados en su superficie tienen un horizonte B2t de color marrón rojizo (2.5YR 3/4). Los clastos tienen una cubierta continua decarbonato, los filamentos carbonáticos son comunes y hay algunos nódulos y venillas de este mineral. Hay un estrecho espesor superficial en que el carbonato ha sido lixiviado; la base del carbonato es ondulosa, lo que indica que la precipitación ocurrió en un nivel freático. Cabe mencionar que el rango de movilización dominante del carbonato oscila entre los 350 y 500 milímetros de precipitación anual. Este fenómeno fue naturalmente posterior a la sedimentación glacial del acarreo Punta de Vacas.

Unos 400 metros aguas abajo de Puente del Inca este acarreo aflora debajo del Acarreo Penitentes a ambos lados del río de Las Cuevas. En ese lugar Punta de Vacas tiene un espesor de 35 metros y tiene color marrón rojizo (5YR) con manchas blanquecinas de carbonato. Penitentes tiene 25 metros de espesor y es más rojizo (2.5YR).

Los depósitos de deshielo de Punta de Vacas forman remanentes aislados de terraza en el valle del río Mendoza, aunque éstos están pobremente preservados y cubiertos por aluvio. El remanente de mayor tamaño está ubicado en la margen sur del río Mendoza en la confluencia con el río Colorado. Allí la teraza Punta de Vacas tiene un gradiente promedio de 16 m/km y se ubica unos 70 metros sobre el nivel del cauce actual. Los rodados de la terraza tienen la misma composición petrográfica que los de las morenas y tienen barnices bien desarrollados. La edad de esta glaciación es inferior a la tefra mencionada en el punto anterior (360 ka AP). El grado de meteorización física y química que ha sufrido esta masa sedimentaria indica que es probablemente más antigua que el Último Interglacial (EI5), o sea mayor a 140 ka AP.

Acarreo Penitentes – Se extiende desde Confluencia (3455 m) hasta 5 kilómetros al este de la villa Los Penitentes. Está representado principalmente por morenas laterales; su morena terminal forma una zona de relieve de túmulos y perfiles terminales con ángulos de unos 10 grados. La distribución de sus depósitos indica que el glaciar fluyó desde los valles de Las Cuevas y Los Horcones, bajando hasta los 2500 metros sobre el nivel del mar, o sea 4,6 kilómetros más alto que Punta de Vacas.

El perfil tipo de esta formación está ubicado unos 3 kilómetros al este de la villa Los Penitentes, en la margen norte del río de Las Cuevas, cerca de la vía del ferrocarril. El till meteorizado es de color marrón rojizo (2.5YR 4/4), masivo, semicompacto a suelto, calcáreo, e incluye bloques de hasta 50 cm de diámetro. Los clastos subsuperficiales predominantes son dacitas, andesitas y brechas, aunque incluyen algunas areniscas y calizas. Las rocas volcánicas de grano medio y las areniscas se encuentran alteradas hasta el núcleo; algunas de ellas están oxidadas completamente y pueden romperse con el martillo o las manos, aunque son menos comunes que en Uspallata o Punta de Vacas. Las rocas volcánicas de grano fino están menos meteorizadas que en los acarreos más antiguos. Los clastos son subangulares a subredondeados.

Los bloques de dacita en las crestas de las morenas están menos meteorizados y el barniz está menos desarrollado que en Punta de Vacas. Se ha formado un suelo con un horizonte B2t marrón rojizo (2.5YR-5YR); el croma es generalmente 4, aunque varía de 3 a 6. Los clastos del till están cubiertos completamente por carbonato, los de deshielo en forma discontinua. Los depósitos fluvioglaciales de deshielo forman una superficie anastomosada de 5 kilómetros de longitud y 600 metros de ancho.

Un depósito de travertino que cubre a este acarreo ha sido datado en edades entre 24.200 y 38.300 años AP por diferentes métodos, lo que indica una edad mayor para Penitentes. Considerando el escenario general presentado por Clapperton para las glaciaciones sudamericanas, asumimos que la edad más probable de este depósito corresponde al Estadio Isotópico 4.

**Acarreo Horcones** – Este depósito se extiende desde 2 kilómetros al norte de Confluencia hasta su morena terminal, ubicada a 2750 metros de altitud, cerca de Puente del Inca. La distribución de este acarreo indica que un glaciar independiente que ocupaba los vales superior e inferior del río Los Horcones se extendió a lo largo de 22 kilómetros desde el circo ubicado en el cerro Aconcagua. Durante este avance recibía aportes de glaciares tributarios desde los valles afluentes. En Confluencia, Horcones tiene 15 metros de espesor, cubre el acarreo Penitentes y está debajo del acarreo Almacenes. Hacia abajo, ha formado un gran complejo morénico de ablación cerca del arroyo El Durazno, con un ángulo de 21 grados de pendiente distal.

El color de este depósito es marrón grisáceo (10YR a 5YR); los clastos incluyen andesita, brecha, dacita, arenisca, caliza y raramente yeso. El grado de desarrollo del barniz es considerablemente menor que en Penitentes. Se nota un desarrollo incipiente de suelo, sin el horizonte B que caracteriza a los acarreos más antiguos (aunque este horizonte se ha desarrollado débilmente en el depósito de deshielo).

El perfil tipo del acarreo Horcones aflora en un afloramiento de la Ruta Nacional 7, 25 kilómetros al este del acceso al valle Horcones. En esa localidad, el till está ligeramente meteorizado, es suelto a semicompacto, calcáreo y de color gris rosado (7.5YR 5/2). Los clastos alcanzan hasta 70 centímetros de diámetro, son angulares a subangulares y están poco meteorizados. La morena terminal formó un lago de 3 kilómetros de largo, donde se depositaron limos y arcillas rítmicamente laminados.

Se conserva una terraza de deshielo bien desarrollada aguas debajo de la morena terminal, parcialmente cubierta por conos aluviales posteriores y por una capa de travertino color blanco amarillento. Su superficie forma una terraza de 10 a 20 metros de altura sobre los ríos Mendoza y Las Cuevas. El travertino ha sido datado en 9700+-5000 años AP, lo que marca la edad mínima de la terraza. La edad más probable del acarreo Los Horcones es, entonces, Último Máximo Glacial.

**Acarreo Almacenes** – Se trata de un acarreo de un complejo morénico de ablación que se extiende a lo largo de 2 kilómetros en el valle inferior de Los Horcones y forma un lóbulo en el valle superior de ese río a una altitud de 3250 metros. Las pendientes distales del complejo tienen 23 grados. El perfil tipo está ubicado en la margen oriental del río Los Horcones inferior, unos 700 metros al norte de Confluencia. Está compuesto por 4,5 metros de till no meteorizado, suelto a semicompacto, que incluye clastos angulares a subangulares en una matriz semicalcárea de color gris rojiza (7.5YR 6/2). Los clastos son en general pequeños, de 2 a 5 cm de diámetro, aunque incluye bloques de hasta 2 metros de largo en el tope. Las principales litologías de los clastos mayores son dacita, andesita, brecha volcánica y arenisca.

Este till se distingue del material de Horcones solamente en base a sus relaciones estratigráficas y morfoestratigráficas, pues los parámetros de edad relativa son muy semejantes. Los depósitos de deshielo han sido erodados casi completamente. Un depósito lacustre de 2,40 m de espesor, formado por arena, limo y arcilla conteniendo pequeños fragmentos de madera se localiza debajo del acarreo Almacenes cerca de su perfil tipo. Dicho material ha arrojado edades C14 de 980+-200 y 1000+-35 años AP, por lo que estimamos que el sobreyacente Almacenes se formó durante la Pequeña Edad del Hielo.

**Acarreo Confluencia** – Está compuesto por morenas laterales bien preservadas que aparecen a lo largo del valle inferior del Horcones hasta Confluencia. La morena terminal grada en transición a terraza de deshielo. El till está fresco, no alterado, y tiene color marrón grisáceo (10YR); incluye bloques angulares y subangulares de dacita, brecha volcánica, andesita, caliza y arenisca. Tiene la misma edad que el acarreo Almacenes.

Depósitos glaciales en otras áreas – Marín y Nullo (1988) han reconocido depósitos glaciales en el área del río Las Taguas, formados por morenas importantes,y en los faldeos orientales de la cordillera de la Ortiga, en la Cordillera Principal de San Juan, a los 29 grados de latitud. En la Cordillera Frontal sanjuanina, los depósitos glaciales son frecuentes en los cordones más elevados (Olivares, Agua Negra, Colagüil y otros), ocupando las cabeceras y los tramos superiores de los

valles, en forma similar a Mendoza, con frecuentes cubiertas de escombros holocenos (Caminos, 1979).

PROCESOS CUATERNARIOS DE PIEDEMONTE

**Cordillera en Mendoza**

La Cordillera en la provincia de Mendoza ha estado sometida durante el Cuaternario a levantamientos asociados a erupciones volcánicas, lo que ha dado como resultado la formación de varios niveles de agradación en la faja de pie de monte. Según Polanski (1964), en el Plioceno se estableció una planicie de destrucción. Los subsiguientes movimientos neotectónicos son de arqueamientos anticlinales. La fase magmática relacionada con ellos está representada por basaltos olivínicos y algunas andesitas asociadas. Durante el Plioceno se desarrolla una Primera Asociación Volcánica en relación con los movimientos neotectónicos; ésta ocurre en el borde occidental de la montaña, en el área del volcán San José. Después sigue, durante el Pleistoceno medio, la elevación máxima de la Cordillera, mediante un mecanismo de pequeños ascensos y descensos con los que se relacionan efusiones andesítico-basálticas que integran asociaciones volcánicas meso y neopleistocenas. La roca más importante en esta fase es el basalto olivínico.

**La Formación Las Peñas Sur** - Está compuesta por rocas calcáreas de origen hidrotermal, es atribuida al Pleistoceno medio por Polanski. La zona de mayor desarrollo de estas calizas es el borde norte y el este del bloque elevado de Las Peñas. Hacia el sur coincide con una faja de reactivación de viejas fracturas durante el vulcanismo basáltico paleopleistoceno. Están compuestas por aragonita, travertino ferruginoso, tufa ferruginosa, caliza hidrotermal porosa y componentes menores, con espesores de hasta 23 metros.

Se depositó posteriormente un complejo piroclástico pumíceo y posteriormente (durante el Pleistoceno superior) la región es levemente englazada. La última glaciación está compuesta por dos avances del hielo, durante los cuales ninguna lengua glacial alcanzó la llanura pedemontana. Los sedimentos fluvioglaciales rellenan los valles de la falda oriental de la Cordillera Frontal, formando (junto con otros sedimentos fluviales) la llanura de acumulación adosada a la montaña. Los depósitos eólicos, loess y arena, se han depositado únicamente en la llanura mendocina.

El vulcanismo sigue activo a lo largo de todo el Cuaternario hasta el presente, habiendo ocurrido erupciones en años recientes en varios lugares. Polanski encontró grandes masas de material detrítico en la región del volcán San José; dicho material forma escombreras que cubren las morenas y terrazas fluvialeshan sufrido reptaje y soliflucción.

**Primer Nivel de Pie de Monte** – Polanski describe un “Primer Nivel de Pide de Monte” desarrollado durante el Pleistoceno inferior y medio. Se trata de la **Formación Los Mesones** y aparece en forma discontinua, que se conserva en pocos lugares. Está compuesta por depósitos psefíticos, grava gruesa, fanglomerados gruesos, arena, cantos rodados, sábulos y niveles areno-arcillosos que yacen actualmente entre 1540 y 1600 metros sobre el nivel del mar. En la parte

alta, cercana a la montaña, los espesores oscilan entre 50 y 80 metros, con variaciones laterales; prevalecen acumulaciones potentes de grava gruesa y fanglomerados gruesos, con algunos bloques de hasta más de 1 metro de diámetro e intercalaciones de arena. En algunos lugares los bloques incluidos en esta formación superan los 5 metros de diámetro. Han sido sedimentados por corrientes de barro y fenómenos asociados. Más hacia el este el espesor disminuye, no sobrepasando los 10 metros. El sedimento en esos sectores está compuesto por estratos de cantos rodados y niveles areno-arcillosos. Cubren varias formaciones paleozoicas de diverso tipo. Sus clastos están bien redondeados y provienen de granitos y rocas volcánicas antiguas.

**Segundo Nivel de Pie de Monte** – El Segundo Nivel de Pie de Monte está formado también por conglomerados. Se hallan encajonados en los depósitos del Primer Nivel. El Segundo Nivel aparece en partes como un pedimento exhumado, en partes como una terraza de erosión labrada en los fanglomerados del Primer Nivel. Esa terraza está compuesta por rodados en matriz arenosa, con 15 metros de potencia. Incluye en algunos casos grandes bloques de tonalita de hasta 4 metros cúbicos. Se denomina Formación La Invernada y pertenece al Pleistoceno medio o a la base del Pleistoceno superior.

Por encima de ese nivel se depositó la **Asociación Piroclástica Pumícea**, cubriendo grandes áreas de fondo de valle en las cuencas del Papagayos y del Yaucha. Se divide en dos miembros: el **Miembro Pumíceo Granular** y el **Miembro Tobas Aglutinadas** (Ignimbritas). El MPG comprende depósitos pumíceos sueltos, de granulometría parcialmente seleccionada y groseramente estratificada, acumulados sobre el relieve preexistente en forma de lluvia. Su composición mineralógica es homogénea en todo el complejo. Comienza con lapilli de pómez compuesto principalmente por vidrio volcánico ácido, muy vesicular. Es de color blanco y tiene alrededor de 2 metros de espesor. Sigue hacia arriba en leve discordancia arena de pómez, con la misma composición mineralógica que el granulado, pero con diferente granulometría; sus clastos están constituidos por vidrio esponjoso, cuya coloración permite discriminar dos bancos: el de abajo es rosado hasta rojo, debido a la alteración de biotita. Encima de este aparece un banco de color blanco. La potencia total es de 6 metros.

El Miembro de Tobas Aglutinadas o ignimbritas fue formado por depósitos de nubes ardientes durante erupciones de tipo peleano. Polanski diferenció tres tipos en esta formación: a) Tobas de aglutinación densa (vitrófiro, ignimbrita densa devitrificada e ignimbrita densa no devitrificada). b) Tobas de aglutinación parcial (roca gris plomiza, relativamente liviana, porosa que incluye fragmentos angulosos de rocas extrañas). c) Tobas de aglutinación incipiente o nula (forman paredes verticales con disyunción columnar).

Tercer Nivel de Pie de Monte – El Tercer Nivel de Pie de Monte está representado por la Formación Las Tunas, compuesta por fanglomerados que forman la gran bajada al graben de Tunuyán. La Formación Las Tunas correlaciona lateralmente con las morenas exteriores de la Alta Cordillera y posiblemente comprende la primera fase del último englazamiento (o sea el Estadio Isotópico 4, entre 80 y 65 ka AP). En el ambiente de valle aparece como terrazas encajonadas en los depósitos piroclásticos pumíceos.

La parte final del Pleistoceno está representada, según Polanski, por la **Asociación Volcánica Neopleistocena**, consistente en productos de vulcanismo basáltico y acumulación piroclástica (equivale al Basalto 4 de Groeber).

**Formación El Zampal** -Durante el Holoceno se depositó la formación El Zampal sobre las terrazas bajas del sistema fluvial. El sedimento típico de la misma es un loess compuesto por limo fino amarillento. Forma barrancas casi verticales… Está depositado sobre una capa de gyttia fechada en 9625+/-200 años AP y cubierto por otra capa de turba de 1400+/-130 años AP, o sea que fue depositado durante el Holoceno medio. También holocena es la Formación Agua de Loyola, compuesta por caliza hidrotermal vinculada con el rejuvenecimiento del vulcanismo basáltico neopleistoceno. Se trata de un fenómeno póstumo del apagamiento final de la acción volcánica basáltica y el hidrotermalismo de la región ubicada entre los ríos Diamante y Mendoza. Ha formado conos de 10 a 12 metros de altura, mantos superficiales y otras estructuras particulares.

**Cuarto Nivel de Pie de Monte** – Se formó durante el Holoceno. Está representado por la Formación Los Alamitos, compuesta por depósitos fluviales. Tiene una altura de 1,5 a 2,5 metros de elevación por sobre el nivel medio del agua de los ríos. Está compuesta dominantemente por rodados con matriz arenosa, capas delgadas de arena fluvial y de arcilla intercaladas, escasas lentes de ceniza volcánica y turba con restos de plantas acuáticas. Un fechado radiocarbónico de esta formación indica una edad de 1400 +/- 130 años.

Existen turbales a lo largo de los arroyos, con espesores que llegan a los 4 metros. La mayor parte de éstos son “turbales pantanosos vivos”, todavía en formación. Solamente algunos de ellos se definen como “turbales estables” ya cubiertos de suelo.

En el sur de Mendoza, en el área de La Matancilla, González Díaz concluye que la geología del Cuaternario se caracteriza por reiterados pulsos de actividad volcánica relacionados con procesos pirogenéticos. Así, en el Pleistoceno sensu-lato se produjeron las erupciones basálticas que integran la unidad que este autor denomina “Basaltos Pleistocenos”. Ese cuadro reiterativo de la acción volcánica es el aspecto más saliente de esa área durante el Holoceno. En esa zona, en el límite Pleistoceno-Holoceno se ubican las ignimbritas de la **Formación El Portezuelo**, y ya claramente en el Holoceno se ubica el primer básalo post-glacial (Formación El Puente), que precedió a las últimas lavas basálticas de las formaciones **Tromen** y **Cerro Carbonilla** respectivamente. La agradación más joven está caracterizada por acumulaciones fluviales y eólicas no diferenciadas, juntamente con las que resultan de remociones en masa.

La región de Payún Matrú, también al sur de Mendoza (departamento Malargüe) también está caracterizada por un dominio, prácticamente exclusivo, de rocas basálticas en la columna cuaternaria. El Pleistoceno está representado por la **Formación Payún Matrú**, de edad Pleistoceno inferior, compuesta casi exclusivamente por emisiones lávicas de composición traquítica a andesítica y traqueandesítica (González Díaz, 1972). Encima de esta unidad geológica se depositó la **Formación Morado Alto**, de edad neopleistocena, formada por conos piroclásticos y escorias

volcánicas. La **Formación El Portezuelo**, ubicada estratigráficamente sobre aquella, está constituida mayoritariamente por ignimbritas, algunas de las cuales han descendido por las laderas del volcán Payún Matrú (como flujo de material piroclástico), exhibiendo ahora un variado grado de aglutinación; también forman parte de esta formación lapillis, tobas brechosas y otras rocas piroclástico.

El Holoceno también está representado en esa región por varias unidades volcánicas, entre las cuales se pueden citar los conos piroclásticos de la **Formación El Mollar** (Holoceno inferior), lavas pumíceas, brechas pumíceas, escoriales traquíticos de la **Formación La Planchada** (Holoceno medio), conos piroclásticos de la **Formación Jagüel El Zorro** y conos piroclásticos de la Formación Cerro Carbonilla.

CORRELACIÓN CON OTRAS PROVINCIAS

En la provincia de San Juan, importantes acumulaciones pleistocenas de origen aluvial marginan el borde de la Cordillera Frontal a lo largo del valle Uspallata-Calingasta, y también rellenan los valles intermontanos mayores, como el valle del río Los Patos (Caminos, 1979). Otros depósitos extensos y potentes se encuentran en la zona de transición con la Puna, en las "pampas" (mesetas) de Santa Rosa y San Guillermo en San Juan y El Leoncito y El Fandango en La Rioja, a unos 4000 metros de altitud; sin embargo, esos eventos cuaternarios se correlacionan con el ambiente puneño y no con el piedemonte mendocino.

En San Juan y La Rioja el vulcanismo pleistoceno de la Cordillera Frontal está representado por la **Formación Tórtola** (andesitas básicas y riolitas) (Aparicio, 1975). Más al norte, en la zona de transición con la Puna, las vulcanitas pleistocenas cubren grandes áreas en la Cordillera Frontal; en La Rioja se destaca la **Formación Cerro Veladero** (Marcos et al., 1971), compuesta por andesitas hornblendíferas, basaltos, tobas, tufitas y brechas. También este ciclo efusivo se correlaciona con la Puna y no con los "**basaltos de Groeber**".

Los principales depósitos cuaternarios de la Precordillera en San Juan y La Rioja están representados por conglomerados gruesos muy poco diagenizados, cuyos principales remanentes se conservan en la región de La Punilla, considerados allí como parte de una extensa bajada, cuyas nacientes se remontan a la Cordillera Frontal (Furque y Cuerda, 1979). Estimamos que estos depósitos pueden correlacionarse con el Primer Nivel de Piedemonte **(Formación Los Mesones**) por su carácter original de bajada, por su posición en el paisaje (es la geoforma cuaternaria más elevada de ese flanco) y por su granulometría gruesa.

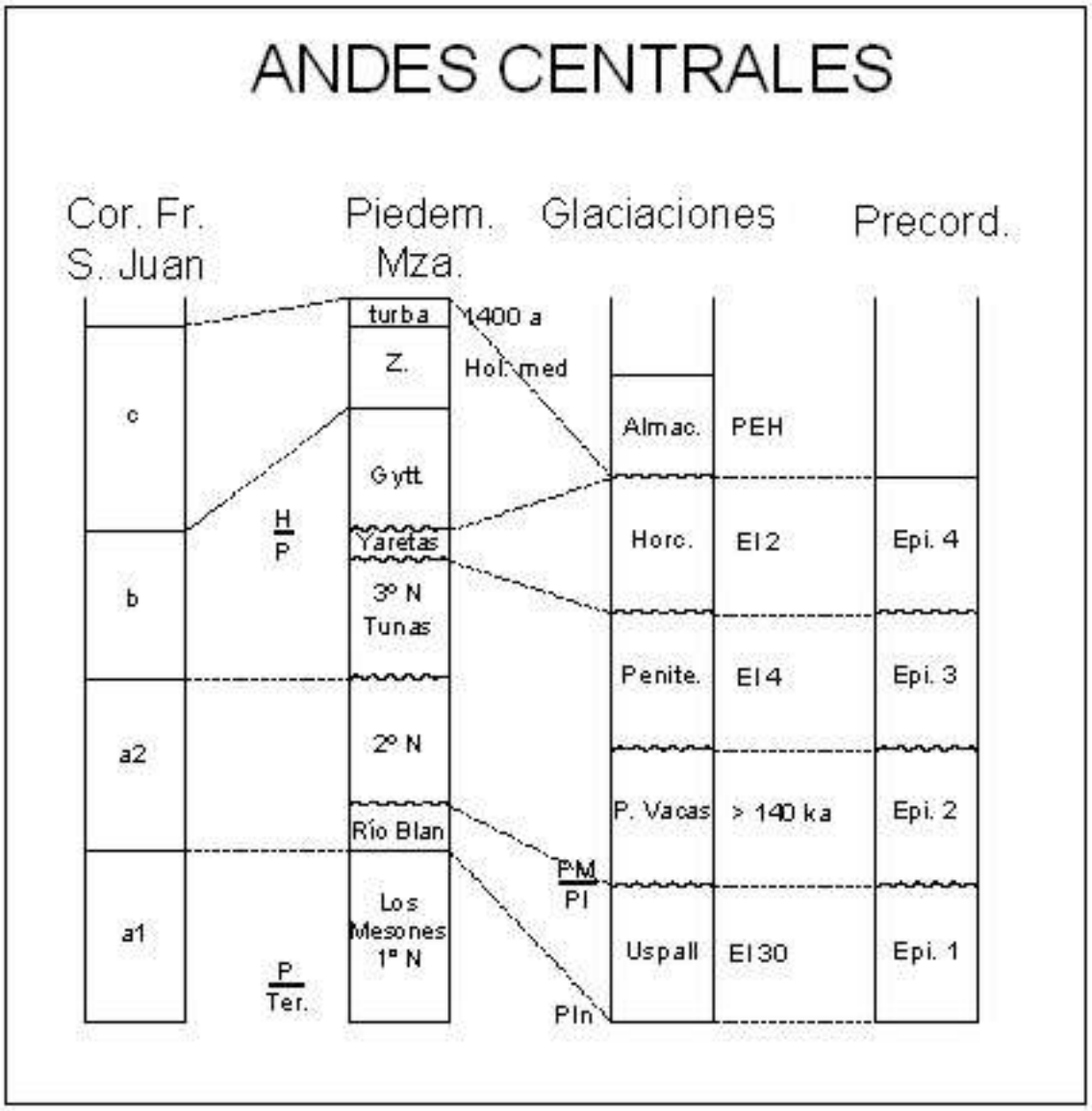
En la cordón del Espinacito, perteneciente a la Cordillera Frontal en San Juan, Iglesia Llanos (1995) reconoció una columna cuaternaria compuesta por cuatro unidades sin denominación formal, de abajo a arriba:

a) Depósitos cuaternarios difundidos,"relictos de antiguas bajadas actualmente disectadas" de hasta 200 metros de espesor. Aparecen dos secciones:

a1) La Sección Inferior está compuesta principalmente por bloques de granito de hasta más de un metro de diámetro, y en forma subordinada, por clastos de vulcanitas. Estimamos que esta sección se depositó principalmente por corrientes de barro. La correlacionamos con el Primer Nivel de Piedemonte.

a2)La Sección Superior, constituida totalmente por clastos de vulcanitas, en su mayoría riolitas, de color castaño oscuro. Corresponderían al Segundo Nivel de Piedemonte.

b) Depósitos de bloques y grava de granitos, vulcanitas y calizas. Acumulados por remoción en masa, los bloques pueden alcanzar 1,5 m de diámetro. Los correlacionamos con el Tercer Nivel de Piedemonte.
c) Depósitos de grava arenosa, en las fajas de inundación de los ríos y arroyos permanentes. Por su posición morfológica y sedimentología, pueden correlacionarse con el Cuarto Nivel de Piedemonte, de edad holocena.




EL RÍO DESAGUADERO

El río Desaguadero ha sido el colector fluvial de los Andes Centrales a lo largo de todo el Cuaternario y constituye el principal sistema de transporte de los sedimentos clásticos y químicos de esa región al océano Atlántico. Actualmente se encuentra bajo clima seco y muy seco; sin embargo, hay elementos sedimentarios y geomorfológicos que indican que existieron épocas, particularmente en el Pleistoceno inferior, que su caudal fue semejante a la descarga actual del río Paraná, por ello se lo describe aquí con cierta extensión.

Su cuenca actual tiene una superficie de 248.000 Km2 y se extiende desde los 27° 35'S en Catamarca hasta la latitud de 38° 50'S, donde desemboca en el Colorado en la provincia de La Pampa. La vía fluvial completa mide 1518 kilómetros de extensión desde las nacientes en el cerro Pissis (6779 metros de altura) hasta la desembocadura. El colector propiamente dicho mide más de 900 kilómetros de longitud. El agua de esta red fluvial proviene de la fusión de la nieve, que precipita en la alta Cordillera por influencia directa del Anticiclón del Pacífico (Iriondo, 1998; Iriondo y Krohling, 1995).

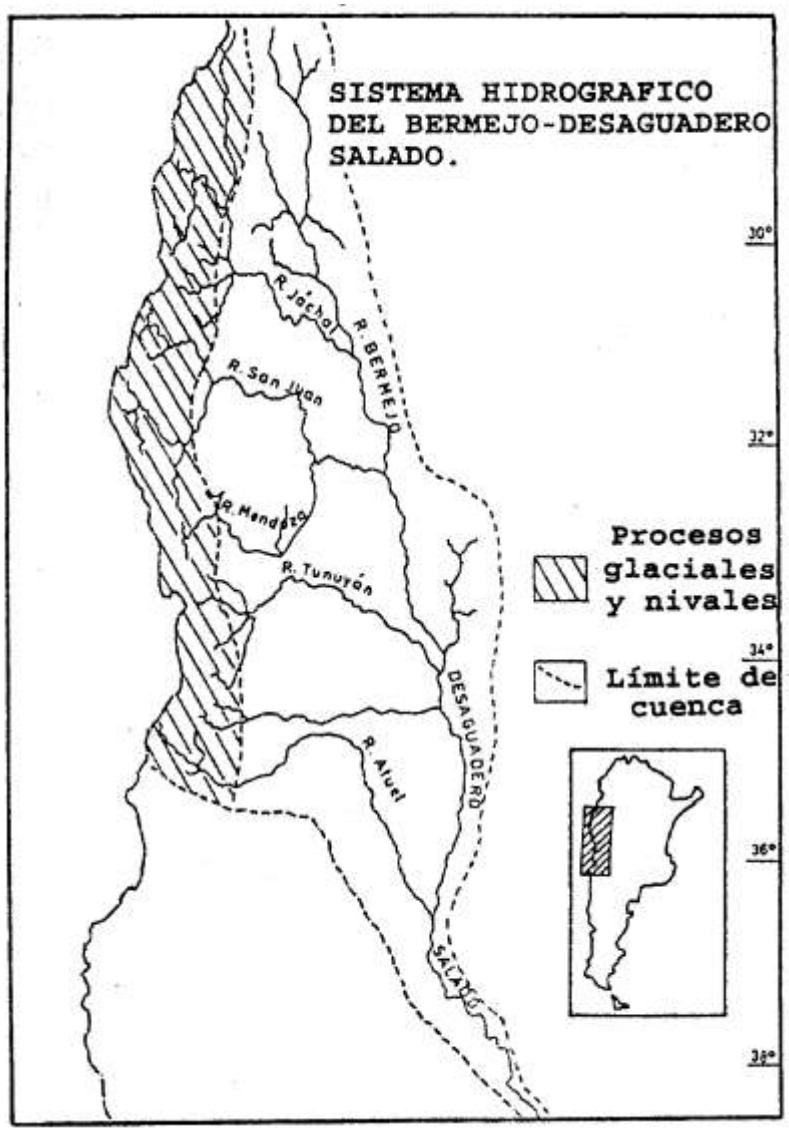



Fig. 8 – 3 – Cuenca del río Desaguadero.

Aproximadamente 150.000 Km2 de esta cuenca están ubicados por encima de los mil metros de altitud, lo que deja una extensa superficie sujeta a criogénesis durante los períodos fríos

del Cuaternario. Dicho fenómeno actúa en grandes áreas incluso en épocas cálidas como la actual, pues más de 15.000 Km2 están en alturas superiores a los 3.000 metros. Las oscilaciones climáticas sufridas por la cuenca del Desaguadero en el Cuaternario corresponden al "Tipo Venezuela", o sea inversos a los ocurridos en la región chaco-pampeana (Ver Capítulo "Sudamérica"). Esta cuenca se divide en cuatro partes:

**La cuenca superior** – Incluye un sector importante de alta cordillera, drenada por el río Blanco-Jáchal, y un área de menor altura que recibe los aportes hídricos y sedimentarios de la sierra de Famatina, los únicos que no pertenecen al dominio andino. El colector recibe allí el nombre de Río Bermejo. A la altura de Villa Unión fluye por un valle de 40 kilómetros de ancho relleno por depósitos cuaternarios, la mayor parte de los cuales son abanicos aluviales del flanco occidental del Famatina (de composición granítica) y en menor medida abanicos aluviales del flanco oriental del cordón cordillerano de Maz (esquistos cristalinos). De Alba (1954) distingue dos grupos diferentes y de distinta edad. Los más antiguos son abanicos aluviales y "conglomerados horizontales" que cubren discordantemente sedimentos triásicos o terciarios; los más modernos constituyen una delgada cubierta de rodados y arenas que transportan los ríos y arroyos. Las partes distales de los conos, cercanas al río, están cementadas por yeso cristalino, que en algunos casos forma cristales grandes. Se puede atribuir edad Pleistoceno inferior a los abanicos aluviales y edad Pleistoceno superior al manto superficial.

El colector, llamado indistintamente Bermejo o Vinchina en esa área, fluye embutido en una terraza bien formada de 1,5 a 6 kilómetros de ancho. De Alba menciona genéricamente "varias terrazas" cuaternarias en la región.

**La cuenca media** – Comprende las subcuencas de los grandes afluentes cordilleranos: San Juan, Mendoza y Tunuyán. Estos drenan las mayores alturas de los Andes, varias de ellas superiores a los seis mil metros, y reciben los mayores volúmenes de nieve durante el invierno. El mayor afluente es el río San Juan, cuyas cabeceras llegan hasta el Aconcagua y forman una red de más de 150 cursos de agua. Al llegar al valle de Tulum, que forma el límite entre los Andes Centrales y las Sierras Pampeanas, acumuló un relleno cuaternario de más de 500 metros de espesor. Suvires (1988) desarrolló el siguiente esquema geomorfológico y estratigráfico para los depósitos fluviales en esa área:

a) **Paleocono**. Es un abanico aluvial con ápice en la quebrada del Zonda formado por dos depósitos. El más antiguo y elevado (T1) está compuesto por rodados gruesos a medianos de rocas ígneas, areniscas, arcosas y calizas. Lo correlacionamos con la **Formación Los Mesones**, del Primer Nivel de Piedemonte. El segundo depósito (T2) se encuentra embutido en el anterior y está compuesto por sedimentos medianos y finos, arena, limo y limo arcillosos. Se correlaciona con la **Formación La Invernada**, del Segundo Nivel de Piedemonte.
b) **Planicie aluvial antigua**. Ocupa la parte central del valle; está formado por materiales heterométricos y heterogéneos, con numerosos cauces abandonados. Es de la misma edad que el paleocono y se une hacia el sur con la planicie del río Mendoza.

c) Una **terraza** que bordea en partes a la llanura aluvial actual.
d) **Llanura de inundación actual**. Está caracterizada por cauces, meandros y barras abandonadas. Tiene un ancho variable, entre 1,5 y 2 kilómetros.
e) **El cauce** del río.
f) Niveles de base locales: Barreal El Jumeal y lagunas de Huanacache.

También existen depósitos coluvio-aluviales de piedemonte bien desarrollados en los flancos de las montañas que bordean el valle. Durante el Pleistoceno superior y el Holoceno se formaron extensos campos de arena; el principal de éstos se encuentra al sur de la sierra de Pie de Palo, ha sido acumulado por vientos de dirección norte-sur.

Las características del Cuaternario de las cuencas de los ríos Mendoza y Tunuyán han sido desarrolladas en párrafos anteriores. Solo merece destacarse acá, en relación con el Desaguadero, la notable inestabilidad del Tunuyán en su zona distal, que ha cambiado de curso por avulsión en varios momentos del Cuaternario (ver Polanski, op. cit.) y aun en épocas recientes.

La cuenca inferior. Es el tramo comprendido entre los 34° 30’ y 37°. El Desaguadero recibe los aportes de los ríos Diamante y Atuel y constituye el límite distal de los grandes abanicos aluviales de dichos ríos. Es el último segmento que recibe aportes cordilleranos de deshielo y sedimentos andinos. El río marca el límite entre Mendoza y San Luis y finalmente penetra en la provincia de La Pampa. En síntesis, el Desaguadero recibe hasta allí los sedimentos derivados de rocas muy diversas, originados en el Famatina, la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal, la Precordillera, el Bloque de San Rafael y unidades menores. De esto se deduce que la asociación mineralógica de las arenas derivadas de esa gran región de aporte debe ser necesariamente compleja y cambiante en el tiempo. En la actualidad se produce una activa meteorización física por criogenia por encima de los 3300 metros de altitud, o sea que la producción de sedimento por kilómetro cuadrado en la Cordillera Frontal se estima varias veces mayor que en el Bloque de San Rafael. No sucedería así durante los períodos muy fríos, en los que la criogenia llegó más abajo e interesó también a montañas bastante menores. Durante los intervalos húmedos y cálidos se produce meteorización química, y en consecuencia una masa mayor de materiales finos derivada de las rocas básicas de la cuenca.

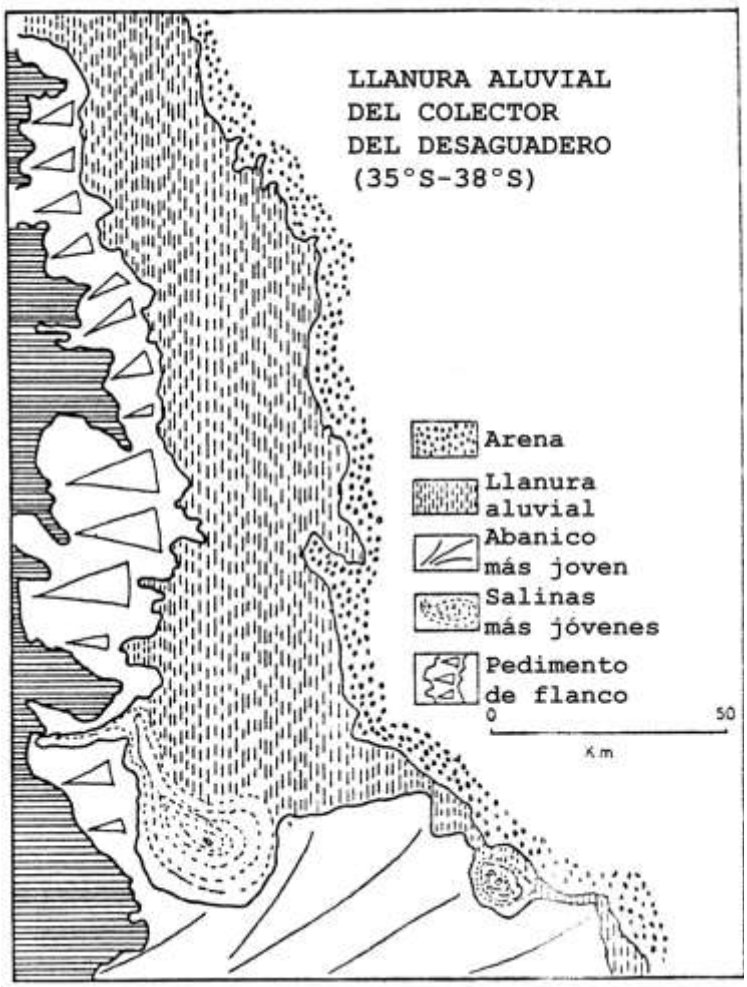



Fig. 8 – 4 – llanura aluvial cuaternaria del Desaguadero en el oeste de la provincia de La Pampa.

**La cuenca distal**. Al entrar en la provincia de La Pampa el río Desaguadero se desconecta de los Andes y tuerce hacia el sudeste, en dirección al Atlántico, en ambientes de meseta y de llanura. Su faja aluvial pleistocena se conserva en el noroeste de La Pampa; tiene 40 a 50 kilómetros de ancho y está compuesta por más de 35 metros de limos y arenas finas interestratificados (Formación Santa Isabel, Salazar, 1983). Fig. 8-4). El mismo ocupó varias posiciones a lo largo del Cuaternario (Malagnino, 1988), excavando varios valles en la **Formación Cerro Azul**, de edad pliocena: Chapalcó, Quehué, Argentino, Utracán, Maracó y otros. En el área en que están en superficie, se los puede identificar a lo largo de 300 kilómetros, con anchos que varían entre 5 y 17 Km; en otros sectores se encuentran cubiertos por el Mar de Arena Pampeano, en el este de la provincia y en Buenos Aires. En esta última provincia se los puede reconocer únicamente en la faja del arroyo Vallimanca y en la depresión de Chasicó, cerca de Bahía Blanca.

La parte final del segmento distal ha permanecido prácticamente inactiva durante el siglo XX y su caudal no alcanzó el río Colorado, excepto durante un par de crecientes excepcionales. Algunos sectores de la llanura aluvial han sufrido erosión eólica y se han transformado en salinas, otro sector fue cubierto por un abanico aluvial del río Colorado. De todas maneras, las

dimensiones de la llanura aluvial preservada entre los 35 y los 38 grados de latitud es similar a la actual llanura aluvial del Paraná e indica caudales hídricos del mismo orden de magnitud.

REFERENCIAS

Ahumada, A. 1990 – Ambientes, procesos y formas periglaciales o geocriogénicas en Quebrada Benjamín Matienzo, Cordillera Principal, Mendoza. RAGA,45(1-2):85-97.

Caminos, R. 1979 – Cordillera Frontal. En: Geología Regional Argentina:396-453, Academia Nac. de Ciencias Córdoba.

Corte, E., Zarantonello, A., Grosso, S., Buk, E., Valero, C. y Vogt, T. 1994. A Pleistocene fossil rock glacier in the Precordillera of Mendoza, lat. 33 South, Argentina, 1100-1800 m.a.s.l. GEOHIDROLOGÍA, CRICYT, Mendoza. 13 pág.

Espizúa, L. 1993 – Quaternary glaciations in the Río Mendoza valley, Argentine Andes. Quaternary Research, 40:150-162.

Furque, G. y Cuerda, A. 1979 – Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Geología Regional Argentina:456-522, Academia Nac. de Ciencias Córdoba.

Iglesia Llanos, M. 1995 ‘ Geologìa del área de Manantiales, cordón del Espinacito, San Juan. RAGA,50(1-4):195-211.

Marín, G. y Nullo, F. 1988 – Geología y estructura al oeste de la cordillera de la Ortiga, San Juan. RAGA, 43(2):153-162.

Polanski, J. 1962. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Provincia de Mendoza). RAGA,17(3-4):127-349.

LISTA DE FORMACIONES GEOLÓGICAS CUATERNARIAS EN LOS ANDES CENTRALES

- Agua de Loyola
- Agua Segura
- Almacenes
- Andesita II
- Asociación Piroclástica Pumícea
- Asociación Volcánica Neopleistocena
- Asociación Volcánica Paleopleistocena
- Asociación Volcánica Postglacial
- Atuel
- Bajada Grande

- Cañada Colorada
- Cenoglomerado del Alumbre
- Cenoglomerado Volcánico Castro
- Cerro Guanaquero
- Confluencia
- Coyocho
- Diamante
- Hastetelitense
- Horcones
- La Invernada
- El Totoral
- El Chillante
- El Zampal
- La Estacada
- Las Peñas Sur
- Las Tunas
- Los Alamitos
- Los Jumes
- Los Mesones
- Payún Matrú
- Penitentes
- Punta de Vacas
- Real de las Yaretas
- Río Blanco
- Uspallata

# VIII - LOS ANDES CENTRALES

Los Andes Centrales comprenden en este volumen a los cordones montañosos de la Cordillera Principal, de la Cordillera Frontal y de la Precordillera, que se extiende en el oeste de Mendoza, San Juan, La Rioja y Catamarca. Se trata de regiones de alta montaña en general, sometidas a climas severos (fríos y secos a subhúmedos) a lo largo de todo el Cuaternario. El proceso dominante es la meteorización física y remoción en masa en todas sus variedades. Esto produce enormes volúmenes de escombros de talud con características petrográficas, granulométricas y de acumulación que dependen de la litología de la roca afectada, su posición y fracturamiento tectónico, además de la topografía local. En general, estos procesos no han sido utilizados para reconstruir la historia cuaternaria de la región.

Fig. 1 – Mapa de los Andes Centrales

Las investigaciones cuaternarias tratadas aquí se agrupan en tres campos principales: procesos periglaciales, episodios glaciales y geología de piedemonte (con obvias superposiciones parciales entre los tres). La enorme mayoría de los trabajos de investigación han sido realizados en Mendoza, aunque las publicaciones aisladas de diversos colegas sobre áreas de las restantes provincias (en general descripciones geológicas regionales) son coherentes con aquellas y permiten extrapolar el esquema cuaternario a todo el sistema de los Andes Centrales.

PROCESOS PERIGLACIALES

Se producen actualmente por encima de los 3200 metros de altitud. En una época fría del Pleistoceno bajaron hasta por lo menos 1100 metros sobre el nivel del mar. Ahumada (1990) describe dos zonas actuales: la inferior entre 3200 y 3500 m.s.n.m. y la superior por encima de 3500 metros.

La Zona Inferior está caracterizada por asociaciones de formas periglaciales con vegetación, los procesos son suaves y discontinuos; la temperatura media anual oscila entre -1 y 3 grados centígrados. Se forman allí agujas de hielo en las pendientes suaves, que producen suelos estriados, esponjosos, en líneas discontinuas. También ocurre soligeliflucción en guirnaldas; debido a este proceso, la escasa vegetación se ordena en círculos y guirnaldas con su parte cóncava en dirección a la pendiente. El regolito estratificado en pendiente es típico de esta zona; se producen por efecto de la fusión nival.

En la Zona Superior ocurren criofragmentación generalizada, formación de suelos estructurados de diverso tipo, glaciares de escombros, geliflucción y taludes detríticos. La temperatura media anual oscila entre -1 y -4 grados centígrados. Los suelos estructurados tienen patrones morfológicos variados, carecen de vegetación y sufren procesos de criofragmentación intensa. La geliflucción se desarrolla con profusión en lenguas de bloques o lóbulos de bloques de 1 a 2 m de largo en pendientes de 8 a 15 grados; es un proceso que necesita nivación abundante. Los “taludes almohadillados” se forman cerca del fondo de los valles en pendientes entre 5 y 12 grados mediante procesos combinados de criogénesis y aluviales. En esta zona se forman también “glaciares de escombros” definidos por un borde frontal abrupto y transporte de material pendiente abajo. Pueden ser la “fábrica” principal del limo que actualmente constituye el loess pampeano.

**Glaciares de roca**

Corte et al. (1994) describen la existencia de glaciares de roca en los Andes mendocinos, en la Cordillera Central entre las latitudes de 28 y 33 grados. Estos sistemas son característicos de montañas frías y extremadamente secas, por lo que resultan excelentes indicadores climáticos. Resulta particularmente interesante un glaciar de roca ubicado en la Precordillera a 33 grados de latitud. Se ha desarrollado excavando las areniscas rojas de la Formación Las Cabras (de edad triásica) donde formó un circo donde se desprendieron bloques de hasta 10 metros. El circo contiene 9 o 10 canaletas aserradas similares a las vinculadas con las avalanchas de nieve. El glaciar forma una lengua bien definida, con líneas elevadas de fragmentos gruesos; los bloques son angulares y subangulares. Algunos de éstos están estriados. Los ejes mayores apuntan pendiente abajo, lo que indica una dinámica de gelifluxión en ambiente criogénico. La parte inferior de los clastos está cubierta por una película de carbonato.

La granulometría del depósito está formada por bloques con abundante arena y limo, con muy escasa arcilla. Dicho material es acarreado fácilmente por las corrientes aluviales pendiente abajo, lo que sugiere a los autores que estos fenómenos criogénicos pueden ser un componente clave en la génesis del loess pampeano. Las descripciones de campo de este caso indican que los sedimentos más finos provienen de la zona más alejada y alta del sistema, o sea que la molienda ocurrió en el propio glaciar de roca.

La reconstrucción paleoambiental indica que el límite del permafrost (actualmente a 3200 metros de altitud en esa región) bajó hasta 1100 metro sobre el nivel del mar, o sea unos mil metros. Este valor significa una caída de casi 15 grados centígrados en la temperatura media anual (otros indicadores arrojan cifras similares). Con referencia a las precipitaciones, el valor actual "equivalente" (nieve transformada en lluvia) es de 600 milímetros/año; en la época de actividad del glaciar fue de 300 mm/a, o sea la mitad.

Con respecto a la edad de este sistema, los autores deducen cuatro períodos de actividad geocriogénica en este sistema. La primera de éstas ocurrió alrededor de 1,2 millones de años AP. Las demás están referidas a una no muy segura datación de 450.000 años en una ceniza volcánica intercalada. En este volumen seguiremos el criterio de correlación geológica y proponemos:

- Episodio 1 correlaciona con la Glaciación Uspallata. (Gran Glaciación Sudamericana)
- Episodio 2 correlaciona con la Glaciación Punta de Vacas. (Pleistoceno medio)
- Episodio 3 correlaciona con la Glaciación Penitentes (Estadio Isotópico 4)
- Episodio 4 correlaciona con la Glaciación Horcones (Último Máximo Glacial)

## LAS GLACIACIONES EN LA CORDILLERA MENDOCINA

La Cordillera de los Andes presenta su mayor altura en la zona estudiada en este capítulo (Se la denomina Andes Centrales en la literatura geográfica argentina), que culmina en el cerro Aconcagua, con 6959 metros sobre el nivel del mar y tiene una amplia superficie por encima de los cinco mil metros de altura. Esa altura bloquea en gran medida la llegada de humedad atmosférica desde el océano Pacífico, resultando en un clima permanentemente seco. Las temperaturas fueron (y son) muy bajas, ocurriendo fenómenos nivales generalizados a lo largo de todo el Cuaternario, con producción masiva de clastos de todo tamaño debido a meteorización física. En consecuencia, el proceso dominante de denudación en ese ambiente de alta montaña es el de movimientos de masa en todas sus variedades: derrumbes, reptación, avalanchas, etc.

Durante el Cuaternario ocurrieron varios episodios glaciales, con desarrollo de glaciares de valle; la extensión de los mismos fue modesta, sin alcanzar en ningún caso el pie de monte, debido a la escasa cantidad de precipitaciones. Un estudio completo de las glaciaciones en el valle del río Mendoza, publicado por Espizúa (1993), sirve de base general de correlación para las glaciaciones de los Andes Centrales. Dicho estudio comprende una integración de "criterios de edad relativa", estratigrafía, morfología y cronología absoluta de los acarreos ("drifts"). Entre los

criterios de edad relativa aplicados aquí se citan: a) Meteorización de las rocas; se midió el grado de meteorización de los bloques de dacita (porcentaje de bloques meteorizados, exfoliación, desintegración, ruptura, oxidación y redondez. b) Barnices; cuatro categorías, desde "no-barnizada" hasta "totalmente barnizada". c) Desarrollo de suelo; grado de procesos pedológicos en la superficie de las morenas. d) Ángulos distales de las morenas.

La integración de los métodos estratigráficos y geomorfológicos (con el añadido posterior de dataciones absolutas) resultó en la identificación de seis formaciones geológicas de edad decreciente: Uspallata, Punta de Vacas, Penitentes, Horcones, Almacenes y Confluencia. El grado de meteorización muestra cambios sistemáticos a lo largo del tiempo, y son consistentes con otros datos indicativos de edad relativa y permite la separación de todas las unidades, excepto Horcones de Almacenes, que se presentan similares según este indicador.

El contraste en el desarrollo de barnices en las morenas de diferentes edades es muy claro y resulta cualitativamente útil para distinguir entre los diferentes depósitos. Los valores medidos muestran una progresión sistemática en el grado de desarrollo con el incremento relativo de edad de la morena (o de la terraza) medida, excepto también para los casos de Horcones y Almacenes en que los valores son similares.

Los suelos no están bien desarrollados, debido sin duda a las bajas temperaturas; oscilan entre pobremente y moderadamente desarrollados. La humedad disponible para pedogénesis se limita a la nieve derretida que infiltra, y aun ésta es deflacionada en gran parte por el viento, lo que reduce aun más el volumen disponible. El suelo está formado por perfiles A/B/C y A/C, con pedones que contienen cutanes de arcilla en Punta de Vacas y Penitentes; las morenas más jóvenes tienen suelos A/C. El horizonte B está débilmente desarrollado en algunos perfiles de la terraza periglacial de deshielo formada aguas abajo de la morena de Horcones. Parámetros tales como materia orgánica, contenido de arcilla, pH y color no presentan diferencias en los distintos suelos; por el contrario, el contenido de carbonato permite distinguir entre Punta de Vacas/Penitentes y Horcones/Almacenes. Las formaciones más antiguas contienen alrededor de 9 % de carbonato, mientras que las más jóvenes incluyen entre 2 y 3 %. Otro parámetro, los ángulos distales de las morenas, permite distinguir las pre-Horcones de las otras más jóvenes.

**Acarreo Uspallata** – Es el más antiguo preservado en el valle del río Mendoza. Fue generado por un sistema de glaciares de valle que fluyeron a lo largo de 110 kilómetros desde la divisoria andina y 80 kilómetros desde el Aconcagua. Está muy erodado y aparece solamente en restos aislados. En el valle de Uspallata esta unidad aflora a lo largo de 600 metros, cubriendo en discordancia rocas terciarias. Está compuesta por crestas subparalelas y baja hasta los 1850 metros de altitud. Su perfil tipo está ubicado en el Km 1191 de la Ruta 7, al oeste de Polvaredas. El depósito meteorizado tiene unos 30 metros de espesor, es compacto, masivo, de color marrón rojizo pálido (5YR 5/4) y calcáreo. Incluye rodados subangulares a subredondeados junto con bloques de hasta 1,5 metros de diámetro. Los clastos son en su mayoría de origen volcánico (andesita, dacita, brechas) y algunas areniscas y calizas. Una importante proporción de esos clastos están casi

desintegrados in situ; muchos están oxidados hasta el núcleo. Hay escasos bloques pulidos y estriados y escasos lentes de arena.

La litología de bloques y rodados indica que provienen de formaciones aflorantes a lo largo del río Mendoza e incluye rocas que se encuentran solamente al oeste de Puente del Inca. Los clastos superficiales exhiben un intenso desarrollo de barniz. Los clastos meteorizados de rocas ígneas intrusivas se encuentran exfoliados y desintegrados. Los clastos de caliza han sufrido intensos procesos de disolución. Este complejo de meteorización contrasta fuertemente con el grado de preservación del siguiente pulso glacial, lo que implica un largo intervalo de tiempo entre ambos. También indica que por lo menos una parte de ese intervalo fue mucho más cálido y húmedo que el clima actual.

La terraza de deshielo de Uspallata se ha preservado en forma de remanentes a ambos lados del valle del Mendoza. Uno de los remanentes mayores se encuentra a 1 kilómetro al este de la morena terminal, mide unos 300 metros de ancho y se prolonga por 2,5 kilómetros. Está ubicada a 54 metros por encima del nivel del cauce y 29 metros por encima de la terraza Punta Vacas.

Se ha datado por el método de trazas de fisión un manto de tefra de color blanco que cubre amplias áreas de la región montañosa y del pie de monte y que probablemente fue originada en el cerro Tupungato. Dicha tefra tiene una edad de 360.000 +- 36.000 años antes del presente y cubre a Uspallata. De manera que Fm Uspallata es más antigua que esa edad. En base al Principio Universal de Simplicidad, correlacionamos a este depósito glacial con la Gran Glaciación Sudamericana, ocurrida en el Estadio Isotópico 30, alrededor de 1 millón de años antes del presente.

Acarreo Punta de Vacas – Tiene una morfología bastante disipada y se encuentra parcialmente sepultado por conos aluviales. Su distribución indica que fue depositado por un glaciar que fluyó en los valles de Las Cuevas y Los Horcones a lo largo de 58 y 39 kilómetros respectivamente, terminando a 2350 metros de altitud. Sus morenas laterales están bien preservadas a lo largo de ambos lados del valle de Las Cuevas. El perfil tipo de este acarreo está ubicado en el lado norte del valle, junto a la Ruta 7, cerca de de 1 Km al sudoeste de la localidad de Punta de Vacas. En ese lugar, el till meteorizado es marrón rojizo (5YR 5/3), masivo y semi-compacto a suelto (aunque en general más compacto que los acarreos más jóvenes). Los clastos varían en tamaño de canto rodado a bloques pequeños y son subredondeados a subangulares, lo que indica un transporte fluvial previo al hielo. Predominan los clastos de andesita, dacita y arenisca, con escasas calizas. Las rocas volcánicas de grano fino están poco meteorizadas, mientras que las de grano grueso se encuentran más meteorizadas. Algunos clastos están completamente oxidados y se desintegran al extraerlos de la matriz con la mano.

El porcentaje de bloques de dacita meteorizados y la intensidad del desarrollo de barniz sobre los clastos tienen valores intermedios entre los medidos en los acarreos Uspallata y Penitentes. Los bloques de composición volcánica son comunes pulidos y estriados son comunes. La morena Punta de Vacas tiene una pendiente distal promedio de 10 grados. Los perfiles de

suelos desarrollados en su superficie tienen un horizonte B2t de color marrón rojizo (2.5YR 3/4). Los clastos tienen una cubierta continua decarbonato, los filamentos carbonáticos son comunes y hay algunos nódulos y venillas de este mineral. Hay un estrecho espesor superficial en que el carbonato ha sido lixiviado; la base del carbonato es ondulosa, lo que indica que la precipitación ocurrió en un nivel freático. Cabe mencionar que el rango de movilización dominante del carbonato oscila entre los 350 y 500 milímetros de precipitación anual. Este fenómeno fue naturalmente posterior a la sedimentación glacial del acarreo Punta de Vacas.

Unos 400 metros aguas abajo de Puente del Inca este acarreo aflora debajo del Acarreo Penitentes a ambos lados del río de Las Cuevas. En ese lugar Punta de Vacas tiene un espesor de 35 metros y tiene color marrón rojizo (5YR) con manchas blanquecinas de carbonato. Penitentes tiene 25 metros de espesor y es más rojizo (2.5YR).

Los depósitos de deshielo de Punta de Vacas forman remanentes aislados de terraza en el valle del río Mendoza, aunque éstos están pobremente preservados y cubiertos por aluvio. El remanente de mayor tamaño está ubicado en la margen sur del río Mendoza en la confluencia con el río Colorado. Allí la teraza Punta de Vacas tiene un gradiente promedio de 16 m/km y se ubica unos 70 metros sobre el nivel del cauce actual. Los rodados de la terraza tienen la misma composición petrográfica que los de las morenas y tienen barnices bien desarrollados. La edad de esta glaciación es inferior a la tefra mencionada en el punto anterior (360 ka AP). El grado de meteorización física y química que ha sufrido esta masa sedimentaria indica que es probablemente más antigua que el Último Interglacial (EI5), o sea mayor a 140 ka AP.

Acarreo Penitentes – Se extiende desde Confluencia (3455 m) hasta 5 kilómetros al este de la villa Los Penitentes. Está representado principalmente por morenas laterales; su morena terminal forma una zona de relieve de túmulos y perfiles terminales con ángulos de unos 10 grados. La distribución de sus depósitos indica que el glaciar fluyó desde los valles de Las Cuevas y Los Horcones, bajando hasta los 2500 metros sobre el nivel del mar, o sea 4,6 kilómetros más alto que Punta de Vacas.

El perfil tipo de esta formación está ubicado unos 3 kilómetros al este de la villa Los Penitentes, en la margen norte del río de Las Cuevas, cerca de la vía del ferrocarril. El till meteorizado es de color marrón rojizo (2.5YR 4/4), masivo, semicompacto a suelto, calcáreo, e incluye bloques de hasta 50 cm de diámetro. Los clastos subsuperficiales predominantes son dacitas, andesitas y brechas, aunque incluyen algunas areniscas y calizas. Las rocas volcánicas de grano medio y las areniscas se encuentran alteradas hasta el núcleo; algunas de ellas están oxidadas completamente y pueden romperse con el martillo o las manos, aunque son menos comunes que en Uspallata o Punta de Vacas. Las rocas volcánicas de grano fino están menos meteorizadas que en los acarreos más antiguos. Los clastos son subangulares a subredondeados.

Los bloques de dacita en las crestas de las morenas están menos meteorizados y el barniz está menos desarrollado que en Punta de Vacas. Se ha formado un suelo con un horizonte B2t marrón rojizo (2.5YR-5YR); el croma es generalmente 4, aunque varía de 3 a 6. Los clastos del till están cubiertos completamente por carbonato, los de deshielo en forma discontinua. Los

depósitos fluvioglaciales de deshielo forman una superficie anastomosada de 5 kilómetros de longitud y 600 metros de ancho.

Un depósito de travertino que cubre a este acarreo ha sido datado en edades entre 24.200 y 38.300 años AP por diferentes métodos, lo que indica una edad mayor para Penitentes. Considerando el escenario general presentado por Clapperton para las glaciaciones sudamericanas, asumimos que la edad más probable de este depósito corresponde al Estadio Isotópico 4.

**Acarreo Horcones** – Este depósito se extiende desde 2 kilómetros al norte de Confluencia hasta su morena terminal, ubicada a 2750 metros de altitud, cerca de Puente del Inca. La distribución de este acarreo indica que un glaciar independiente que ocupaba los vales superior e inferior del río Los Horcones se extendió a lo largo de 22 kilómetros desde el circo ubicado en el cerro Aconcagua. Durante este avance recibía aportes de glaciares tributarios desde los valles afluentes. En Confluencia, Horcones tiene 15 metros de espesor, cubre el acarreo Penitentes y está debajo del acarreo Almacenes. Hacia abajo, ha formado un gran complejo morénico de ablación cerca del arroyo El Durazno, con un ángulo de 21 grados de pendiente distal.

El color de este depósito es marrón grisáceo (10YR a 5YR); los clastos incluyen andesita, brecha, dacita, arenisca, caliza y raramente yeso. El grado de desarrollo del barniz es considerablemente menor que en Penitentes. Se nota un desarrollo incipiente de suelo, sin el horizonte B que caracteriza a los acarreos más antiguos (aunque este horizonte se ha desarrollado débilmente en el depósito de deshielo).

El perfil tipo del acarreo Horcones aflora en un afloramiento de la Ruta Nacional 7, 25 kilómetros al este del acceso al valle Horcones. En esa localidad, el till está ligeramente meteorizado, es suelto a semicompacto, calcáreo y de color gris rosado (7.5YR 5/2). Los clastos alcanzan hasta 70 centímetros de diámetro, son angulares a subangulares y están poco meteorizados. La morena terminal formó un lago de 3 kilómetros de largo, donde se depositaron limos y arcillas rítmicamente laminados.

Se conserva una terraza de deshielo bien desarrollada aguas debajo de la morena terminal, parcialmente cubierta por conos aluviales posteriores y por una capa de travertino color blanco amarillento. Su superficie forma una terraza de 10 a 20 metros de altura sobre los ríos Mendoza y Las Cuevas. El travertino ha sido datado en 9700+-5000 años AP, lo que marca la edad mínima de la terraza. La edad más probable del acarreo Los Horcones es, entonces, Último Máximo Glacial.

**Acarreo Almacenes** – Se trata de un acarreo de un complejo morénico de ablación que se extiende a lo largo de 2 kilómetros en el valle inferior de Los Horcones y forma un lóbulo en el valle superior de ese río a una altitud de 3250 metros. Las pendientes distales del complejo tienen 23 grados. El perfil tipo está ubicado en la margen oriental del río Los Horcones inferior, unos 700 metros al norte de Confluencia. Está compuesto por 4,5 metros de till no meteorizado, suelto a semicompacto, que incluye clastos angulares a subangulares en una matriz semicalcárea de color

gris rojiza (7.5YR 6/2). Los clastos son en general pequeños, de 2 a 5 cm de diámetro, aunque incluye bloques de hasta 2 metros de largo en el tope. Las principales litologías de los clastos mayores son dacita, andesita, brecha volcánica y arenisca.

Este till se distingue del material de Horcones solamente en base a sus relaciones estratigráficas y morfoestratigráficas, pues los parámetros de edad relativa son muy semejantes. Los depósitos de deshielo han sido erodados casi completamente. Un depósito lacustre de 2,40 m de espesor, formado por arena, limo y arcilla conteniendo pequeños fragmentos de madera se localiza debajo del acarreo Almacenes cerca de su perfil tipo. Dicho material ha arrojado edades C14 de 980+-200 y 1000+-35 años AP, por lo que estimamos que el sobreyacente Almacenes se formó durante la Pequeña Edad del Hielo.

**Acarreo Confluencia** – Está compuesto por morenas laterales bien preservadas que aparecen a lo largo del valle inferior del Horcones hasta Confluencia. La morena terminal grada en transición a terraza de deshielo. El till está fresco, no alterado, y tiene color marrón grisáceo (10YR); incluye bloques angulares y subangulares de dacita, brecha volcánica, andesita, caliza y arenisca. Tiene la misma edad que el acarreo Almacenes.

Depósitos glaciales en otras áreas – Marín y Nullo (1988) han reconocido depósitos glaciales en el área del río Las Taguas, formados por morenas importantes,y en los faldeos orientales de la cordillera de la Ortiga, en la Cordillera Principal de San Juan, a los 29 grados de latitud. En la Cordillera Frontal sanjuanina, los depósitos glaciales son frecuentes en los cordones más elevados (Olivares, Agua Negra, Colagüil y otros), ocupando las cabeceras y los tramos superiores de los valles, en forma similar a Mendoza, con frecuentes cubiertas de escombros holocenos (Caminos, 1979).

## PROCESOS CUATERNARIOS DE PIEDEMONTE

### Cordillera en Mendoza

La Cordillera en la provincia de Mendoza ha estado sometida durante el Cuaternario a levantamientos asociados a erupciones volcánicas, lo que ha dado como resultado la formación de varios niveles de agradación en la faja de pie de monte. Según Polanski (1964), en el Plioceno se estableció una planicie de destrucción. Los subsiguientes movimientos neotectónicos son de arqueamientos anticlinales. La fase magmática relacionada con ellos está representada por basaltos olivínicos y algunas andesitas asociadas. Durante el Plioceno se desarrolla una Primera Asociación Volcánica en relación con los movimientos neotectónicos; ésta ocurre en el borde occidental de la montaña, en el área del volcán San José. Después sigue, durante el Pleistoceno medio, la elevación máxima de la Cordillera, mediante un mecanismo de pequeños ascensos y descensos con los que se relacionan efusiones andesítico-basálticas que integran asociaciones volcánicas meso y neopleistocenas. La roca más importante en esta fase es el basalto olivínico.

**La Formación Las Peñas Sur** - Está compuesta por rocas calcáreas de origen hidrotermal, es atribuida al Pleistoceno medio por Polanski. La zona de mayor desarrollo de estas calizas es el borde norte y el este del bloque elevado de Las Peñas. Hacia el sur coincide con una faja de reactivación de viejas fracturas durante el vulcanismo basáltico paleopleistoceno. Están compuestas por aragonita, travertino ferruginoso, tufa ferruginosa, caliza hidrotermal porosa y componentes menores, con espesores de hasta 23 metros.

Se depositó posteriormente un complejo piroclástico pumíceo y posteriormente (durante el Pleistoceno superior) la región es levemente englazada. La última glaciación está compuesta por dos avances del hielo, durante los cuales ninguna lengua glacial alcanzó la llanura pedemontana. Los sedimentos fluvioglaciales rellenan los valles de la falda oriental de la Cordillera Frontal, formando (junto con otros sedimentos fluviales) la llanura de acumulación adosada a la montaña. Los depósitos eólicos, loess y arena, se han depositado únicamente en la llanura mendocina.

El vulcanismo sigue activo a lo largo de todo el Cuaternario hasta el presente, habiendo ocurrido erupciones en años recientes en varios lugares. Polanski encontró grandes masas de material detrítico en la región del volcán San José; dicho material forma escombreras que cubren las morenas y terrazas fluvialeshan sufrido reptaje y soliflucción.

**Primer Nivel de Pie de Monte** – Polanski describe un "Primer Nivel de Pide de Monte" desarrollado durante el Pleistoceno inferior y medio. Se trata de la **Formación Los Mesones** y aparece en forma discontinua, que se conserva en pocos lugares. Está compuesta por depósitos psefíticos, grava gruesa, fanglomerados gruesos, arena, cantos rodados, sábulos y niveles areno-arcillosos que yacen actualmente entre 1540 y 1600 metros sobre el nivel del mar. En la parte alta, cercana a la montaña, los espesores oscilan entre 50 y 80 metros, con variaciones laterales; prevalecen acumulaciones potentes de grava gruesa y fanglomerados gruesos, con algunos bloques de hasta más de 1 metro de diámetro e intercalaciones de arena. En algunos lugares los bloques incluidos en esta formación superan los 5 metros de diámetro. Han sido sedimentados por corrientes de barro y fenómenos asociados. Más hacia el este el espesor disminuye, no sobrepasando los 10 metros. El sedimento en esos sectores está compuesto por estratos de cantos rodados y niveles areno-arcillosos. Cubren varias formaciones paleozoicas de diverso tipo. Sus clastos están bien redondeados y provienen de granitos y rocas volcánicas antiguas.

**Segundo Nivel de Pie de Monte** – El Segundo Nivel de Pie de Monte está formado también por conglomerados. Se hallan encajonados en los depósitos del Primer Nivel. El Segundo Nivel aparece en partes como un pedimento exhumado, en partes como una terraza de erosión labrada en los fanglomerados del Primer Nivel. Esa terraza está compuesta por rodados en matriz arenosa, con 15 metros de potencia. Incluye en algunos casos grandes bloques de tonalita de hasta 4 metros cúbicos. Se denomina Formación La Invernada y pertenece al Pleistoceno medio o a la base del Pleistoceno superior.

Por encima de ese nivel se depositó la **Asociación Piroclástica Pumícea**, cubriendo grandes áreas de fondo de valle en las cuencas del Papagayos y del Yaucha. Se divide en dos miembros: el **Miembro Pumíceo Granular** y el **Miembro Tobas Aglutinadas** (Ignimbritas). El MPG comprende

depósitos pumíceos sueltos, de granulometría parcialmente seleccionada y groseramente estratificada, acumulados sobre el relieve preexistente en forma de lluvia. Su composición mineralógica es homogénea en todo el complejo. Comienza con lapilli de pómez compuesto principalmente por vidrio volcánico ácido, muy vesicular. Es de color blanco y tiene alrededor de 2 metros de espesor. Sigue hacia arriba en leve discordancia arena de pómez, con la misma composición mineralógica que el granulado, pero con diferente granulometría; sus clastos están constituidos por vidrio esponjoso, cuya coloración permite discriminar dos bancos: el de abajo es rosado hasta rojo, debido a la alteración de biotita. Encima de este aparece un banco de color blanco. La potencia total es de 6 metros.

El Miembro de Tobas Aglutinadas o ignimbritas fue formado por depósitos de nubes ardientes durante erupciones de tipo peleano. Polanski diferenció tres tipos en esta formación: a) Tobas de aglutinación densa (vitrófiro, ignimbrita densa devitrificada e ignimbrita densa no devitrificada). b) Tobas de aglutinación parcial (roca gris plomiza, relativamente liviana, porosa que incluye fragmentos angulosos de rocas extrañas). c) Tobas de aglutinación incipiente o nula (forman paredes verticales con disyunción columnar).

Tercer Nivel de Pie de Monte – El Tercer Nivel de Pie de Monte está representado por la Formación Las Tunas, compuesta por fanglomerados que forman la gran bajada al graben de Tunuyán. La Formación Las Tunas correlaciona lateralmente con las morenas exteriores de la Alta Cordillera y posiblemente comprende la primera fase del último englazamiento (o sea el Estadio Isotópico 4, entre 80 y 65 ka AP). En el ambiente de valle aparece como terrazas encajonadas en los depósitos piroclásticos pumíceos.

La parte final del Pleistoceno está representada, según Polanski, por la **Asociación Volcánica Neopleistocena**, consistente en productos de vulcanismo basáltico y acumulación piroclástica (equivale al Basalto 4 de Groeber).

**Formación El Zampal** -Durante el Holoceno se depositó la formación El Zampal sobre las terrazas bajas del sistema fluvial. El sedimento típico de la misma es un loess compuesto por limo fino amarillento. Forma barrancas casi verticales… Está depositado sobre una capa de gyttia fechada en 9625+/-200 años AP y cubierto por otra capa de turba de 1400+/-130 años AP, o sea que fue depositado durante el Holoceno medio. También holocena es la Formación Agua de Loyola, compuesta por caliza hidrotermal vinculada con el rejuvenecimiento del vulcanismo basáltico neopleistoceno. Se trata de un fenómeno póstumo del apagamiento final de la acción volcánica basáltica y el hidrotermalismo de la región ubicada entre los ríos Diamante y Mendoza. Ha formado conos de 10 a 12 metros de altura, mantos superficiales y otras estructuras particulares.

**Cuarto Nivel de Pie de Monte** – Se formó durante el Holoceno. Está representado por la Formación Los Alamitos, compuesta por depósitos fluviales. Tiene una altura de 1,5 a 2,5 metros de elevación por sobre el nivel medio del agua de los ríos. Está compuesta dominantemente por rodados con matriz arenosa, capas delgadas de arena fluvial y de arcilla intercaladas, escasas lentes de ceniza volcánica y turba con restos de plantas acuáticas. Un fechado radiocarbónico de esta formación indica una edad de 1400 +/- 130 años.

Existen turbales a lo largo de los arroyos, con espesores que llegan a los 4 metros. La mayor parte de éstos son “turbales pantanosos vivos”, todavía en formación. Solamente algunos de ellos se definen como “turbales estables” ya cubiertos de suelo.

En el sur de Mendoza, en el área de La Matancilla, González Díaz concluye que la geología del Cuaternario se caracteriza por reiterados pulsos de actividad volcánica relacionados con procesos pirogenéticos. Así, en el Pleistoceno sensu-lato se produjeron las erupciones basálticas que integran la unidad que este autor denomina “Basaltos Pleistocenos”. Ese cuadro reiterativo de la acción volcánica es el aspecto más saliente de esa área durante el Holoceno. En esa zona, en el límite Pleistoceno-Holoceno se ubican las ignimbritas de la **Formación El Portezuelo**, y ya claramente en el Holoceno se ubica el primer básalo post-glacial (Formación El Puente), que precedió a las últimas lavas basálticas de las formaciones **Tromen** y **Cerro Carbonilla** respectivamente. La agradación más joven está caracterizada por acumulaciones fluviales y eólicas no diferenciadas, juntamente con las que resultan de remociones en masa.

La región de Payún Matrú, también al sur de Mendoza (departamento Malargüe) también está caracterizada por un dominio, prácticamente exclusivo, de rocas basálticas en la columna cuaternaria. El Pleistoceno está representado por la **Formación Payún Matrú**, de edad Pleistoceno inferior, compuesta casi exclusivamente por emisiones lávicas de composición traquítica a andesítica y traqueandesítica (González Díaz, 1972). Encima de esta unidad geológica se depositó la **Formación Morado Alto**, de edad neopleistocena, formada por conos piroclásticos y escorias volcánicas. La **Formación El Portezuelo**, ubicada estratigráficamente sobre aquella, está constituida mayoritariamente por ignimbritas, algunas de las cuales han descendido por las laderas del volcán Payún Matrú (como flujo de material piroclástico), exhibiendo ahora un variado grado de aglutinación; también forman parte de esta formación lapillis, tobas brechosas y otras rocas piroclástico.

El Holoceno también está representado en esa región por varias unidades volcánicas, entre las cuales se pueden citar los conos piroclásticos de la **Formación El Mollar** (Holoceno inferior), lavas pumíceas, brechas pumíceas, escoriales traquíticos de la **Formación La Planchada** (Holoceno medio), conos piroclásticos de la **Formación Jagüel El Zorro** y conos piroclásticos de la Formación Cerro Carbonilla.

## CORRELACIÓN CON OTRAS PROVINCIAS

En la provincia de San Juan, importantes acumulaciones pleistocenas de origen aluvial marginan el borde de la Cordillera Frontal a lo largo del valle Uspallata-Calingasta, y también rellenan los valles intermontanos mayores, como el valle del río Los Patos (Caminos, 1979). Otros depósitos extensos y potentes se encuentran en la zona de transición con la Puna, en las “pampas” (mesetas) de Santa Rosa y San Guillermo en San Juan y El Leoncito y El Fandango en La

Rioja, a unos 4000 metros de altitud; sin embargo, esos eventos cuaternarios se correlacionan con el ambiente puneño y no con el piedemonte mendocino.

En San Juan y La Rioja el vulcanismo pleistoceno de la Cordillera Frontal está representado por la **Formación Tórtola** (andesitas básicas y riolitas) (Aparicio, 1975). Más al norte, en la zona de transición con la Puna, las vulcanitas pleistocenas cubren grandes áreas en la Cordillera Frontal; en La Rioja se destaca la **Formación Cerro Veladero** (Marcos et al., 1971), compuesta por andesitas hornblendíferas, basaltos, tobas, tufitas y brechas. También este ciclo efusivo se correlaciona con la Puna y no con los "**basaltos de Groeber**".

Los principales depósitos cuaternarios de la Precordillera en San Juan y La Rioja están representados por conglomerados gruesos muy poco diagenizados, cuyos principales remanentes se conservan en la región de La Punilla, considerados allí como parte de una extensa bajada, cuyas nacientes se remontan a la Cordillera Frontal (Furque y Cuerda, 1979). Estimamos que estos depósitos pueden correlacionarse con el Primer Nivel de Piedemonte **(Formación Los Mesones**) por su carácter original de bajada, por su posición en el paisaje (es la geoforma cuaternaria más elevada de ese flanco) y por su granulometría gruesa.

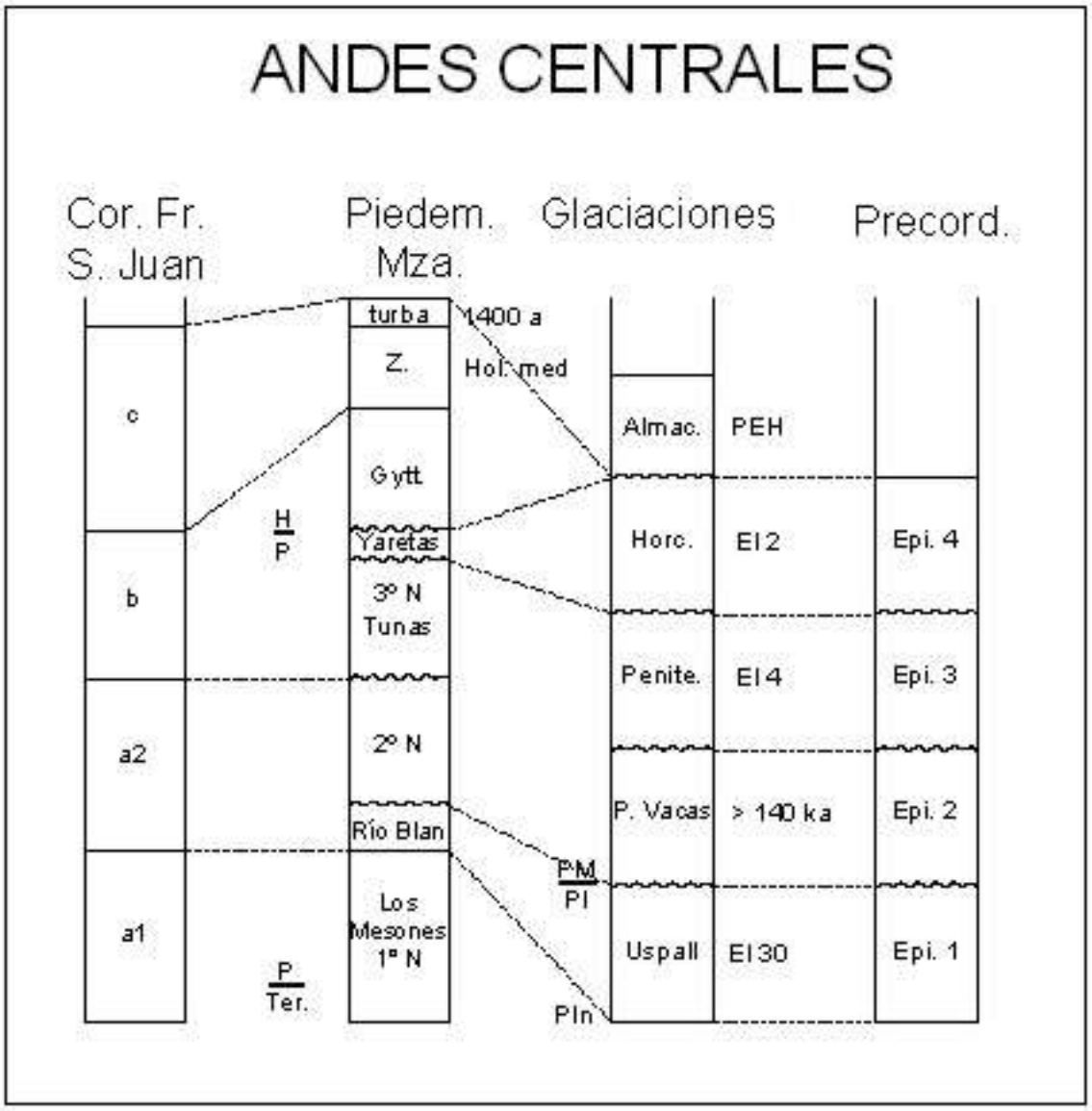
En la cordón del Espinacito, perteneciente a la Cordillera Frontal en San Juan, Iglesia Llanos (1995) reconoció una columna cuaternaria compuesta por cuatro unidades sin denominación formal, de abajo a arriba:

a) Depósitos cuaternarios difundidos,"relictos de antiguas bajadas actualmente disectadas" de hasta 200 metros de espesor. Aparecen dos secciones:

a1) La Sección Inferior está compuesta principalmente por bloques de granito de hasta más de un metro de diámetro, y en forma subordinada, por clastos de vulcanitas. Estimamos que esta sección se depositó principalmente por corrientes de barro. La correlacionamos con el Primer Nivel de Piedemonte.

a2)La Sección Superior, constituida totalmente por clastos de vulcanitas, en su mayoría riolitas, de color castaño oscuro. Corresponderían al Segundo Nivel de Piedemonte.

d) Depósitos de bloques y grava de granitos, vulcanitas y calizas. Acumulados por remoción en masa, los bloques pueden alcanzar 1,5 m de diámetro. Los correlacionamos con el Tercer Nivel de Piedemonte.
e) Depósitos de grava arenosa, en las fajas de inundación de los ríos y arroyos permanentes. Por su posición morfológica y sedimentología, pueden correlacionarse con el Cuarto Nivel de Piedemonte, de edad holocena.




EL RÍO DESAGUADERO

El río Desaguadero ha sido el colector fluvial de los Andes Centrales a lo largo de todo el Cuaternario y constituye el principal sistema de transporte de los sedimentos clásticos y químicos de esa región al océano Atlántico. Actualmente se encuentra bajo clima seco y muy seco; sin embargo, hay elementos sedimentarios y geomorfológicos que indican que existieron épocas, particularmente en el Pleistoceno inferior, que su caudal fue semejante a la descarga actual del río Paraná, por ello se lo describe aquí con cierta extensión.

Su cuenca actual tiene una superficie de 248.000 Km2 y se extiende desde los 27° 35'S en Catamarca hasta la latitud de 38° 50'S, donde desemboca en el Colorado en la provincia de La Pampa. La vía fluvial completa mide 1518 kilómetros de extensión desde las nacientes en el cerro Pissis (6779 metros de altura) hasta la desembocadura. El colector propiamente dicho mide más de 900 kilómetros de longitud. El agua de esta red fluvial proviene de la fusión de la nieve, que precipita en la alta Cordillera por influencia directa del Anticiclón del Pacífico (Iriondo, 1998; Iriondo y Krohling, 1995).

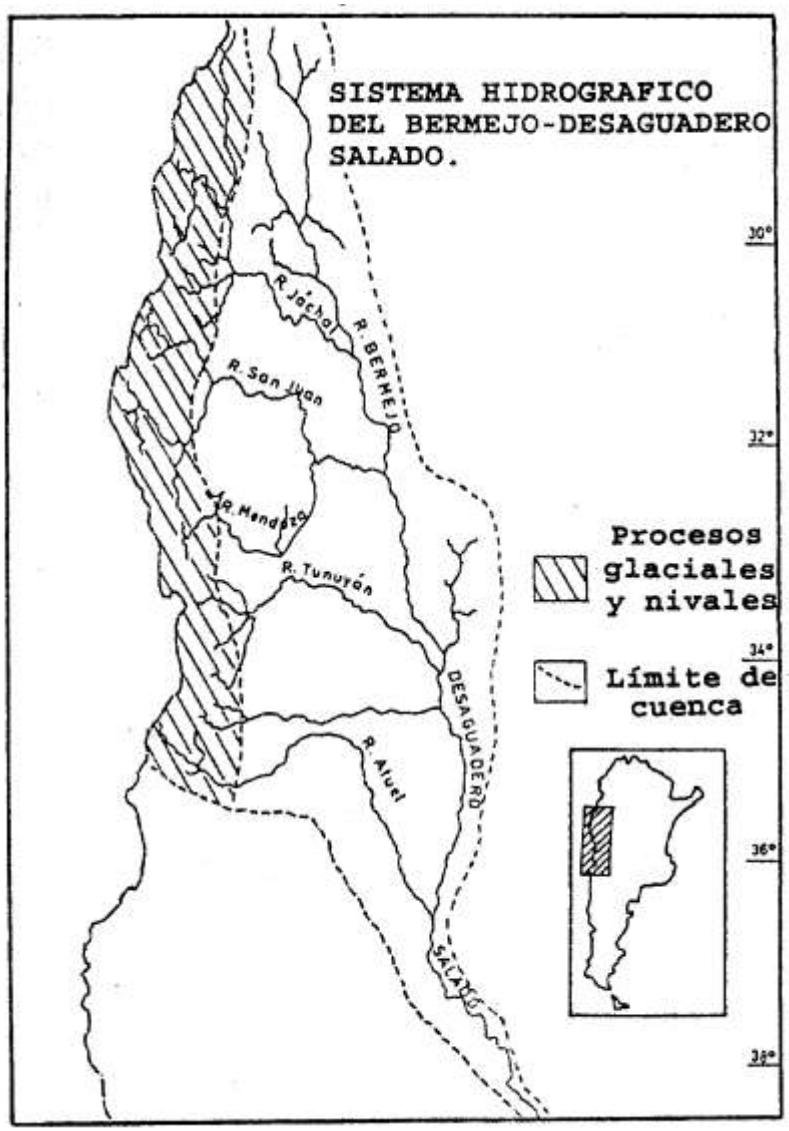



Fig. 8 – 3 – Cuenca del río Desaguadero.

Aproximadamente 150.000 Km2 de esta cuenca están ubicados por encima de los mil metros de altitud, lo que deja una extensa superficie sujeta a criogénesis durante los períodos fríos

del Cuaternario. Dicho fenómeno actúa en grandes áreas incluso en épocas cálidas como la actual, pues más de 15.000 Km2 están en alturas superiores a los 3.000 metros. Las oscilaciones climáticas sufridas por la cuenca del Desaguadero en el Cuaternario corresponden al "Tipo Venezuela", o sea inversos a los ocurridos en la región chaco-pampeana (Ver Capítulo "Sudamérica"). Esta cuenca se divide en cuatro partes:

**La cuenca superior** – Incluye un sector importante de alta cordillera, drenada por el río Blanco-Jáchal, y un área de menor altura que recibe los aportes hídricos y sedimentarios de la sierra de Famatina, los únicos que no pertenecen al dominio andino. El colector recibe allí el nombre de Río Bermejo. A la altura de Villa Unión fluye por un valle de 40 kilómetros de ancho relleno por depósitos cuaternarios, la mayor parte de los cuales son abanicos aluviales del flanco occidental del Famatina (de composición granítica) y en menor medida abanicos aluviales del flanco oriental del cordón cordillerano de Maz (esquistos cristalinos). De Alba (1954) distingue dos grupos diferentes y de distinta edad. Los más antiguos son abanicos aluviales y "conglomerados horizontales" que cubren discordantemente sedimentos triásicos o terciarios; los más modernos constituyen una delgada cubierta de rodados y arenas que transportan los ríos y arroyos. Las partes distales de los conos, cercanas al río, están cementadas por yeso cristalino, que en algunos casos forma cristales grandes. Se puede atribuir edad Pleistoceno inferior a los abanicos aluviales y edad Pleistoceno superior al manto superficial.

El colector, llamado indistintamente Bermejo o Vinchina en esa área, fluye embutido en una terraza bien formada de 1,5 a 6 kilómetros de ancho. De Alba menciona genéricamente "varias terrazas" cuaternarias en la región.

**La cuenca media** – Comprende las subcuencas de los grandes afluentes cordilleranos: San Juan, Mendoza y Tunuyán. Estos drenan las mayores alturas de los Andes, varias de ellas superiores a los seis mil metros, y reciben los mayores volúmenes de nieve durante el invierno. El mayor afluente es el río San Juan, cuyas cabeceras llegan hasta el Aconcagua y forman una red de más de 150 cursos de agua. Al llegar al valle de Tulum, que forma el límite entre los Andes Centrales y las Sierras Pampeanas, acumuló un relleno cuaternario de más de 500 metros de espesor. Suvires (1988) desarrolló el siguiente esquema geomorfológico y estratigráfico para los depósitos fluviales en esa área:

g) **Paleocono**. Es un abanico aluvial con ápice en la quebrada del Zonda formado por dos depósitos. El más antiguo y elevado (T1) está compuesto por rodados gruesos a medianos de rocas ígneas, areniscas, arcosas y calizas. Lo correlacionamos con la **Formación Los Mesones**, del Primer Nivel de Piedemonte. El segundo depósito (T2) se encuentra embutido en el anterior y está compuesto por sedimentos medianos y finos, arena, limo y limo arcillosos. Se correlaciona con la **Formación La Invernada**, del Segundo Nivel de Piedemonte.
h) **Planicie aluvial antigua**. Ocupa la parte central del valle; está formado por materiales heterométricos y heterogéneos, con numerosos cauces abandonados. Es de la misma edad que el paleocono y se une hacia el sur con la planicie del río Mendoza.

i) Una **terraza** que bordea en partes a la llanura aluvial actual.
j) **Llanura de inundación actual**. Está caracterizada por cauces, meandros y barras abandonadas. Tiene un ancho variable, entre 1,5 y 2 kilómetros.
k) **El cauce** del río.
l) Niveles de base locales: Barreal El Jumeal y lagunas de Huanacache.

También existen depósitos coluvio-aluviales de piedemonte bien desarrollados en los flancos de las montañas que bordean el valle. Durante el Pleistoceno superior y el Holoceno se formaron extensos campos de arena; el principal de éstos se encuentra al sur de la sierra de Pie de Palo, ha sido acumulado por vientos de dirección norte-sur.

Las características del Cuaternario de las cuencas de los ríos Mendoza y Tunuyán han sido desarrolladas en párrafos anteriores. Solo merece destacarse acá, en relación con el Desaguadero, la notable inestabilidad del Tunuyán en su zona distal, que ha cambiado de curso por avulsión en varios momentos del Cuaternario (ver Polanski, op. cit.) y aun en épocas recientes.

La cuenca inferior. Es el tramo comprendido entre los 34° 30’ y 37°. El Desaguadero recibe los aportes de los ríos Diamante y Atuel y constituye el límite distal de los grandes abanicos aluviales de dichos ríos. Es el último segmento que recibe aportes cordilleranos de deshielo y sedimentos andinos. El río marca el límite entre Mendoza y San Luis y finalmente penetra en la provincia de La Pampa. En síntesis, el Desaguadero recibe hasta allí los sedimentos derivados de rocas muy diversas, originados en el Famatina, la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal, la Precordillera, el Bloque de San Rafael y unidades menores. De esto se deduce que la asociación mineralógica de las arenas derivadas de esa gran región de aporte debe ser necesariamente compleja y cambiante en el tiempo. En la actualidad se produce una activa meteorización física por criogenia por encima de los 3300 metros de altitud, o sea que la producción de sedimento por kilómetro cuadrado en la Cordillera Frontal se estima varias veces mayor que en el Bloque de San Rafael. No sucedería así durante los períodos muy fríos, en los que la criogenia llegó más abajo e interesó también a montañas bastante menores. Durante los intervalos húmedos y cálidos se produce meteorización química, y en consecuencia una masa mayor de materiales finos derivada de las rocas básicas de la cuenca.

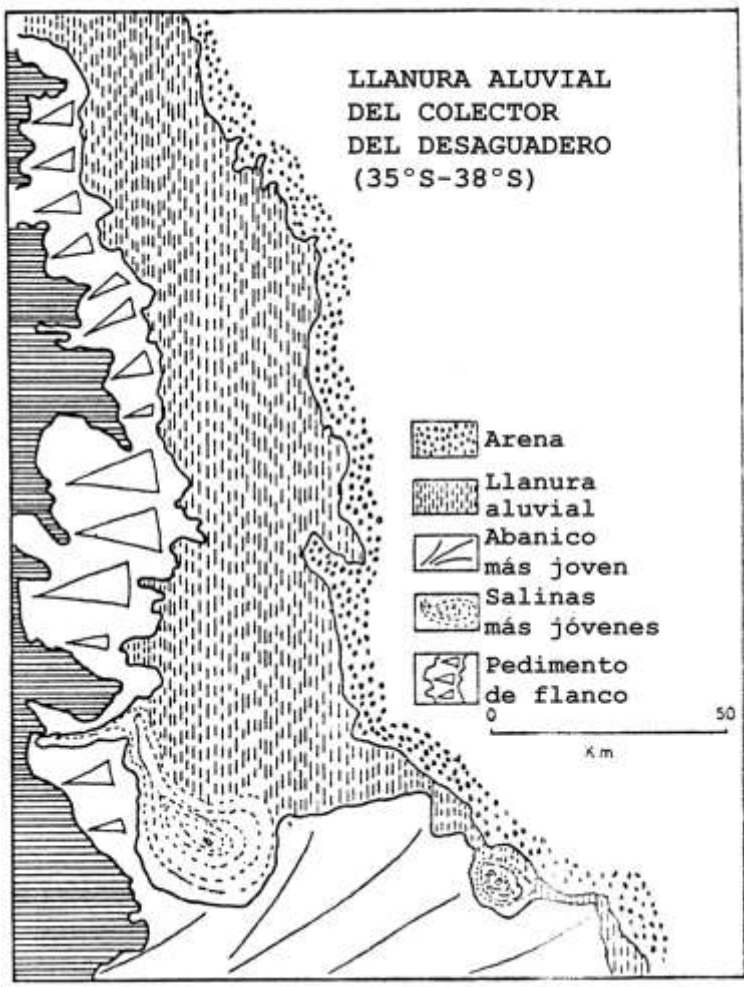



Fig. 8 – 4 – llanura aluvial cuaternaria del Desaguadero en el oeste de la provincia de La Pampa.

**La cuenca distal**. Al entrar en la provincia de La Pampa el río Desaguadero se desconecta de los Andes y tuerce hacia el sudeste, en dirección al Atlántico, en ambientes de meseta y de llanura. Su faja aluvial pleistocena se conserva en el noroeste de La Pampa; tiene 40 a 50 kilómetros de ancho y está compuesta por más de 35 metros de limos y arenas finas interestratificados (Formación Santa Isabel, Salazar, 1983). Fig. 8-4). El mismo ocupó varias posiciones a lo largo del Cuaternario (Malagnino, 1988), excavando varios valles en la **Formación Cerro Azul**, de edad pliocena: Chapalcó, Quehué, Argentino, Utracán, Maracó y otros. En el área en que están en superficie, se los puede identificar a lo largo de 300 kilómetros, con anchos que varían entre 5 y 17 Km; en otros sectores se encuentran cubiertos por el Mar de Arena Pampeano, en el este de la provincia y en Buenos Aires. En esta última provincia se los puede reconocer únicamente en la faja del arroyo Vallimanca y en la depresión de Chasicó, cerca de Bahía Blanca.

La parte final del segmento distal ha permanecido prácticamente inactiva durante el siglo XX y su caudal no alcanzó el río Colorado, excepto durante un par de crecientes excepcionales. Algunos sectores de la llanura aluvial han sufrido erosión eólica y se han transformado en salinas, otro sector fue cubierto por un abanico aluvial del río Colorado. De todas maneras, las

dimensiones de la llanura aluvial preservada entre los 35 y los 38 grados de latitud es similar a la actual llanura aluvial del Paraná e indica caudales hídricos del mismo orden de magnitud.

REFERENCIAS

Ahumada, A. 1990 – Ambientes, procesos y formas periglaciales o geocriogénicas en Quebrada Benjamín Matienzo, Cordillera Principal, Mendoza. RAGA,45(1-2):85-97.

Caminos, R. 1979 – Cordillera Frontal. En: Geología Regional Argentina:396-453, Academia Nac. de Ciencias Córdoba.

Corte, E., Zarantonello, A., Grosso, S., Buk, E., Valero, C. y Vogt, T. 1994. A Pleistocene fossil rock glacier in the Precordillera of Mendoza, lat. 33 South, Argentina, 1100-1800 m.a.s.l. GEOHIDROLOGÍA, CRICYT, Mendoza. 13 pág.

Espizúa, L. 1993 – Quaternary glaciations in the Río Mendoza valley, Argentine Andes. Quaternary Research, 40:150-162.

Furque, G. y Cuerda, A. 1979 – Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Geología Regional Argentina:456-522, Academia Nac. de Ciencias Córdoba.

Iglesia Llanos, M. 1995 ‘ Geologìa del área de Manantiales, cordón del Espinacito, San Juan. RAGA,50(1-4):195-211.

Marín, G. y Nullo, F. 1988 – Geología y estructura al oeste de la cordillera de la Ortiga, San Juan. RAGA, 43(2):153-162.

Polanski, J. 1962. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Provincia de Mendoza). RAGA,17(3-4):127-349.

LISTA DE FORMACIONES GEOLÓGICAS CUATERNARIAS EN LOS ANDES CENTRALES

- Agua de Loyola
- Agua Segura
- Almacenes
- Andesita II
- Asociación Piroclástica Pumícea
- Asociación Volcánica Neopleistocena
- Asociación Volcánica Paleopleistocena
- Asociación Volcánica Postglacial
- Atuel
- Bajada Grande

- Cañada Colorada
- Cenoglomerado del Alumbre
- Cenoglomerado Volcánico Castro
- Cerro Guanaquero
- Confluencia
- Coyocho
- Diamante
- Hastetelitense
- Horcones
- La Invernada
- El Totoral
- El Chillante
- El Zampal
- La Estacada
- Las Peñas Sur
- Las Tunas
- Los Alamitos
- Los Jumes
- Los Mesones
- Payún Matrú
- Penitentes
- Punta de Vacas
- Real de las Yaretas
- Río Blanco
- Uspallata

# X - PAMPA NORTE

La región pampeana es una extensa llanura que cubre la región central de la Argentina con una superficie total de 600.000 Km2 y que exhibe actualmente una notable identidad, caracterizada por la horizontalidad general del terreno, sedimentos eólicos en superficie, ecología de pradera o similar, y clima húmedo a subhúmedo subtropical. Sin embargo, dicho sistema es realmente nuevo; se formó durante el Estadio Isotópico 4 y adquirió sus características fundamentales durante el Estadio Isotópico 2. O sea que abarca solamente algo más del 3 % del Período Cuaternario. Está comprobado que sistemas similares fueron generados en otras épocas del Cuaternario (por lo menos una vez, ver Iriondo y Krohling, 2007). Sin embargo, para un ordenamiento general de este período es necesario dividir la región pampeana en dos partes diferentes entre sí: Pampa Norte y Pampa Sur.

La Pampa Norte abarca el área comprendida entre la Sierra Chica de Córdoba y el río Paraná, con un sector del sudeste de Entre Ríos. Su límite norte tiene rumbo diagonal aproximadamente marcado por el río Salado, que la separa del Chaco. Y un límite sur de orientación también diagonal, que sigue la línea La Plata-Junín-Venado Tuerto-Villa María (Fig. 1; Iriondo, 1994). Limita allí transicionalmente con la Pampa Sur. Está dominada en el oeste por la influencia geológica de las Sierras Pampeanas y en el este por los aportes sedimentarios chaqueños y brasileños; el límite entre ambos está bien definido, es la falla Tostado-Selva, que separa Córdoba de Santa Fe. Se describen aquí en forma separada las áreas occidental y oriental.

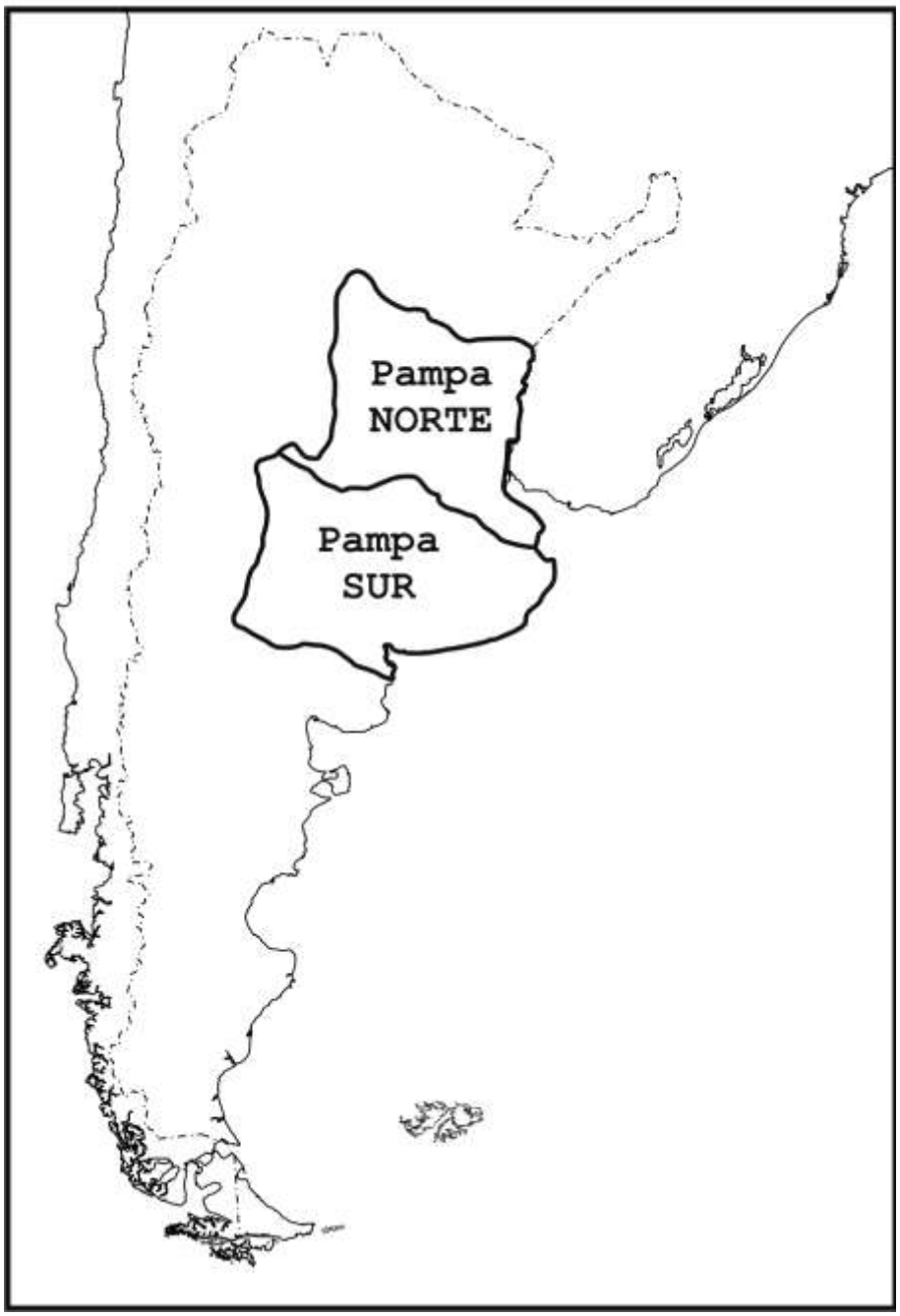
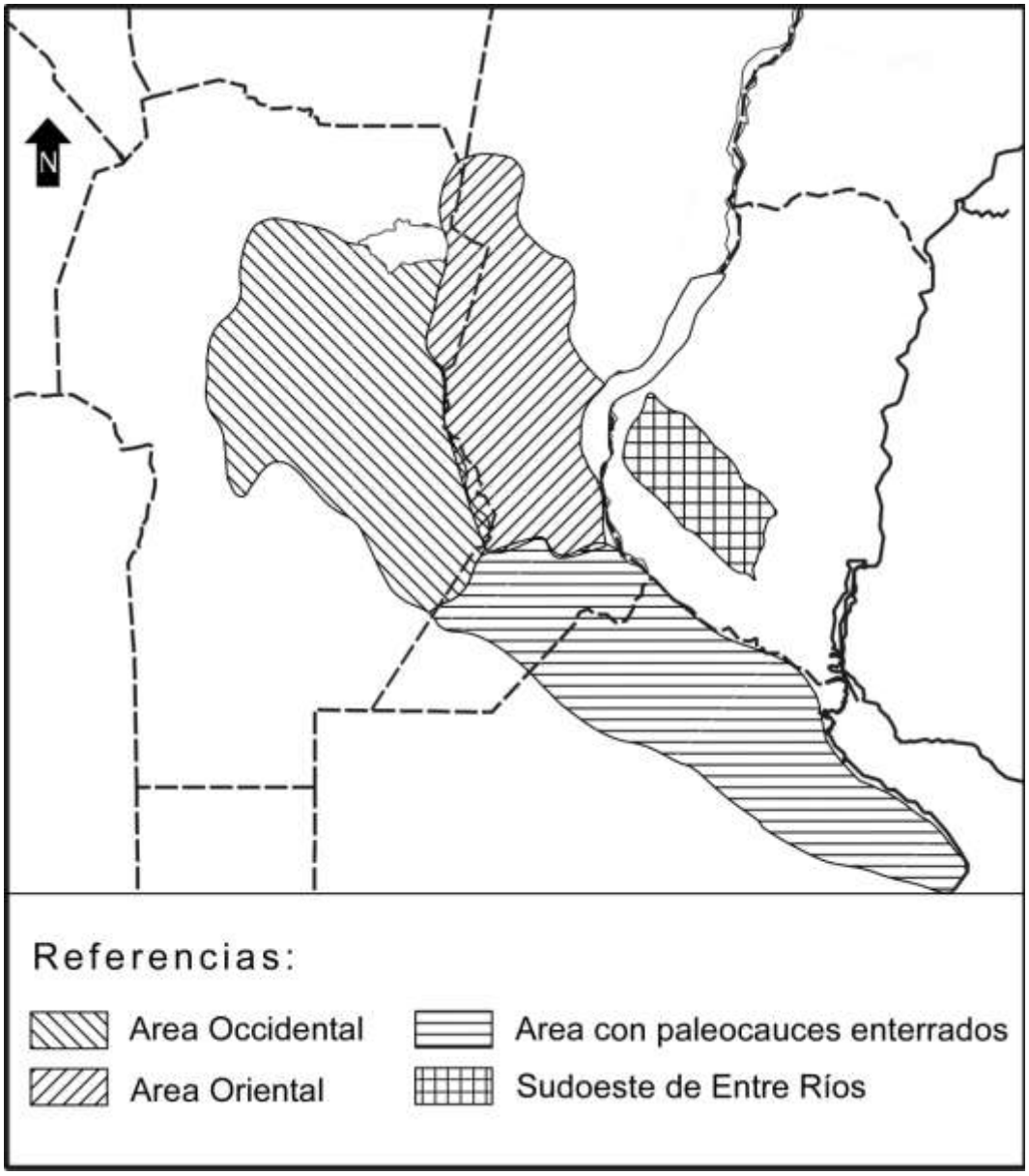



Fig. 1 – Extensión y divisiones de la Pampa.




Extensión y divisiones de la Pampa Norte

Unida

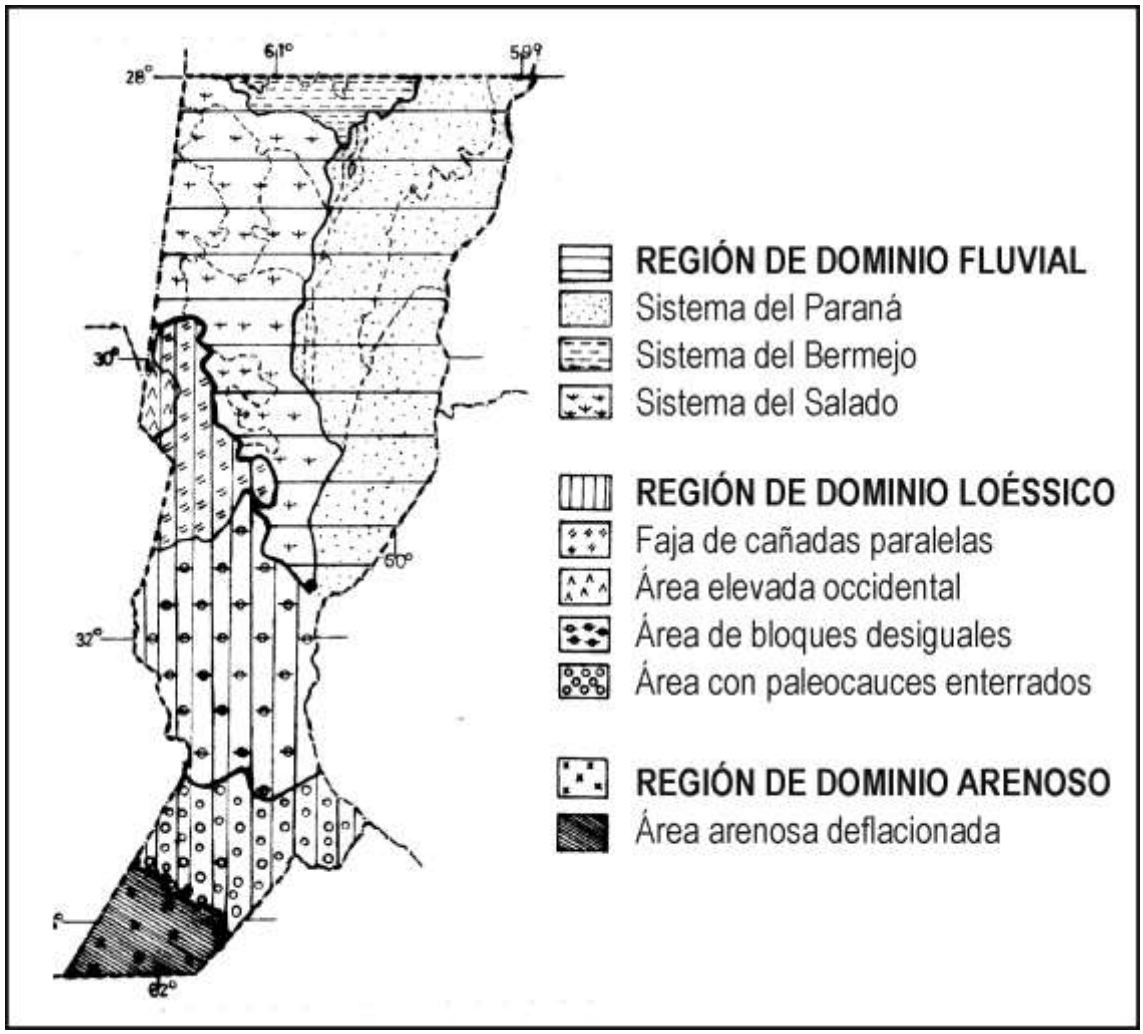



Fig. 10 - – Unidades geomorfológicas de la provincia de Santa Fe. La "Región de Dominio Loéssico" es la Pampa Norte, desde el punto de vista estratigráfico (Respectivamente: Dominio Fluvial es Chaco Austral y Dominio Arenoso es Pampa Sur)

ÁREA OCCIDENTAL

El área occidental se divide en dos ambientes, el abanico aluvial del este de Córdoba y la depresión de la laguna Mar Chiquita. El abanico aluvial se extiende sobre una amplia área, desde las sierras hasta el límite con la provincia de Santa Fe, formado por el arroyo Tortugas. Tiene 180 kilómetros de longitud y 300 kilómetros de ancho en su línea distal (Iriondo, 1984). Está formado por la coalescencia de los abanicos de los ríos Tercero y Segundo, con volúmenes menores de los ríos Primero y Cuarto y algunos arroyos menores (Fig.2). Se trata de ríos antecedentes con respecto a la Sierra Chica, es decir, son anteriores al levantamiento de esta cadena montañosa. El

ápice del abanico está ubicado a la salida de las quebradas de los ríos Segundo y Tercero. Su composición refleja varios cambios ambientales ocurridos durante el Cuaternario, que han sido descritos como cuatro formaciones distintas por Santa Cruz (1972, 1973, 1978). Actualmente los ríos Tercero y Cuarto cruzan la falla Tostado-Selva, no así el Primero y el Segundo, que desembocan en la laguna Mar Chiquita, localizada en la parte deprimida de una depresión tectónica.

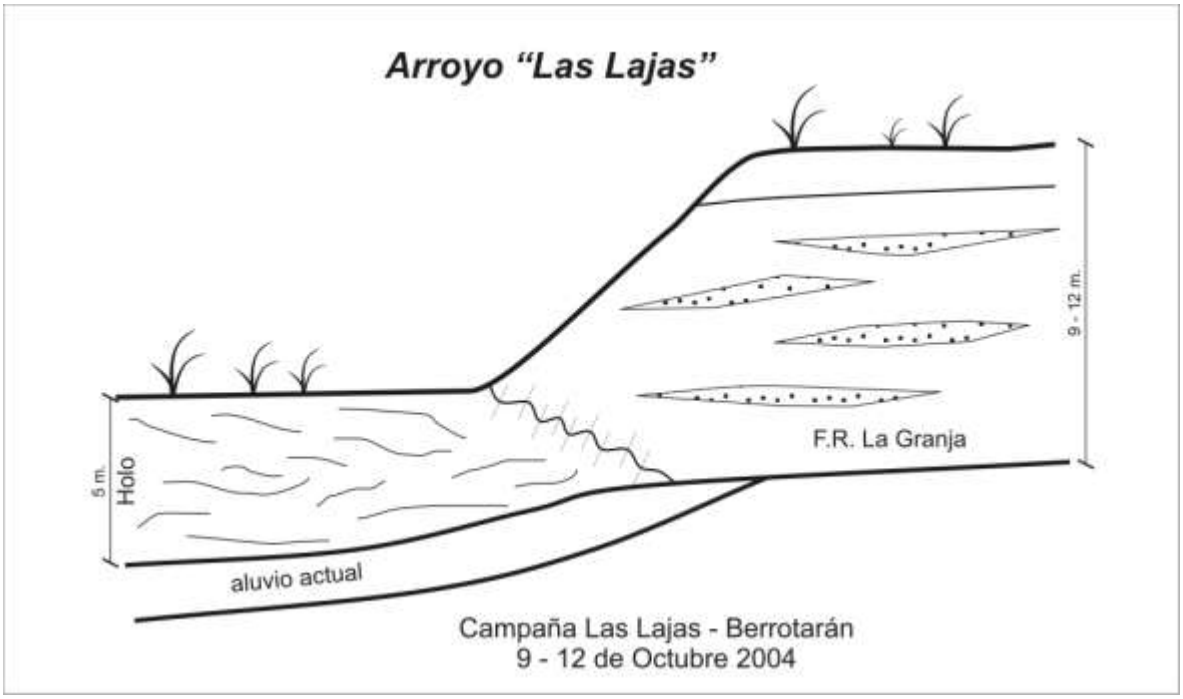



Fig. 2 – Perfil transversal del arroyo Las Lajas, cerca de Berrotarán.

Krohling e Iriondo (1999) y Brunetto (2008) identificaron geomorfológicamente a la zona de influencia de la laguna Mar Chiquita a las siguientes unidades:

**La Depresión Lacustre** – Tiene evidente origen tectónico indicado por la regularidad de sus límites. Tuvo una extensión estable de aproximadamente 2.000 Km2 durante casi todo el siglo XX, extendiéndose a 6.000 Km2 entre 1970 y 1975. El mayor aporte hídrico actual corresponde al río Dulce. La faja litoral es compleja, donde el oleaje es el agente morfodinámico más importante. Las variaciones del nivel del agua han marcado diferentes paleoriberas. Los controles estructurales principales son la falla Tostado-Selva y el bloque Altos del Chipión.

El fondo de la laguna está compuesto por varias unidades (Fig. 3):

a) Sedimentos aluviales acarreados por el río Dulce, que cubren la mayor parte de la depresión.

b) Un **área evaporítica**, caracterizada por abundantes precipitados de yeso, que corresponde al depocentro principal.

c) Un **depocentro** secundario representado por un barro rico en yeso.

d) **Arenas eólicas** de la Formación Campo Maare, permanentemente sumergidas.

e) **Sedimentos aluviales** depositados por el río Segundo.

f) **Áreas transicionales**, correspondientes a ambientes marginales y mixtos.

**Los Antiguos Abanicos de los ríos Primero (Suquía) y Segundo (Xanaes)** – Fueron generados por los desplazamientos de canales distributarios en el área distal de estas cuencas, antes de sus desembocaduras en la laguna. El abanico del Segundo es considerablemente mayor que el del Primero. Su ápice original está ubicado a 150 kilómetros de distancia de la laguna; está compuesto por sedimentos finos y arena, en gran parte consiste en el cuerpo de la **Formación Lagunilla del Plata**. Un abanico menor se ha desarrollado posteriormente dentro del mismo, con ápice cerca de El Tío. Se reconocen tres unidades geomorfológicas dentro del abanico: área con paleocauces, área con hoyas de deflación anegadas, y faja fluvial.

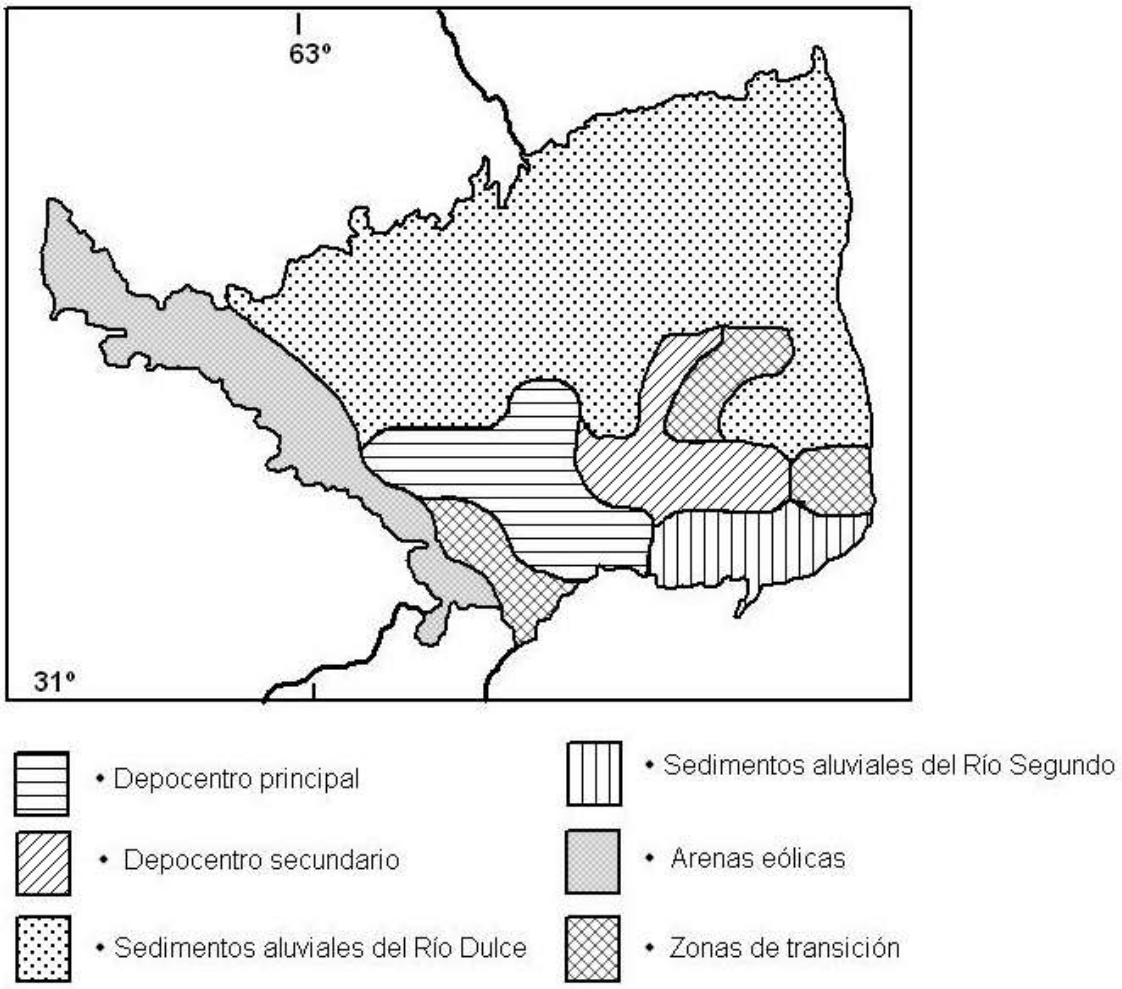



Fig. 3 – Mapa del fondo de la laguna Mar Chiquita.

**El Sector Distal de la Cuenca del Río Dulce** – Es parte de una serie de bloques hundidos y está compuesto por dos unidades geomorfológicas. Una de ellas es el Abanico Aluvial del Río Dulce, que tiene un patrón de drenaje enrejado controlado por fracturación reciente y actual. El otro es el Valle Principal, desarrollado a lo largo de un área hundida de orientación general norte-sur. Debe tenerse en cuenta que el río Dulce aporta más del 90 % del volumen hídrico que recibe la laguna Mar Chiquita.

**El Bloque de San Guillermo** – Limita al este de la Depresión; forma parte del Área Oriental.

En el área de Mar Chiquita fueron descritas varias formaciones geológicas cuaternarias (Krohling e Iriondo, 1999): Carcarañá, Lagunilla del Plata, Marull, Tezanos Pinto, Lomita del Indio, San Guillermo y Campo Maare, además de un importante suelo hypsithermal.

**Formaciones Geológicas del Área Occidental**

**Formación Río Cruz del Eje** - Esta unidad fue definida formalmente por Carignano (1997) para el flanco noroeste de la Sierra Grande. Anteriormente fue estudiada por Santa Cruz (1978) para el piedemonte de la Sierra Chica con el nombre de Fm Estancia Belgrano. Según este último autor, está compuesta en esa región por conglomerados deleznables gruesos a finos, con psamitas gruesas en lentes intercaladas. La composición petrográfica de los rodados indica dominante procedencia granítica, filoniana y de metamorfitas de alto grado; los clastos son subredondeados a redondeados. Suman del 60 al 70 % del depósito. El resto está formado por metamorfitas de bajo grado. En la fracción arena el mineral dominante es el cuarzo, con 80-90 % del total de los granos; está subredondeado a redondeado. Los granos suelen estar cubiertos por una película de óxido férrico. Los minerales arcillosos están dominados por la montmorillonita, con illita relativamente abundante. Concluye Santa Cruz que la fuente de estos materiales ha sido indudablemente el Basamento Cristalino. Se extiende en el subsuelo hasta cerca de Villa María. Fue depositada en el Pleistoceno inferior.

**Formación Río Primero -** Fue propuesta por Santa Cruz (1972). Constituye gran parte de las barrancas ubicadas en el valle del río Primero en su tramo de piedemonte. Está integrada por dos miembros: El inferior está compuesto por limos arcillosos rosados, con intercalaciones arenosas lenticulares y espesor expuesto de 10 metros (sin ver base). Tiene laminación entrecruzada y laminación horizontal, además de laminación convoluta en paquetes de 10 cm de espesor en algunos lugares. Incluye paleosuelos con horizonte B. La fracción arena está compuesta por 80 % de granos de cuarzo, y porcentajes menores de oligoclasa, microclino y escasos pesados. Es notable la ausencia de vidrio volcánico. Los minerales arcillosos están dominados por illita, con montmorillonita subordinada (Santa Cruz, 1978).

El miembro superior está formado por grava gruesa y mediana, con matriz arenosa y abundante carbonato de calcio hacia el techo; el sedimento es granodecreciente dentro de cada estrato. La grava está concentrada en paleocanales distribuidos a diferentes alturas del perfil; también está dispersa en matriz arenosa. Predominan los clastos de origen plutónico y migmatítico, en menores proporciones aparecen rodados de esquistos y pegmatitas. La fracción arenosa está formada por 80 % de cuarzo, oligoclasa y microclino. Hay escasas trizas de vidrio volcánico ácido.

El miembro superior de esta formación aflora en cárcavas hasta las localidades de Tancacha y Hernando, unos 40 kilómetros al este de la sierra Chica. Castellanos lo denominó “Pampeano Rojo”. Su edad probable está ubicada en el Pleistoceno inferior a medio.

**Formación Palo Negro -** Es de naturaleza lacustre a palustre. Está compuesta por capas de arcilla y carbonatos, con alta concentración de segregaciones de óxidos de hierro (Brunetto, 2008). Tiene colores oscuros, generalmente marrón oscuro a negro. Su característica más conspicua es la presencia de laminación en las arcillas. Se alternan láminas de depósitos silicoclásticos (arcillas y limos) con capas que presentan altas concentraciones de óxidos de hierro y carbonatos. Los planos de debilidad que genera esta estructuración primaria han sido rellenados por depósitos carbonáticos secundarios. Tiene un espesor de alrededor de 2 metros en su localidad tipo. Se encuentra en discordancia debajo de la Fm Tezanos Pinto y su edad corresponde al Último Interglacial, o sea el límite aproximado entre el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior. Por otra parte, dos dataciones obtenidas por OSL indican edades correspondientes al Estadio isotópico 3: 67.440 +- 5070 a. A.P. y 64.280 +- 4860 a. A.P.

**Formación Carcarañá -** Está compuesta por arena muy fina a fina limosa, escasamente arcillosa. Se generó por acción eólica y disipación de dunas durante el EI3. Fue descrita por Krohling (1995). Está más desarrollada en el Área Oriental de la Pampa Norte.

**Formación Lagunilla del Plata -** Esta unidad representa los depósitos sedimentarios del abanico aluvial del río Segundo. Su espesor típico es de 2 metros, con 3,50 m en el perfil tipo; forma taludes subverticales con notable microrrelieve y costras salinas y yesíferas. El sedimento se depositó en un ambiente de barreal y está parcialmente consolidado; es arena muy fina y arena muy fina limosa de color marrón rojizo en húmedo y marrón amarillento en seco. Incluye abundante carbonato de calcio disperso y en concentraciones pulverulentas. Se intercalan lentes arcillosas color verde oliva, de ceniza volcánica alterada. También pequeños paleocauces de hasta 1 metro de profundidad rellenos de arena limosa conteniendo abundante muscovita, frecuentemente cementados con precipitados de sílice y nódulos de óxidos de hierro. Su edad probable es el Estadio Isotópico 3.

**Formación Marull -** Este depósito de origen fluvial aflora en la margen izquierda del río Plujunta, con 3,5 metros de espesor. Está compuesto por arena pobremente seleccionada de color marrón amarillento. Se compone de estratos gruesos, concordantes, lenticulares, con laminación interna. Está cementado irregularmente por carbonato de calcio, sílice y sesquióxidos de hierro; tiene consolidación mediana a alta. La mineralogía de la fracción arena fina indica un predominio de los materiales típicos del basamento de las Sierras Pampeanas (feldespatos, cuarzo, alteritas); el resto está formado por materiales volcaniclásticos de origen cordillerano (vidrio, alteritas). La fracción arcillosa tiene una composición compleja, producto de varios procesos epigenéticos sucesivos: illita, cuarzo, esmectitas, calcita, gibbsita, goethita y alofano. Una datación por TL de su parte central indica una edad de 45.610+- 1990 años A.P., lo que la coloca en el Estadio Isotópico 3, que en la Pampa fue húmedo y cálido.

**Formación Tezanos Pinto -** Es el loess del Sistema Eólico Pampeano. Cubre gran parte de la llanura cordobesa hasta la Ruta Nacional No. 8. En la zona cercana a la Sierra Chica Santa Cruz (1978) la denominó Formación General Paz; está compuesta en esa región por limolitas finas y medianas (la mediana oscila entre 5,6 fi y 6,4 fi), con 20 % de arcilla y menos de 10 % de arena. La fracción arena fina contiene 40 % de vidrio volcánico ácido con diferentes grados de alteración; hay 20 a 30 % de oligoclasa y porcentajes menores de cuarzo y feldespatos potásicos. El loess incluye lentes aislados de gravas y rodados. La illita integra casi el 90 % de los minerales arcillosos, con montmorillonita subordinada.

En el área de la laguna Mar Chiquita esta formación está compuesta por limo, con arcilla subordinada en proporciones variables y rara arena muy fina y fina. Su espesor alcanza los 7 metros en Altos del Chipión. El color es allí "anaranjado sucio" (dull orange, 7.5 YR a 7.3 YR). El carbonato de calcio es abundante, en forma diseminada y en concreciones ubicadas erráticamente en el perfil.

Su edad corresponde al Pleistoceno superior (Estadio Isotópico 2). Una datación por TL cerca del tope de la formación en Altos del Chipión indicó una edad absoluta de cerca de 32.000 años A.P.

**Formación Lomita del Indio -** Representa un campo de arena que aparece a lo largo de la costa sur de la laguna Mar Chiquita. Forma una barranca subvetical en la orilla del lago, que ha sido afectada en algunos puntos por flujos de barro. Está compuesta por arena muy fina a fina limosa de color marrón amarillento, en estratos gruesos a muy gruesos. Su parte inferior ha sido erodada en forma de plataforma de abrasión por efecto del oleaje de la laguna. Tiene un espesor variable, entre 1,5 y 4 metros, preservando la morfología original de un campo de dunas. Se extiende 10 kilómetros a lo largo de la costa hasta la desembocadura del arroyo Plujunta, donde se apoya en discordancia sobre la Formación Carcarañá. La fracción arena fina está compuesta por dos asociaciones mineralógicas de orígenes diferentes: la dominante está integrada por volcaniclastos (vidrio y cuarzo policristalino); la otra por materiales originados en las Sierras Pampeanas (feldespatos, cuarzo monocristalino, fragmentos líticos). Una datación cerca de la base de la formación indica una edad TL de 15.690+- 1720 años A.P., en el Pleistoceno final.

**Suelo Hypsithermal -** Representa un nivel generalizado de pedogénesis en toda la región pampeana y la Mesopotamia. En el área de Mar Chiquita se ha desarrollado en la parte superior de la Formación Tezanos Pinto. Está representado allí por horizontes Bt y Ck. Se ha desarrollado en un período húmedo y cálido ocurrido en el Holoceno entre 8500 y 3500 años antes del presente (Iriondo, 1990).

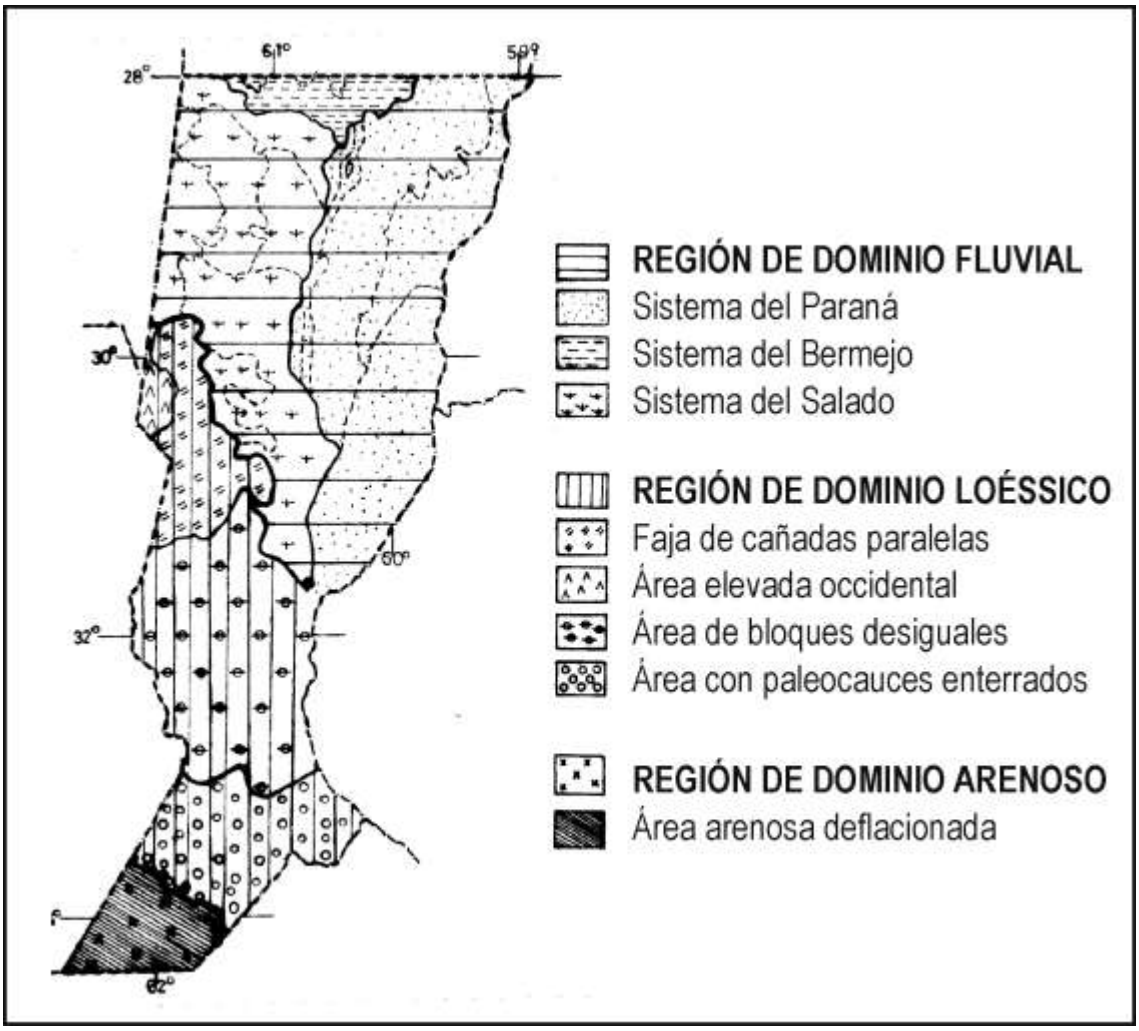
**Depósitos lagunares hypsithermales -** Un depósito lagunar típico forma una barranca baja a lo largo de la costa sur de Mar Chiquita. Tiene 50 centímetros de espesor y su base está situada a 1,20 m por encima de la plataforma de abrasión. Está compuesto por limo arcilloso color gris oscuro, plástico, friable a medianamente consolidado. Laminado en algunos sectores, con intercalación de niveles de color negro y marrón oscuro. Contiene pequeños lentes de arena y motas de sesquióxidos de hierro. Incluye restos vegetales parcialmente descompuestos (carbonizados) y abundantes gastrópodos.

**Formación Río La Granja -** Son depósitos que rellenan antiguos valles al este de las sierras Chica y de Comechingones. Está compuesta en general por limos medianos y finos. La fracción arena presenta granos subangulosos de cuarzo en porcentajes variables entre el 70 y el 80%, con escaso vidrio volcánico. En la fracción arcilla predomina la illita (77%) sobre la montmorillonita (21 %). Forma la terraza alta del río Primero y de otros cauces que bajan de las sierras Chica y Comechingones (Figura perfil arroyo Las Lajas). Estimamos su edad en el Estadio Isotópico 3.

ÁREA ORIENTAL

El área oriental está ubicada en la región central de la provincia de Santa Fe y noreste de Buenos Aires; colocamos también en ella a un sector del sudoeste de Entre Ríos en el que aflora el Grupo Punta Gorda, cuyas características dominantes son indudablemente de tipo pampeano. El desarrollo de las unidades cuaternarias de esta área estuvo caracterizado por la influencia de los grandes ríos Paraná y Uruguay en una morfología regional de planicies divididas en bloques tectónicos de miles de kilómetros cuadrados de extensión. Igualmente importantes fueron los aportes eólicos de sedimentos cordilleranos provenientes del sur. En 1987 se mapeó el Cuaternario de Santa Fe en sus rasgos fundamentales, que reflejan dichas características (Iriondo, 1987, Fig. 4):

- Área elevada occidental, o Bloque San Guillermo.
- Faja de cañadas paralelas.
- Área de hoyas de deflación.
- Área de bloques desiguales.
- Área con paleocauces enterrados.
- Sudoeste de Entre Ríos (no figura en la publicación original, dedicada solo a Santa Fe)




Como puede apreciarse, se trata de un mapeo fundamentalmente geomorfológico; sin embargo, en este caso existe una sólida coincidencia entre geomorfología y estratigrafía en las áreas consideradas. No disponemos de información semejante sobre el sector bonaerense de la Pampa Norte, de manera que queda en blanco su descripción areal, aunque se conoce su columna estratigráfica.

**El Bloque de San Guillermo** – Forma una superficie elevada de 17.800 Km2 en el oeste de la provincia de Santa Fe y el borde noreste de la provincia de Córdoba. Debido a su posición topográfica, durante el Cuaternario estuvo sujeto solamente a sedimentación eólica, sin sedimentación ni erosión aluvial, algo atípico en la Pampa Norte. Está limitado por fallas con rechazos del orden de los 30 metros, y tiene una definida identidad estratigráfica, sedimentológica y geomorfológica que lo diferencia de las áreas vecinas (Krohling e Iriondo, 2003). Una perforación

de estudio hasta 102 m de profundidad realizada en la localidad de San Guillermo atravesó 53 metros de loess primario y una unidad limo arcillosa de edad probablemente pleistocena, sedimentados en discordancia sobre la Fm Paraná (arenas y pelitas miocenas). El paquete loéssico está representado por tres formaciones, cuya mineralogía está dominada en forma casi excluyente por tres formas de cuarzo: policristalino, en microaglomerados y monocristalino. El mineral arcilloso dominante es la illita. La fuente de origen de dichos materiales es probablemente un loess antiguo situado al sur. El tamaño de grano dominante es el limo, que representa el 65 % del total. Un estudio regional utilizando descripciones de más de 100 pozos anteriores existentes en la región (cubriendo unos 50.000 Km2) permitió determinar que en el bloque de San Guillermo la columna estratigráfica se mantiene constante y que varía fuera de sus límites por procesos de erosión y sedimentación fluvial.

Los 53 metros de loess constituyen el máximo espesor de loess primario del mundo, únicamente superado por el “loess plateau” de China y está integrado por tres formaciones superpuestas; el perfil es el siguiente (de arriba abajo):

0,00-0,60 m – Formación San Guillermo. Limo eólico gris (5YR 5/1), masivo.

0,60-1,10 m – Suelo enterrado del Holoceno medio. Horizonte Bt moderadamente desarrollado, marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2).

1,10-22,00 m - Formación Tezanos Pinto. Limo eólico con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, de color marrón claro (7.5 YR 6/4). Poroso, friable y masivo. Variable cantidad de segregaciones de carbonato. Agregados finos de limo marrón. Lentes palustres intercaladas.

22,00-30,50 m – Loess A. Limo eólico grueso con arcilla y arena fina subordinadas, de color rosado (7.5 YR7/3). Macroporos con segregaciones de hierro y manganeso. Lente palustre arenosa intercalada.

30,50-54,00 m – Loess B. Limo eólico grueso con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, color rosado (7.5 YR 7/3). Segregaciones secundarias comunes de carbonato y rizoconcreciones duras. Escasos nódulos ferromanganíferos. Probables paleosuelos intercalados.

54,00-60,30 m – Unidad limosa palustre, de color marrón amarillento 10 YR 6/4). Contiene concentraciones friables de ceniza volcánica de color oliva (5Y 5/4). Intercalaciones de niveles calcáreos y capas pelíticas rosadas (5 YR 7/3). Nódulos ferromanganíferos.

60,30-101,50 m – Formación Paraná.

Las dataciones absolutas (OSL) obtenidas para el Loess A han sido de 118.319 +- 7590 a. A.P. y 105.970 +- 6755 a. A.P. Una datación en el Loess B indica 99.730 +- 7540 a. A.P. De manera que el primer valor aparece claramente invertido, ya que el Loess B está debajo del Loess A.

**El Área de Bloques Desiguales** – Está caracterizada por movimientos neotectónicos que han formado bloques de distintas dimensiones, que afectan a la Formación Ituzaingó, elevándola y hundiéndola visiblemente. Esta unidad forma parte de la mayor parte del área, con excepción del noroeste de la misma. Los movimientos neotectónicos han sido descritos detalladamente por Passoti (1982). La columna cuaternaria del área junto al Paraná es: Ituzaingó/Puerto San Martín/ Carcarañá/ Tezanos Pinto/Lucio López/San Guillermo. En el límite con la provincia de Córdoba se conoce la siguiente columna: Paleocauce del río Dulce/Fm Ceres/Tezanos Pinto/San Guillermo.

**El Área con Paleocauces Enterrados** – Es similar a la anterior, con la intercalación de la Formación Rosario. Los paleocauces, ubicados debajo de la Formación Tezanos Pinto, son de los ríos Cuarto y Quinto. El río Cuarto ha sido afluente del Tercero y del Quinto en diferentes períodos del Pleistoceno.

No contamos con una descripción areal fehaciente de esta área en el territorio de la provincia de Buenos Aires, donde ha recibido a veces el poco afortunado nombre de "Pampa Ondulada". Se trata de un bloque relativamente elevado, con afloramientos del Pleistoceno inferior y superior en la barranca de varios metros de altura que forma en la margen del río Paraná y del Río de La Plata, hasta aproximadamente la latitud de Lobos y San Miguel del Monte. Limita en la provincia de Buenos Aires con la depresión del Salado. La columna estratigráfica allí es: **Ituzaingó/ Punta Gorda/Hermandarias/Tezanos Pinto/San Guillermo**. Punta Gorda, Hernandarias y Tezanos Pinto incluyen paleosuelos en sus perfiles (Krohling, paleosuelos) lo que indica una mayor proximidad al océano Atlántico que el resto de la Pampa Norte. Lógicamente, presenta en su área sur algunos elementos que la asemejan a la Pampa Sur, y aun a la Patagonia. Por ejemplo, la laguna de Lobos; ésta es una depresión de origen eólico (similar a los Bajos Patagónicos) que incluye grandes depósitos de yeso límnico, casi nueve millones de toneladas (Dangaus y Blasi, 1992).

**Formación Luján** – Toledo (2005) actualizó y dató el clásico perfil tipo de Ameghino entre Luján y Jáuregui, obteniendo importante información sobre el área del noreste de Buenos Aires, que pertenece al Área de Paleocauces Enterrados, que se describe aquí para el sur de Santa Fe. La Formación Luján resulta una faja fluvial compuesta por dos miembros, el "Lujanense Verde" y el "Lujanense Rojo", correlacionables con otras unidades de la Pampa Norte y de la Mesopotamia. Se apoya en un loess excavado por el río y sobre un conglomerado basal discontinuo compuesto por rodados de tosca. De abajo a arriba:

0,00-0,15 m – Conglomerado verdoso de tosca rodada.

0,15-1,15 m – Lujanense Verde sensu stricto. Limo verdoso masivo, carbonático. Incluye lentes de arena fina, que gradan hacia facies de planicie de inundación palustre. Correlaciona con la formación Carcarañá y con la formación Arroyo Felciano de la Mesopotamia. Termina en un nivel edafizado, denominado pre-LGM, con estructura prismática mediana a pequeña, cutanes ferromagnésicos y sin concreciones carbonáticas. Lo correlacionamos con el nivel de pedogénesis S4.

Discordancia intralujanense.

1,15-3,10 m – Lujanense Rojo. Es un ciclo fluvial completo. Comienza con un conglomerado de matriz verdosa y rojiza conteniendo restos óseos y dientes de mamíferos extinguidos. Siguen hacia arriba limos y arenas finas rojizas d relleno de canal, que gradan hacia arriba a limos amarillentos. Se trata fundamentalmente de loess redepositado. Su edad corresponde al Estadio Isotópico 2 y correlaciona con la Formación Tezanos Pinto. Culmina con un nivel edafizado con rizoconcreciones y estructuras prismáticas; es el Suelo Post-LGM, del nivel S2, el Suelo Hypsithemal que afectó a toda la Pampa y la Mesopotamia (Krohling e Iriondo, 2004) al que pertenece el Suelo Los Toldos de San Luis, entre otros.

Techo de la Formación Luján

**"Platense"** – Suprayacen a la secuencia anterior facies de limos grises y marga gris clara a blanca. Su base está formada por una pelita negra datada en 10.730 +- 70 años A.P. Correlaciona con la **Formación Lucio López** del centro santafesino.

**Formaciones Geológicas del Área Oriental**

Un perfil estratigráfico general del Cuaternario del Área Oriental (no exhaustivo) puede verse en la Figura 5.

**Formación Rosario -** La Formación Rosario (Iriondo, 1987; Iriondo, 1994) es el clásico Ensenadense estudiado por Castellanos y Frenguelli en la barranca del Paraná del sur de Santa Fe. Compone el cuerpo principal del Cuaternario en el Área con Paleocauces Enterrados. Esta formación yace sobre la Fm Ituzaingó y está cubierta en el interior de la provincia por las unidades cuaternarias más modernas. Su espesor varía desde 12 metros a más de 100 metros en el noreste de Buenos Aires, en general la potencia se incrementa de este a oeste. En el sur de Santa Fe el espesor es muy irregular, reflejando un efecto tectónico. Esta unidad está ubicada en el subsuelo, aflorando solamente en sitios aislados en las márgenes de los ríos; su sección superior aflora casi continuamente en la base de la barranca del Paraná en el sector de Rosario.

Está compuesta por limos arcillosos y limos arenosos consolidados a duros, de color pardo y verde, ordenados en estratos gruesos y muy gruesos. Contiene varios tipos de concreciones de carbonato de calcio. Son frecuentes las estructuras poliédricas y poros cubiertos de pátinas de manganeso y óxidos de hierro. Está formada por una sucesión de estratos de origen eólico (loéssicos) y palustres, interestratificados irregularmente; estos últimos tienen numerosos poros y pátinas. Las inconformidades intraformacionales son frecuentes; en varias localidades se atravesaron niveles arenosos en perforaciones. En la fracción limo la relación cuarzo/feldespato es alta, y varía entre 1,97 y 6 en diferentes estratos. Los minerales arcillosos están representados por montmorillonita e illita, con un predominio general de la primera. Climáticamente, la Fm Rosario sugiere condiciones variables a lo largo de su sedimentación, dentro del rango húmedo/semiárido.

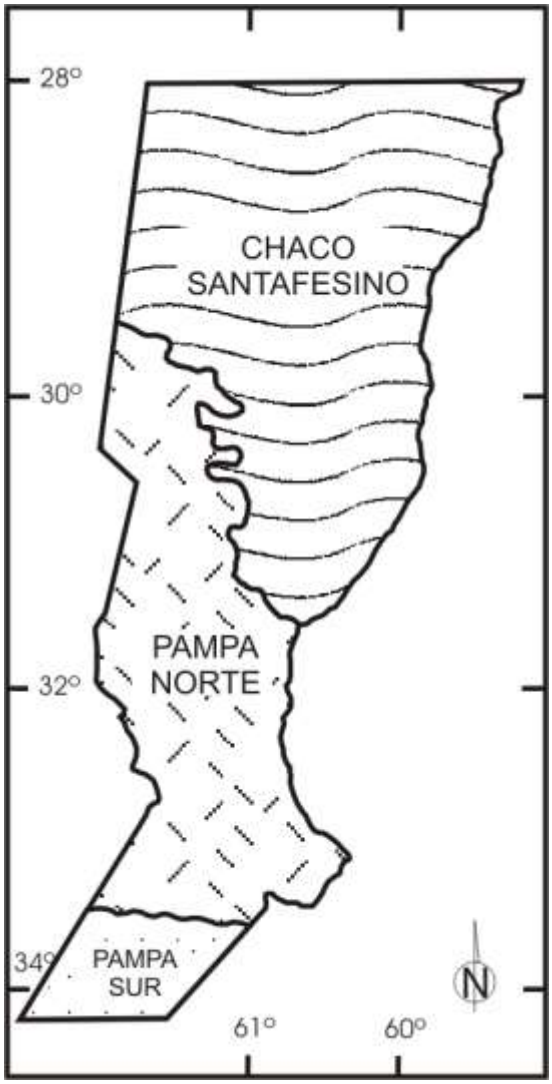
Hay lentes loéssicos que sugieren un avance del clima patagónico y extensos depósitos palustres que pueden corresponder al clima chaqueño actual. Edad Pleistoceno inferior a medio.

**Paleocauce del río Dulce -** El valle del arroyo Tortugas, que forma el límite entre las provincias de Córdoba y Santa Fe es claramente un paleocauce enterrado de un río grande. Considerando el sistema geográfico regional de la Pampa Norte, se ha deducido que se trata de la antigua ubicación del río
Dulce, que desembocaría en el Carcarañá antes de quedar bloqueado por los movimientos tectónicos del área de Mar Chiquita. Una perforación de estudio realizada recientemente confirmó esta hipótesis: se atravesaron 30 metros de limos marrones (interpretados como loess y loess retransportados) y se alcanzó una arena mediana a fina, moderadamente seleccionada, de color blanco, en los últimos 3 metros del pozo (sin llegar a la base). Dos dataciones por OSL dieron fechas de 111.860 +/- 8590 a. A.P. y 104.970 +/- 7965 a. A.P.La edad del paleocauce queda de esta manera en la transición entre el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior. Y el origen de la laguna Mar Chiquita resulta dentro del Pleistoceno superior.

**Loess A y Loess B -** Se trata de dos formaciones loéssicas que fueron atravesadas por un pozo de estudio realizado en la localidad de San Guillermo (Iriondo y Krohling, 2003). Aparecen debajo de la Formación Tezanos Pinto y en conjunto con ésta constituyen el segundo espesor de loess primario del mundo: 54 metros. Las denominaciones A y B son naturalmente provisorias, y las descripciones son preliminares (aunque correctas). Se verá que las dataciones absolutas son solamente aproximadas:

- **Loess A**. 10,50 m de espesor. Limo eólico grueso con arcilla y arena fina subordinadas, de color rosado (7.5 YR 7/3) a marrón claro (7.5 YR 6/3). Macroporos comunes y canalículos rizoides, con segregaciones de óxidos de Fe y Mn. Escaso carbonato secundario formando segregaciones puntuales y concreciones duras. Escasos agregados de limo marrón incluidos en la masa. Correlaciona con el miembro central de la Formación Fortín Tres Pozos del Chaco. En su base aparece una lente palustre de 1 m de espesor, compuesta por arena muy fina a limo grueso arcilloso de color amarillo rojizo (7.5 YR 6/6), con barnices de óxidos de hierro y manganeso. Datado por termoluminiscencia en 118 ka. A.P.
- **Loess B**. Limo eólico grueso con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, color rosado (7.5 YR 7/3). Segregaciones secundarias comunes de carbonato y rizoconcreciones duras. Escasos nódulos ferromanganíferos. Datado por termoluminiscencia en 100 ka. A.P., aunque está debajo del Loess A. Correlaciona con la sección inferior de la Formación Fortín Tres Pozos del Chaco y con la Formación Ceres.

**Formación Ceres -** Es un depósito de grano fino de origen eólico y palustre que aflora (o que se encuentra cubierto por escaso espesor de Tezanos Pinto) en el talud de la falla Tostado-Selva. Se trata de una unidad afectada por pedogénesis profunda y posteriormente sujeta a neotectónica. Aflora en la cantera de Tortugas con 1,70 m de espesor máximo; en el tope está desarrollado un suelo tipo pseudogley, decapitado por la erosión, compuesto por un horizonte Btg de 30 a 50 cm de espesor, que pasa hacia abajo a un horizonte Ck. Una muestra tomada por debajo del suelo dio una edad TL de 91.900+/- 4310 años A.P.




**Formación Puerto San Martín -** Se trata de limos arcillosos aluviales depositados por el río Carcarañá en fajas de varios kilómetros de ancho, retransportados de sedimentos eólicos, en épocas anteriores (cercanas) al Último Máximo Glacial. La más importante de esas fajas es la que aflora en la barranca del Paraná entre San Lorenzo y cerca de Puerto Gaboto; otras dos están ubicadas hacia el norte, a lo largo de los arroyos de los Padres y Monje; afloran en la barranca del

río Coronda y del cauce principal del Paraná. Su perfil tipo está ubicado en la bajada de lanchas de Puerto San Martín (Iriondo, 1987). Una síntesis del mismo es la siguiente, de abajo a arriba:

0,00-0,35 m – Limo palustre verde. Rompe en poliedros firmes. Nódulos y pátinas de color negro compuestos por mezclas de óxidos de hierro y manganeso. Carece de arena.

0,35-2,05 m – Limo arcilloso en facies de mezcla constituida por dos fases. Una de ellas es de color castaño, formada por limo arcilloso duro, con concreciones cilíndricas verticales de carbonato de calcio; con huecos de raíces. La otra fase es de color verde, forma entre el 10 y el 20 % de la masa sedimentaria. Está originada en huecos de raíces que preservaron el ambiente reductor. Contactos concordantes con los estratos supra e infrayacente.

2,05-3,75 m – Limo palustre verde, con contacto irregular concordante en el piso y discordante horizontal en el techo. Compacto. En el techo aparecen gravas y rodados aislados de tosca.

3,75-5,55 m – Limo castaño amarillento, friable, migajosa, muy porosa. Abundante cantidad de nódulos redondeados de limo endurecido de hasta 4 cm de diámetro, con diámetro típico de 1 cm. Algunos de ellos con pátinas de manganeso. Concreciones carbonáticas duras, de superficie lisa. Carece de arena.

5,55-7,25 m – Limo arcilloso castaño rojizo con 5 % de concreciones carbonáticas duras, de forma cilíndrica y orientación vertical, de 1 a 5 cm de diámetro. Rompe en poliedros firmes.

7,25-12,25 m – Limo palustre castaño rojizo, friable, migajoso; con abundantes nódulos de limo endurecido de hasta 2 cm de diámetro, algunos de ellos cubiertos por películas de manganeso. Estratificación interna muy débil. Contiene paleocauces pequeños rellenados con sedimentos palustres. Contacto superior erosivo irregular con la Formación Tezanos Pinto.

La probable edad de la Formación Puerto San Martín es Pleistoceno medio a superior.

**Formación Timbres -** Es de origen aluvial y fluvial. Está compuesta por arena muy fina y fina limosa, color naranja opaco (7.5 YR 7/4) con importante proporción de minerales micáceos (5 a 20 %). Está organizada en estratos gruesos a muy gruesos, con laminación interna (Krohling, 1998). Incluye numerosas estructuras deformacionales, segregaciones de manganeso, moldes de raíces y moldes de hojas. Incluye concreciones planas horizontales de carbonato, producidas por variaciones del nivel freático; también incluye grandes crotovinas de perfil elíptico. El espesor carácterístico es de 5 a 6,50 metros de espesor, con color marrón rojizo. Correlaciona lateralmente con la Fm Puerto San Martín.

**Formación Ituzaingó -** La Formación Ituzaingó se encuentra en el subsuelo del Este de Santa Fe y noreste de Buenos Aires. Forma fajas de cientos de kilómetros de extensión norte-sur y 10 a 30 kilómetros de ancho. Su composición sedimentológica es similar a la descrita en el capítulo Mesopotamia, arena cuarzosa fina, color rojo y amarillo producido por abundantes pátinas de sesquióxidos de hierro; su alta permeabilidad y ausencia de sales la convierte en un buen acuífero potable, el "Acuífero Puelches", conocido desde mucho tiempo atrás. El río Paraná ha generado a esta formación mediante la construcción de su llanura aluvial, que ha sufrido durante el Cuaternario una dinámica de cambios de ubicación por avulsiones. De esa manera aparece hoy esta unidad tiempo-transgresiva con fajas de diferentes edades y a distintas profundidades. Existen algunas por debajo de la Formación Rosario a varias decenas de metros de profundidad entre Rosario y Villa Constitución (y puede ser pre-cuaternaria) y otras más someras y jóvenes. Por ejemplo, la cañada XXXX que se extiende desde Santo Tomé hasta San Lorenzo está cubierta por solamente 12 metros de la Formación Tezanos Pinto y muy probablemente tiene edad pleistocena superior.

Esta formación se encuentra solamente en el subsuelo del Área con Bloques Desiguales y del Área con Paleocauces Enterrados. No existe en ninguna de las demás unidades del Área oriental de la Pampa Norte en Santa Fe o Entre Ríos.

**Formación Punta Gorda -** La Formación Punta Gorda es un loess marrón de edad pleistocena inferior que aflora en el Área Sudoeste de Entre Ríos y en la barranca del Paraná en el noreste de Buenos Aires.

En el noreste de Buenos Aires está caracterizada por pedogénesis en varios niveles. En Obligado aflora debajo de la Formación Hernandarias, en contacto generalmente concordante. La caótica sucesión de loess y paleosuelos es conspicua en esa localidad, situada a 80-120 kilómetros de la localidad tipo. La Formación Punta Gorda muestra un ambiente básicamente ústico, caracterizado por largas desviaciones climáticas de húmedas a áridas y viceversa, cada una de ellas con varios siglos de duración. Condiciones similares fueron propuestas por Tricart (1973) para los suelos actuales en la provincia de Buenos Aires.

**Formación Hernandarias -** La Formación Hernandarias es típica de la provincia de Entre Ríos. También se extiende en el subsuelo de las provincias de Santa Fe y Buenos Aires; aflora en la barranca del Paraná en Obligado, San Pedro y Baradero, unos 300 kilómetros al sur del área principal, conservando sus características más importantes: limo palustre arcilloso plástico, de color oscuro, compuesto en su mayor parte por montmorillonita y cuarzo. En algunos lugares, como en San Pedro, el pedocomplejo que corona a esta unidad en Entre Ríos está reemplazado por un conjunto de cuerpos lenticulares con claras estructuras pedogenéticas; dicho conjunto

recibe el nombre de **“multisol”** (Iriondo, 2009) (Figura 4). Esos cuerpos tienen decenas de metros de longitud y hasta 80 centímetros de espesor; se encuentran diseminados erráticamente en el perfil de la formación, desde la base hasta el techo. Las características generales de esos pedones son gley vertisólicas. En otras localidades, como Baradero, aparecen el multisol y también el paleosuelo superior.

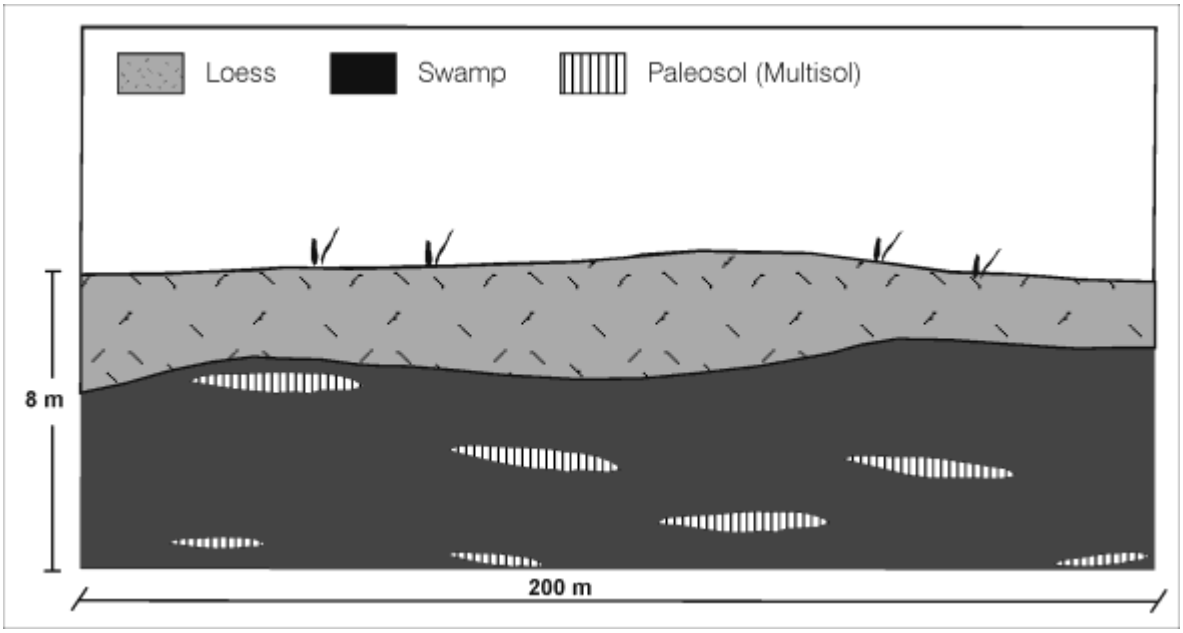



Fig. 4 – Multisol en San Pedro (prov. de Buenos Aires).

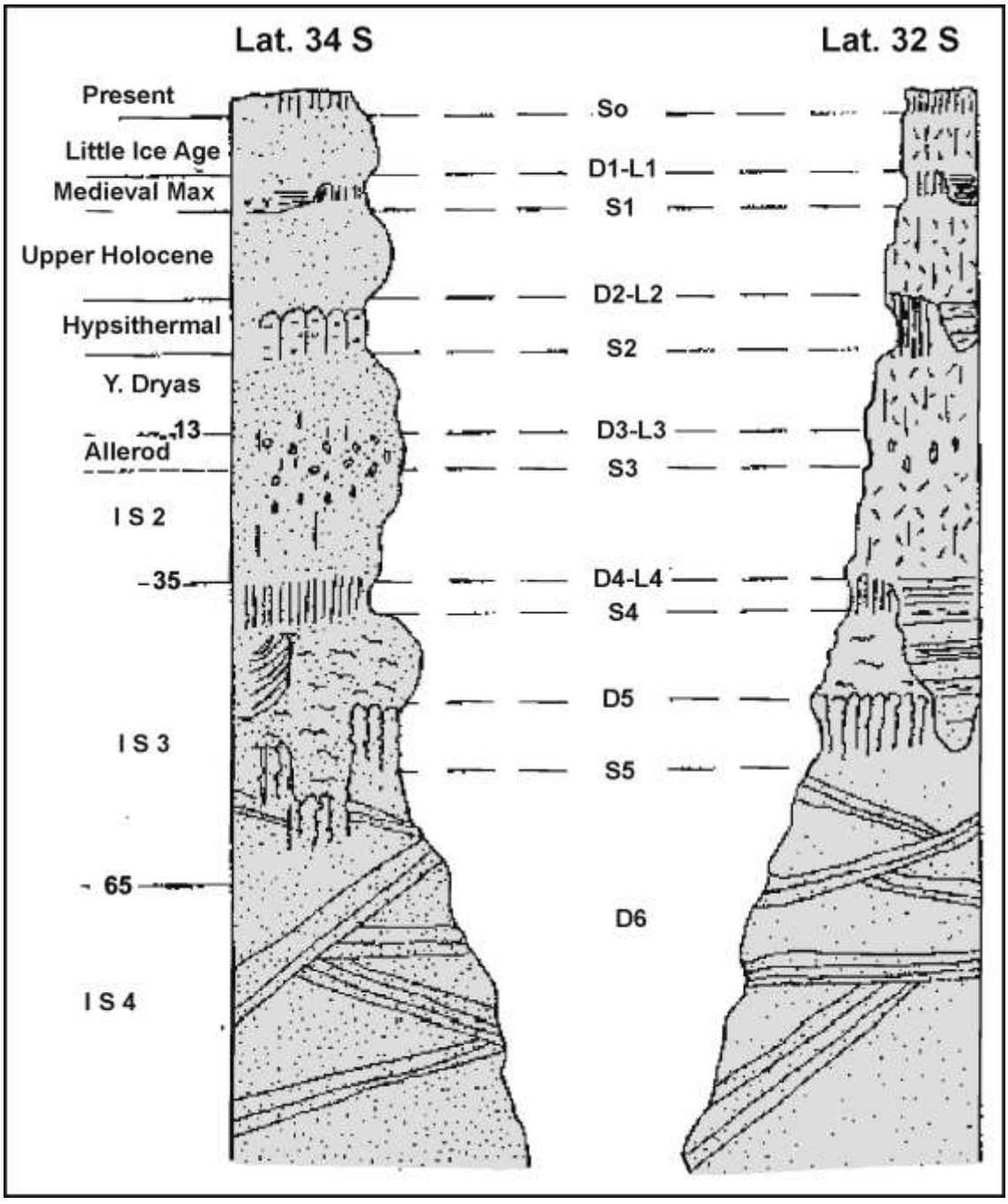



Fig. 5 – Perfil general del Cuaternario en la cuenca del río Carcarañá (Krohling, 1998).

Kemp et al. (2006) estudiaron los paleosuelos de la barranca de Baradero. En esa localidad, la parte baja del perfil (entre 3,70 y 6,50 m) pertenece a la Formación Hernandarias. El escenario para este sistema es el de un gran pantano permanente con islas pequeñas localizadas

erráticamente, donde se desarrollaba pedogénesis, algo frecuente hoy en día en la llanura aluvial del Paraná y otros grandes humedales. La edad mencionada para la Formación Hernandarias en la Mesopotamia es confirmada para esta área por diversos autores en base a la señal paleomagnética (Cumba e Imbellone, 2004).

**Formación Carcarañá -** Es de origen principalmente eólico y de disipación de dunas eólicas. Está compuesta por arena muy fina a fina limosa, con arcilla raramente presente y muscovita raramente visible. El color es amarillo rojizo brillante en húmedo (5 YR 5/6) y amarillo brillante sucio en seco (7/5 YR 6/4). Está formada por estratos horizontales muy gruesos concordantes. El sedimento varía en consistencia entre friable y consolidado. Estructurado en bloques firmes, finos a medianos. En partes se observan estructuras onduladas de disipación. Esta unidad forma las partes bajas de las barrancas y el lecho del Carcarañá y otros ríos de la región; el máximo espesor aflorante es de 5,50 metros. Está cubierta en forma discordante por Tezanos Pinto en las barrancas y por Lucio López en el fondo de los valles. Esta formación ha sido acumulada por los materiales resultantes de la destrucción de dunas eólicas durante el Estadio Isotópico 3. Incluye en su perfil dos niveles de paleosuelo. Ha sido datada por TL en 52.310 +- 1200 años A.P. en su parte media; un depósito correlacionado con su sección superior (Fm Marull) tiene una edad de 45.610 +/- 1990 a.A.P.

**Formación Tezanos Pinto -** La Formación Tezanos Pinto cubre casi toda el área oriental de la Pampa Norte. En la zona central de Santa Fe está compuesta por cuatro facies sedimentarias, que representan distintos ambientes de sedimentación dentro de un sistema de transporte eólico (Iriondo, 1987):

a) **Facie eólica subaérea, o loess típico**. Es la que predomina. Loam castaño amarillento (10YR 5/4) formado fundamentalmente por limos finos a gruesos, de estructura migajosa. Pulverulento y muy friable, suave al tacto. En húmedo se hace visiblemente más oscuro y pierde consistencia. Contiene concreciones de carbonato de calcio de formas y dimensiones variables englobadas erráticamente en la masa sedimentaria. Masiva.

b) **Facies palustre castaña**. Está compuesta esencialmente por limo. Forma cuerpos tabulares y lentiformes, que se intercalan y alternan con la facies loéssica. Está constituida por dos fases, que se evidencian por diferencias en color y estructura. Una fase clara, castaño amarillenta, es friable y de estructura migajosa; sus características físicas se asemejan mucho al loess. Otra fase castaño oscura (7.5 YR 5/6) es compacta, 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 y canalículos de 2 mm de diámetro. La superficie de dichos poliedros está en muchos casos cubierta por películas y dendritas de manganeso. Sus depósitos presentan estratos poco definidos, de 10 a 20 cm de espesor. El ambiente de depositación fue de pantanos no permanentes, con temporadas de oxidación subaérea.

c) **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 de largo. Tienen abundantes cutanes negros y numerosos canalículos de 1 mm de diámetro, generalmente rodeados por una aureola color marón oscuro. Esta facies se encuentra bien desarrollada en las áreas bajas, junto a ríos y arroyos. Sus contactos por lo general son netos y claramente no concordantes con los horizontes infra y suprayacente. Representa a pantanos permanentes con ambiente reductor.

d) **Facies castaña con nódulos**. Son limos gruesos de color castaño amarillento claro. Contienen un porcentaje significativo de nódulos de limo endurecido de hasta 1 centímetro de diámetro, aunque en su mayor parte son menores a 5 milímetros; tienen forma redondeada hasta esférica, su interior es muy poroso. El sedimento es de consistencia migajosa; los nódulos son compactos a duros. Entendemos que dichos nódulos son de origen biológico, posiblemente nidos de insectos.

Existen varios estudios importantes en el Área de Bloques Desiguales. Krohing y Orfeo (2002) determinaron que en esa zona Tezanos Pinto está integrada por dos miembros (generados durante el Último Máximo Glacial y el Pleistoceno Tardío/Holoceno temprano respectivamente) separados por una discordancia intraformacional. La fracción granulométrica dominante es el limo (70 %), con participación subordinada de arena muy fina y arcilla. En general, la media corresponde a la fracción limo entre 4 y 6 fi, con una tendencia granodecreciente y mejoramiento del coeficiente de selección desde el miembro inferior hacia el superior. Las curvas de frecuencia acumuladas evidencian una subpoblación transportada por saltación y dos subpoblaciones de partículas asociadas a transporte por suspensión. Cada una de estas dos subpoblaciones representa entre el 30 y el 50 % de la distribución. La mayor parte de la fracción modal de arena (125-63 micrones) del loess está formada por materiales volcaniclásticos andinos aportados por vía eólica (cuarzo policristalino, microaglomerados, vidrio volcánico, fragmentos líticos y plagioclasas). Lafuente minoritaria integra minerales provenientes del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas, transportados y depositados por acción fluvial (cuarzo y feldespatos potásicos). El limo (63-4 micrones) está compuesto por cuarzo, con menor cantidad de feldespatos. La illita es el mineral arcilloso más abundante. En la fracción menor a 4 micrones domina la illita, con caolinita en menor proporción y escasos interestratificados irregulares y clorita. En la fracción coloidal (menor a medio micrón) se destaca la illita.

En Tortugas, Kemp et al. (2004) describieron microscópicamente los agregados citados más arriba como subredondeados, con microestructura masiva a esponjosa y bordes netos a nicoles paralelos. Los bordes de los agregados pasan a ser difusos a nicoles cruzados, debido a la presencia de películas de carbonato de calcio. Dichos agregados serían de origen faunal (excremental), algo dudoso, considerando la alta porosidad de esos agregados.

**Arenas de Hansen -** Este nombre informal fue propuesto por Krohling (1999). Se trata de un campo de arena de varios cientos de kilómetros de extensión y hasta 3,50 m de espesor que aflora en la región central de Santa Fe, en el Área de Bloques Desiguales y llega hasta la barranca sur del

río Carcarañá. Está compuesta por arena muy fina limosa, levemente plástica, color naranja (7.5 YR 6/6). Es friable, masiva o con estructuras sedimentarias muy débiles. La masa sedimentaria es calcárea; aparecen en la base numerosas concreciones carbonáticas de forma botrioidal. La composición mineralógica muestra dominancia de volcaniclásticos (vidrio, cuarzo policristalino, alteritas, fragmentos líticos) y menores proporciones de minerales provenientes de las sierras de Córdoba (cuarzo, feldespatos). La fracción pesada forma solamente el 0,33 % del sedimento.

**Suelo Hypsithermal -** El tope de la Fm Tezanos Pinto y el tope de las Arenas de Hansen están marcados por la presencia de un suelo, parcialmente erodado, de 0,30 a 1,10 m de espesor, representado típicamente por un horizonte Bt (Krohling, 1999). Está truncado por una inconformidad erosiva, que lo separa de la Formación San Guillermo. Los análisis micromorfológicos confirman la presencia de un horizonte argílico. Su color es marrón oscuro (7.5 YR 3/4) a marrón sucio (7.5 YR 5/4) y está estructurado en prismas medianos. Se ha desarrollado edurante el período húmedo Hypsithermal del Holoceno, entre 8500 y 3500 años A.P.

**Formación Lucio López -** Esta unidad ha sido descrita formalmente por Krohling (1996). Es un sedimento fluvial holoceno que forma una compleja secuencia diferenciada en tres partes. Está compuesta por limo arcilloso con escasa arena muy fina (limo: 58-77 %; arcilla: 19-37 %; arena: 3-6 %). Está estratificada con variaciones en color entre oliva y gris. Contiene horizontes pedogéneticos intercalados en la sección central. Incluye en algunos puntos abundante cantidad de Gastropoda y restos vegetales. Aparece en las barrancas de los ríos, con un espesor variable entre 0,50 y 5 metros. Se ha depositado en ambiente palustre; incluye disconformidades locales entre los estratos. Una datación por TL en la sección superior del perfil tipo indica una edad de 1320 +/- 120 a. A.P.; muy probablemente la formación fue acumulada durante todo el Holoceno.

**Formación San Guillermo -** La Formación San Guillermo (Iriondo, 1987) es un limo eólico que cubre en forma de delgado manto a la Fm Tezanos Pinto y casi todas las demás formaciones aflorantes en la Pampa Norte, la Mesopotamia y las regiones vecinas, cubriendo homogéneamente las formas locales del paisaje. Este depósito está compuesto por limo grueso a mediano, con proporciones variables de arcilla y arena muy fina. El promedio general es de 70 % limo, 25 % de arcilla+coloides y 5 % de arena muy fina; la media varía entre 6 y 7 fi (Krohling y Orfeo, 2002). Su composición mineralógica es variable, en todos los casos similar a los sedimentos y rocas más antiguos aflorando en las cercanías. Su color típico es gris (10 YR 4/4) a gris amarronado (10 YR 5/1). El espesor varía de 20 a 80 centímetros; su consistencia es friable a firme, es poroso, permeable, y está moderadamente estructurado en prismas gruesos. En algunas áreas está levemente cementado, probablemente por sílice. No contiene carbonato. Está atravesado por numerosos moldes de raíces. Este depósito es el producto de la deflación del horizonte A del Suelo Hypsithermal y fue depositado por la circulación antihoraria de un anticiclón estacional instalado sobre la Pampa entre los 3500 y los 1400 años A.P., en el Holoceno superior (Figura 6) (Iriondo, 1990).

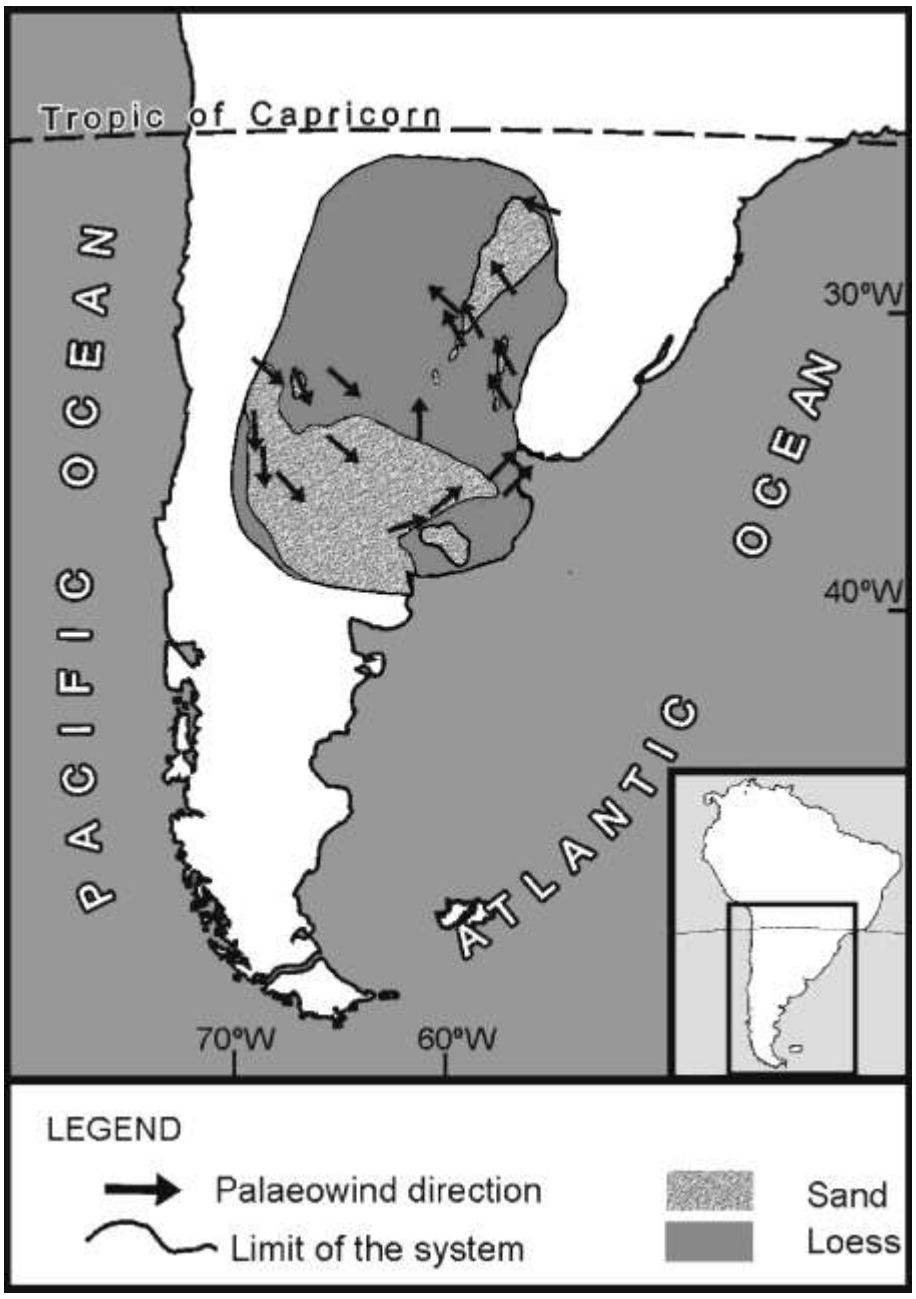



Fig. 6 – Anticiclón del Holoceno superior.

LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN LA PAMPA NORTE

La Pequeña Edad del Hielo fue un período climático más frío que el actual y que coincidió con el Período Colonial americano. En la región central argentina fue considerablemente más seco que en el siglo XX; por el contrario, en la Puna y en la Cordillera fue más húmedo. Existen varios estudios sobre el tema (ver Cioccale, 1999) y algunas crónicas que definen claramente que el clima patagónico migró hacia el noreste hasta aproximadamente el río Salado de Buenos Aires. Por ejemplo, los relatos de Fray P. J. de Parras, quien vivió en la Argentina a mediados del siglo XVIII, son ilustrativos en este sentido. Sus observaciones más importantes son las siguientes (Parras, 1943):

- La laguna Mar Chiquita (Córdoba) era en esa época un gran pantano rodeado de arenales. Actualmente Mar Chiquita es el segundo lago de Sudamérica, con 6.000 Km2 de extensión y 13 metros de profundidad.
- El agua del río Carcarañá era demasiado salada para beber, aun para los rudos requerimientos de esa época.
- El borde sur de la Pampa Norte, cercano a la ciudad de Buenos Aires, tenía un paisaje "pelado y desapacible" (o sea, sin vegetación y ventoso). Hoy en día es una pradera con 800/1.000 milímetros de precipitación anual. Azara y Darwin también relatan grandes sequías; la última de este tipo parece haber sido la que comenzó en 1827 y terminó en 1831 (Iriondo y Krohling, 2009).
- "El viento en Buenos Aires jamás cesa, ni siquiera por dos horas". Se trataba del viento Pampero.
- El caudal del río Paraná era tan modesto que en el año 1752, al no ocurrir la creciente anual, las embarcaciones comunes de esa época no lo podían navegar; los viajeros se veían obligados a utilizar botecillos para trasladarse de Corrientes a Santa Fe, a pesar del peligro que representaban los indios. Hoy en día el Paraná es navegable hasta Asunción del Paraguay por naves de ultramar. Esto está indicando que el clima seco de la PEH afectó a toda la cuenca del Paraná, incluyendo regiones del Paraná y sur de Brasil.
- La travesía entre Córdoba y Santa Fe era muy difícil por falta de agua, hasta para los jinetes: la primera aguada potable para los caballos se encontraba en el río Segundo. Actualmente, ese trecho de 300 Km se encuentra pleno de agua en lagunas y arroyos.

El río Carcarañá se iniciaba por la unión del río Tercero y el arroyo Saladillo, que durante esa época aun no estaba unido al río Cuarto. Este último fluía hacia el sudeste y terminaba en una laguna esporádica. Numerosos ríos y arroyos provenientes de las sierras de Córdoba eran más caudalosos que en la actualidad y al alcanzar la llanura seca cambiaron varias veces su curso, dejando como consecuencia paleocauces bien definidos. Como ejemplo de esto pueden citarse los cambios de curso de los ríos Jesús María y Carnero (Cioccale, op. cit.). Las Sierras de Córdoba recibían normalmente nevadas invernales; en la cartografía de 1789 se las identifica como "Montaña Nevada de Córdova" (Torres Revello, 1938).

El río Salado de Santa Fe sufrió varios importantes cambios de cauce, mudando de la ubicación actual a la laguna Mar Chiquita y viceversa. Cioccale (1999) describe variaciones internas dentro del ambiente general seco y frío (Fig. 7):

- **Una Primera Pulsación Fría**, que se extendió desde las primeras décadas del siglo XV hasta la finalización del siglo XVI. Según datos arqueológicos, el sistema social indígena ya estaba en clara decadencia desde antes del contacto con los españoles, debido al "estrés" poblacional producido por deterioro ambiental. Existen varios indicadores coincidentes, incluyendo cambios de vegetación en el Chaco. Corresponde a un mínimo de actividad solar denominado "Mínimo Sporer", que se extendió entre 1420 y 1570.
- **Un Período Intermedio**, que se inició a finales del siglo XVI y se prolongó hasta principios del siglo XVIII, con condiciones climáticas parecidas a las actuales, aunque con intercalaciones de años secos. En esta época se instaló la etapa colonial española. La cartografía jesuítica muestra a todos los sistemas hídricos (ríos Dulce, Salado, Primero, Segundo, Tercero) con trazas similares a las actuales. La economía de siembras post-inundación vinculada al río Dulce (similar a la del antiguo Egipto) tuvo su máxima expansión económica y política.
- **Una Segunda Pulsación Fría**. Se inició a principios del siglo XVIII y se extendió hasta principios del siglo XIX. La cartografía jesuítica de la época muestra importantes cambios en la red de drenaje: reducción de la longitud de los cauces, cambios de curso, reducción de lagunas, etc.). Los mapas también hacen referencia a nieve en las sierras de Córdoba. Este fue el pulso principal de la PEH, durante el cual la Provincia Climática Patagónica (árida y fría) avanzó entre 300 y 400 kilómetros hacia el noreste (Iriondo, 1994).

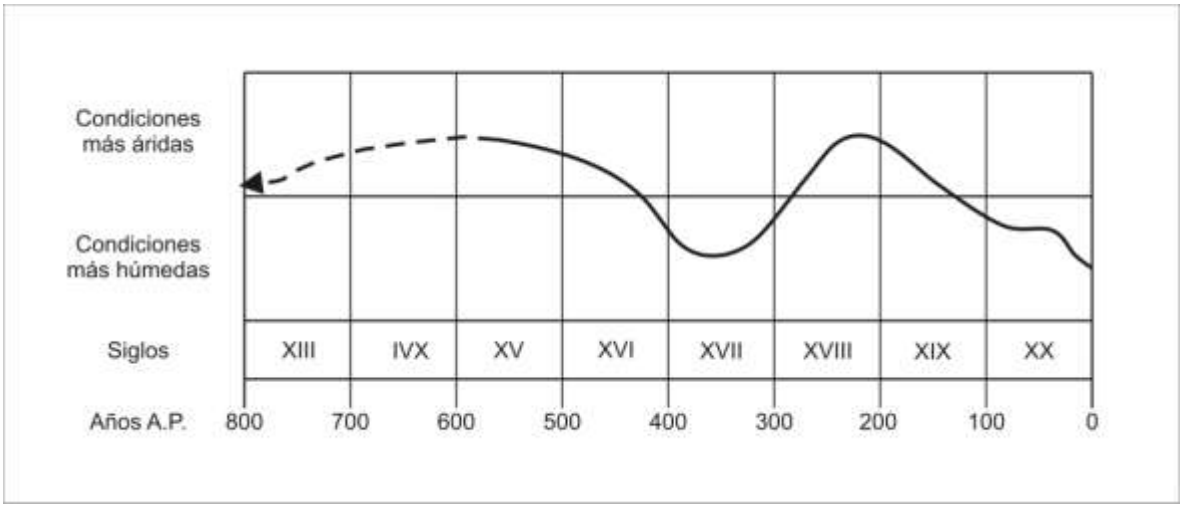



Fig. 7 – Oscilaciones climáticas durante la Pequeña Edad del Hielo (Cioccale, 1999).

EXTREMOS METEOROLÓGICOS HISTÓRICOS COMO INDICADORES DE ESCENARIOS TÍPICOS DE PERÍODOS CLIMÁTICOS HOLOCENOS EN LA PAMPA

Durante el Holoceno ocurrieron dos períodos climáticos contrastados: El Hypsithermal (entre 8500 y 3500 años A.P.) y el intervalo seco del Holoceno superior (entre 3500 y 1400 años A.P.). El primero estuvo caracterizado por una intensa pedogénesis hasta los 40º S y movilización generalizada de hierro hasta los 30º S, lo que requiere clima tropical con temperaturas por encima de los 20ºC y precipitaciones por encima de los 1000 milímetros anuales. El intervalo seco posterior produjo la decapitación de los suelos generados anteriormente y deflación de arena en campos de dunas parabólicas, lo que ocurre con precipitaciones inferiores a los 300-400 milímetros anuales. Los escenarios típicos de aquellos climas se reproducen esporádicamente en la actualidad durante años excepcionalmente húmedos o secos.

Con base en los parámetros climáticos mencionados y otros indicadores geológicos, se seleccionaron los años con valores meteorológicos extremos del siglo XX con el objetivo de conocer otros parámetros que la Geología no preserva (Iriondo et al., 2005). Los resultados obtenidos fueron los siguientes:

- En los años extremadamente secos ocurrieron grandes amplitudes térmicas, heladas numerosas y vientos fuertes que reproducen la circulación anticiclónica detectada anteriormente (Iriondo, 1990). Sin embargo, ninguno alcanzó el umbral de deflación estimado en 300 milímetros anuales de lluvia. Los períodos anuales que más se aproximaron (con lluvias apenas por encima de los 400 milímetros) mostraron el escenario siguiente: evaporación potencial 1442 mm; temperatura media anual 15,4º C; temperatura máxima mensual 23,9º C; temperatura mínima mensual 5,8º C; temperatura mínima absoluta -8º C (42 heladas); temperatura máxima absoluta 39º C; humedad relativa del aire 66,3 %; velocidad media del viento 10,4 Km/h y presión atmosférica promedio 1000,4 hPa.
- Los años con precipitaciones máximas fueron más cálidos que lo normal, con escasa amplitud térmica y mayor humedad relativa del aire; la mayor parte de las lluvias ocurrieron por procesos convectivos locales. Los valores meteorológicos típicos en la Pampa Norte fueron: evaporación potencial 1065 mm; temperatura media 21,1º C; temperatura máxima mensual 25,9º C; temperatura mínima mensual 16,6º C; temperatura máxima absoluta 38,7º C; temperatura mínima absoluta 3,6º C (ninguna helada); humedad relativa 73 %; velocidad promedio del viento 6,3 Km/h.

## LOS PROCESOS GEOLÓGICOS ACTUALES EN LA PAMPA NORTE

Agregamos este tema en el capítulo porque es necesario aclarar un error muy difundido: “En esta región hoy en día no pasa nada”. Es decir, se cree a priori que no hay procesos sedimentarios o erosivos significativos que influyan en el paisaje y lo modifiquen. Sin embargo, están ocurriendo procesos naturales importantes que cubren extensas áreas. En la provincia de Santa Fe dominan los procesos hídricos, que conforman un sistema dinámico bien definido, claramente diferente de los esquemas clásicos (Iriondo y Drago, 2004). Una cuenca de llanura santafesina tiene los siguientes elementos morfológicos:

- **1º elemento - Divisorias** – En algunos casos son líneas más o menos definidas, pero en su mayor parte se trata de áreas planas horizontales en las que el agua fluye en una u otra dirección según el viento o los cambios ocasionales en la vegetación. Se trata de desniveles muy bajos con una especie de comportamiento probabilístico.

- **2º elemento – Bañados** – Son las nacientes de las cuencas. Se trata de humedales no permanentes, que ocupan grandes áreas (por ejemplo 20.000 Km2) durante largos períodos (semanas o meses). La profundidad típica del agua es de algunos decímetros. Esa masa de agua se mueve lentamente; una característica notable de la misma es que no deja rastros de su existencia en el paisaje, ni transporta sedimentos (con la importante excepción de sales en suspensión). Finalmente el agua alcanza alguna cañada o cauce fluvial.

- **3º elemento – Cañadas** – Las cañadas son depresiones lineales poco profundas, con límites bien definidos muchas veces rectos, ocupadas por agua en forma permanente o temporaria. Algunas cañadas son lineamientos tectónicos, otras son paleocauces colmatados casi completamente. Los cuerpos de agua permanentes suelen estar cubiertos por vegetación palustre. Las dimensiones más frecuentes son 200 a 400 metros de ancho y varios kilómetros de longitud; algunas tienen un pequeño cauce en su parte central. El agua se desplaza muy lentamente, en flujo laminar, frenada por la vegetación palustre y de pajonal. No hay erosión ni transporte de sólidos, aunque sí de sales en suspensión y materia orgánica disuelta.

- **4º elemento – Cauces fluviales** – Un cauce fluvial se diferencia sin dudas de una cañada porque es una faja claramente excavada, con flujo turbulento, sedimento en suspensión y capacidad de erosión y sedimentación. A partir de este elemento, la dinámica del paisaje ya está dentro del esquema clásico o “normal”.

  Puede hacerse referencia aquí a los flujos no encauzados que invaden el piedemonte distal del este de la sierra de Comechingones (Pampa Norte Occidental) después de lluvias intensas. Fluyen hacia el este en fajas de varios kilómetros de ancho desde el sur de Gigena hasta Berrotarán.

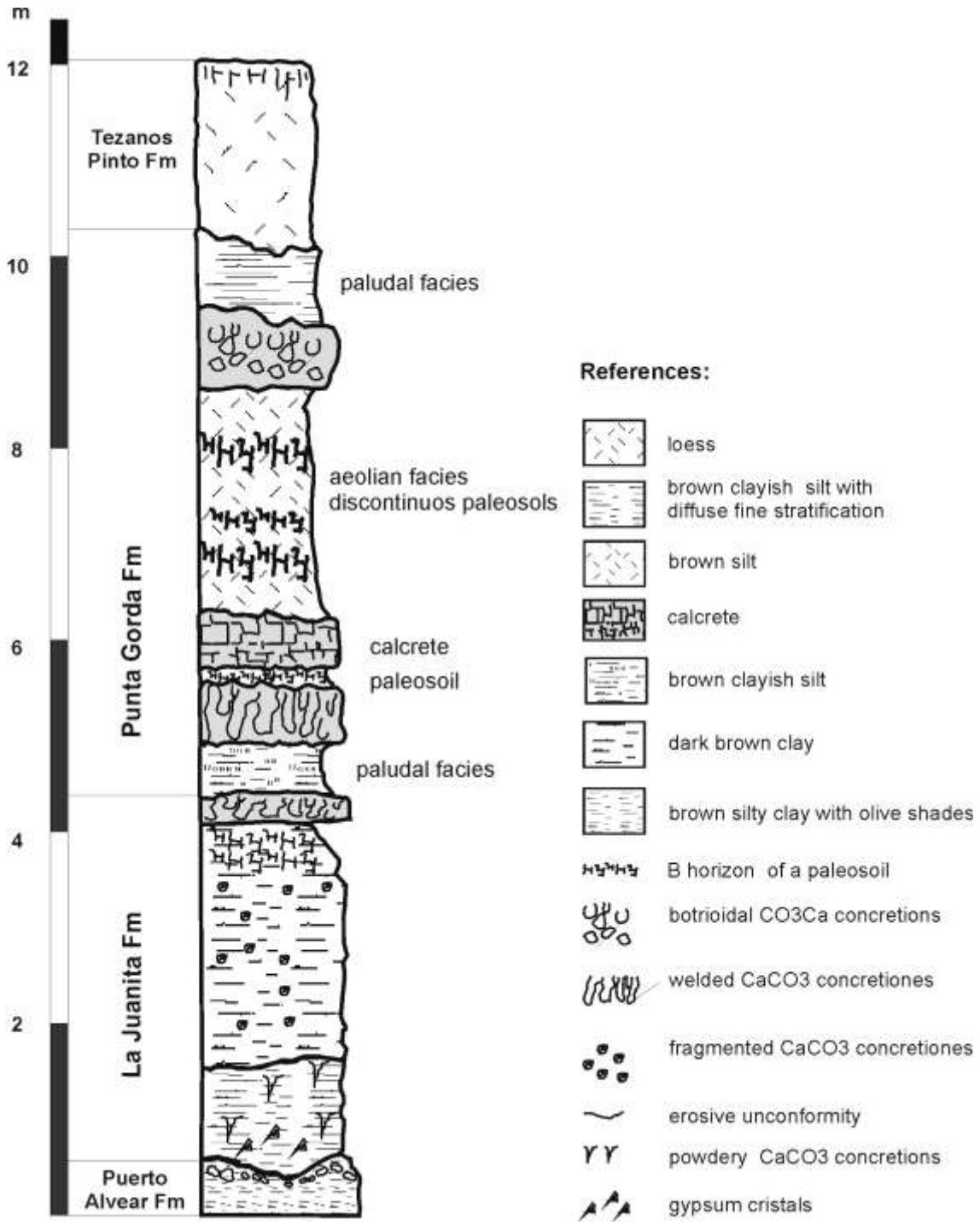



Fig. 8 – Columna estratigráfica del Cuaternario en el suroeste de Entre Ríos.

REFERENCIAS

Brunetto, E. 2008 - Unidades morfoestructurales de la cuenca inferior del río Dulce, laguna Mar Chiquita y Bloque San Guillermo. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas:545-552.

Carignano, C. 1999 – Caracterización y evolución, durante el Cuaternario Superior, de los ambientes geomorfológicos extraserranos en el noroeste de la provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, 208 pág. Universidad Nacional de Córdoba.

Cioccale, M. 1999 – La Pequeña Edad del Hielo en la región central de la República Argentina. Estudios Geográficos, 40:249-269. Córdoba.

Cumba, M. e Imbellone, P. 2004 – Micropaleontology of paleosols at the continental border of the Buenos Aires province, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas,21(1):18-29.

Dangaus, N. y blasi, A. 1992 – presencia de yeso en Lobos, Buenos Aires, Argentina. Revista del Museo de La Plata, 11:17-32.

Iriondo, M. 1984 – The Quaternary of Northeastern Argentina – Quaternary of S. America & Ant. Penn.,2:51-78. A.A. Balkema, Rotterdam.

Iriondo, M. 1987 – Geomorfología y Cuaternario de la provincia de Santa Fe. D'Orbignyana,4:1-54. Corrientes.

Iriondo, M. 1990 – A late Holocene dry period in the Argentine plains. Quaternary of South America and Antarctic Penninsula,7:197-218. A.A. Balkema, Rotterdam.

Iriondo, M. 1994 – Los climas cuaternarios de la región pampeana. Com. Mus. Prov. Ciencias Naturales "Florentino Ameghino",4(2):1-48. Santa Fe.

Iriondo, M. 2009 – Multisol: A proposal. Quaternary International

Iriondo, M. y Krohling, D. 1999 – Listado de trabajos geológicos del área de Rosario (Santa Fe). Com. Museo Prov. Ciencias Naturales "Florentino Ameghino", 6(2):1-43. Santa Fe.

Iriondo, M. y Drago, E. 2004 – The headwater hydrographic characteristics of largeplains: the Pampa case. Ecohydrology and Hydrobiology, 4(1):7-16.g

Iriondo, M. y Krohling, D. 2007 – Cambios ambientales en la cuenca del Uruguay – desde 2 millones de años hasta el Presente. Universidad Nacional del Litoral, 258 pág. Santa Fe.

Iriondo, M. y Krohling, D. 2009 – From Buenos Aires to Santa Fe: Darwin's obsevations and modern knowledge. R.A.G.A.,649(1):109-123.

Iriondo, M., Krohling, D. y Brunetto, E. 2005 – Historical meteorological extremes as indicators for typical scenarios of Holocene climatic periods in the Pampa Plain. ICSU Dark Nature-IGCP 490. Third Joint Meeting, Abstracts:27. Mar Chiquita. Argentina

Kemp, R., Zárate, M., Thoms, P., King, M., Sanabria, J, y Argüello, G. 2006 – Late Quaternary paleosols,stratigraphy and landscape evolution in Northern Pampa, Argentina. Quaternary Research, 66:119-132.

Krohling, D. 1995 – Geomorphology and upper Quaternary stratigraphy of the Lower Carcarañá basin, North Pampa, Argentina. XIV INQUA International Congress, Actas:146. Berlín.

Krohling, D. 1996 – La Formación Lucio López (Holoceno), noreste de la llanura pampeana. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas,4:69. Buenos Aires.

Krohling, D. 1998 – Geomorfología y Geología del Cuaternario de la cuenca del río Carcarañá, desde la confluencia de los ríos Tercero y Cuarto, provincias de Córdoba y Santa Fe. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba.

Krohling, D. 1999 – Upper Quaternary geology of the lower Carcarañá basin, North Pampa, Argentina. Quaternary International,57/58:135-148.

Krohling, D. 2007 – Soil evolution of Late Quaternary eolian sequences of Pampa, Argentina. XVII INQUA Congress - Quaternary International, 167/168:218.

Krohling, D. 2008 – Secuencias cuaternarias loess-paleosuelos y arena eólica-paleosuelos de la llanura pampeana: avances en la correlación a escala regional. XVII Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, III:1226. Jujuy.

Krohling, D. e Iriondo, M. 1999 – Upper Quaternary paleoclimates of the Mar Chiquita area, North Pampa, Argentina. Quaternary International,57/58:149-163. Pergamon Press, Oxford.

Krohling, D. e Iriondo, M. 2003 – El loess de la Pampa Norte en el Bloque de San Guillermo. AAS Revista,10(2):137-150.

Krohling, D. y Orfeo, O. 2002 – Sedimentología de unidades loéssicas (Pleistoceno tardío-Holoceno) del centro-sur de Santa Fe. AAS Revista,9(2):135-154.

Krohling, D. e Iriondo, M. 2004 – (Ver Cap. Mesopotamia)

Passotti, P. 1982 – Dislocaciones en el área del Gran Rosario. Univ. Nac. de Rosario, Publicaciones,65:1-24. Rosario.

Santa Cruz, J. 1972 – Geología al Este de la Sierra Chica (Córdoba) – Valle del río Primero. Bol. Asoc. Geol. Córdoba,1(3-4):102-109.

Santa Cruz, J. 1973 – Geología al Este de la Sierra Chica entre La Granja y Unquillo. Quinto Congreso Geológico Argentino, Actas IV:221-234.

Santa Cruz, J. 1978 – Aspectos sedimentológicos de las formaciones aflorantes al Este de la Sierra Chica, Córdoba. R.A.G.A.,33:232-244.

Toledo, M. 2005 – Secuencias pleistocenas "lujanenses" en su sección tipo: Primeras dataciones C14 e implicancias estratigráficas, arqueológicas e históricas – Luján-Jáuregui. R.A.G.A.,60(2):417-424.

Torres Revello, G. 1938 – Mapas y planos referentes al Virreynato del Río de la Plata (Archivo de Simancas). Editorial Peuser, 251 pág. Buenos Aires.

Tricart, J. 1973 – Geomorofología de la Pampa Deprimida. Colección Científica XVI:202 pág. INTA.

FIGURAS

- División de la Pampa Norte
- Perfil del arroyo Las Lajas
- Fondo de la laguna Mar Chiquita
- Multisol en San Pedro
- Perfil estratigráfico general del Área Oriental
- Anticiclón Holoceno superior
- Oscilaciones climáticas en la Pequeña Edad del Hielo (Cioccale)

FORMACIONES GEOLÓGICAS

- Campo Maare
- Carcarañá
- Ceres
- Hernandarias
- Ituzaingó
- Lagunilla del Plata
- Lomita del Indio
- Lucio López
- Luján
- Marull
- Palo Negro
- Puerto San Martín
- Punta Gorda
- Río Cruz del Eje (Estancia Belgrano)

- Río La Granja (Charbonier)
- Río Primero (Toro Muerto)(Pampeano Rojo)
- Rosario
- San Guillermo
- Tezanos Pinto
- Timbúes

# XI - PAMPA SUR

La Pampa Sur abarca la llanura argentina desde el río Colorado hasta la diagonal mencionada en el capítulo anterior: Villa María-Venado Tuerto-Junín-San Miguel del Monte. Hacia el oeste llega hasta el río Desaguadero de Mendoza y hacia el este limita con la región litoral bonaerense. De manera que abarca parcialmente a cinco provincias: San Luis, La Pampa, Córdoba, Buenos Aires y Santa Fe. Está caracterizada por su vinculación (durante el Cuaternario) con procesos y sistemas geológicos situados al oeste, en la Cordillera Central y el piedemonte cordillerano (Fig. 1).

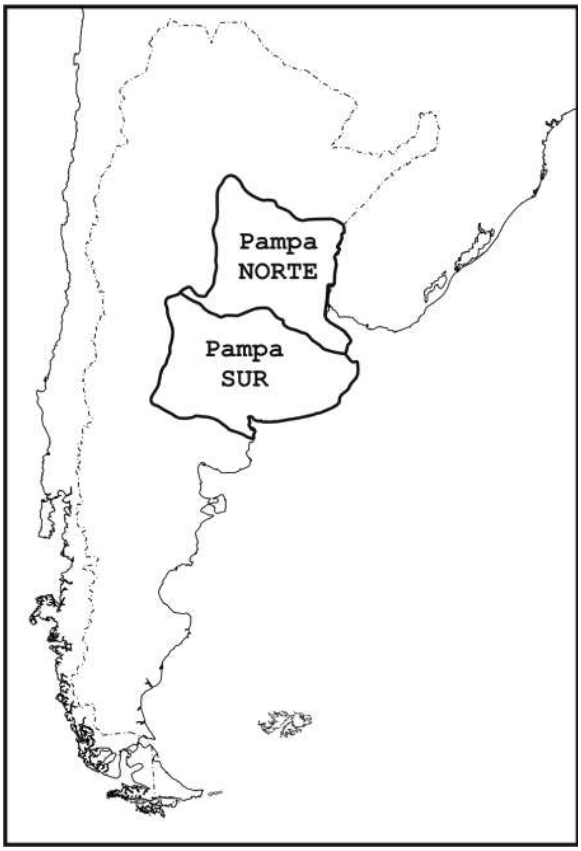



Fig. 11 - 1 - Mapa de ubicación de la Pampa Sur.

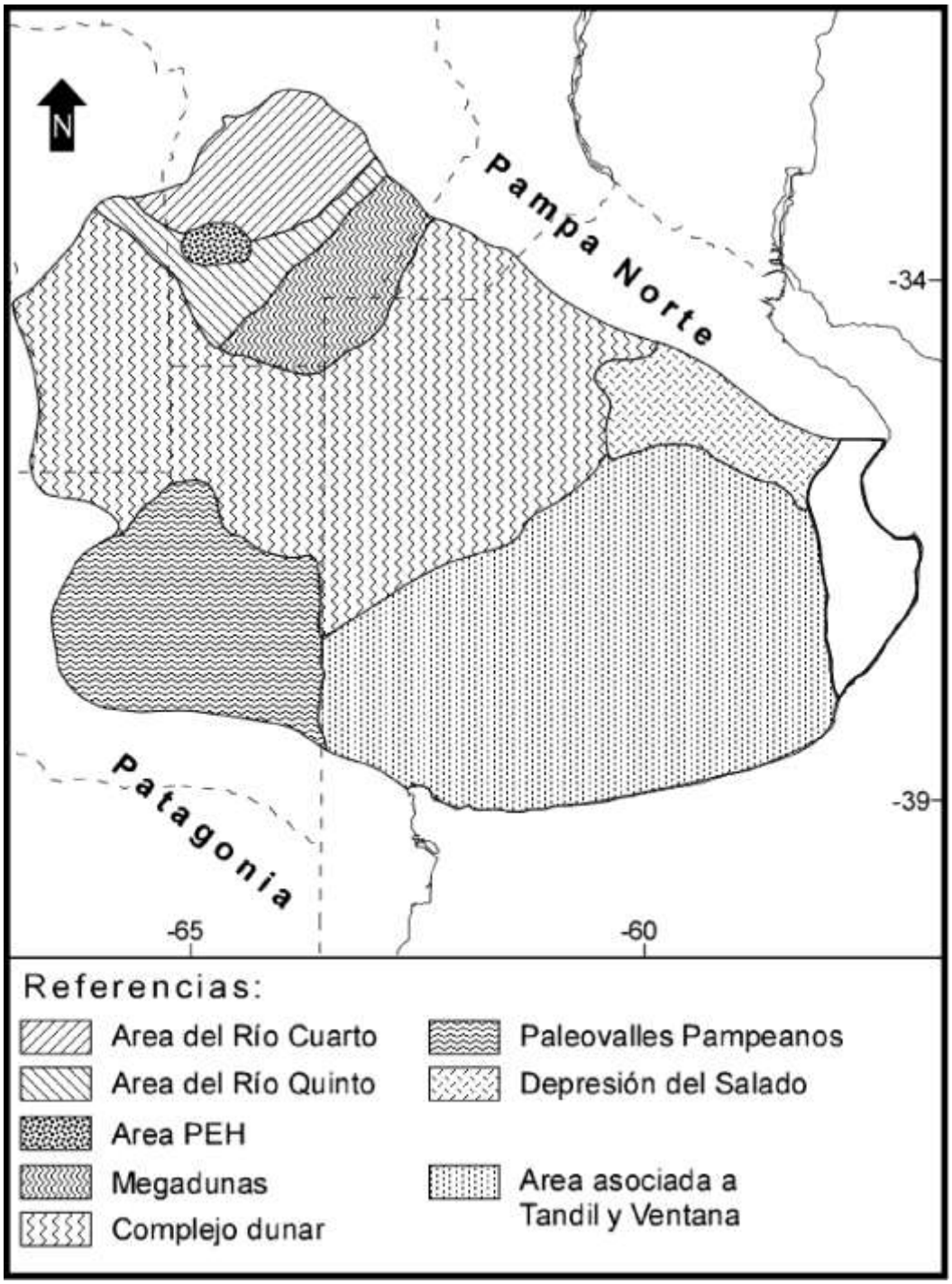



Fig. 11 – 1a – Divisiones internas de la Pampa Sur

La conexión más importante de la Pampa Sur con esas regiones es la gran cuenca hidrográfica del Bermejo-Desaguadero-Salado (Fig. 2). En la actualidad, su red fluvial está casi desintegrada y es básicamente inactiva debido al clima seco de la región. Por el contrario, durante

climas más húmedos del Cuaternario los cauces condujeron grandes caudales (Ver Cap. Andes Centrales). Esta región también ha estado sujeta a lluvias de ceniza volcánica que aportaron volúmenes significativos de materiales a sus sedimentos.

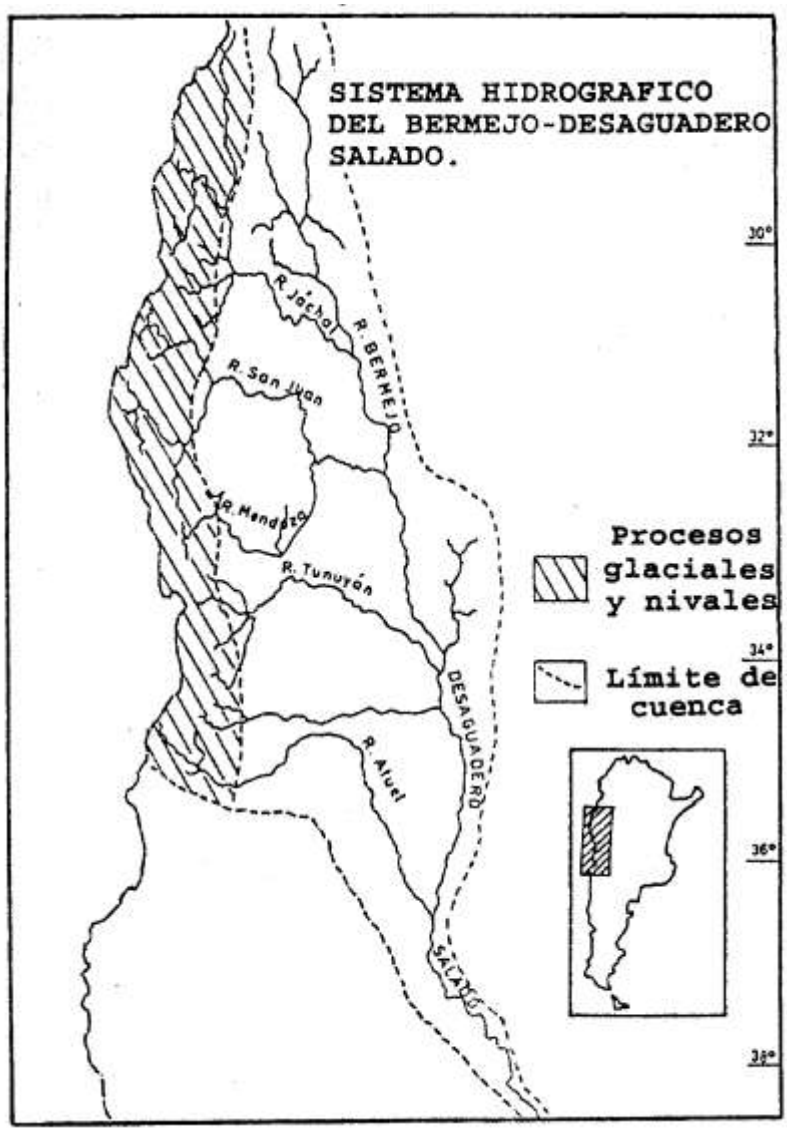



Fig. 2 – Cuenca del colector Bermejo-Desaguadero-Salado, que aportó los sedimentos a la región.

Durante el Pleistoceno superior, y probablemente también en épocas anteriores, se acumuló un gran sistema de arena eólica, el Mar de Arena Pampeano, que cubrió gran parte de esta región y la caracteriza tal como se conoce ahora.

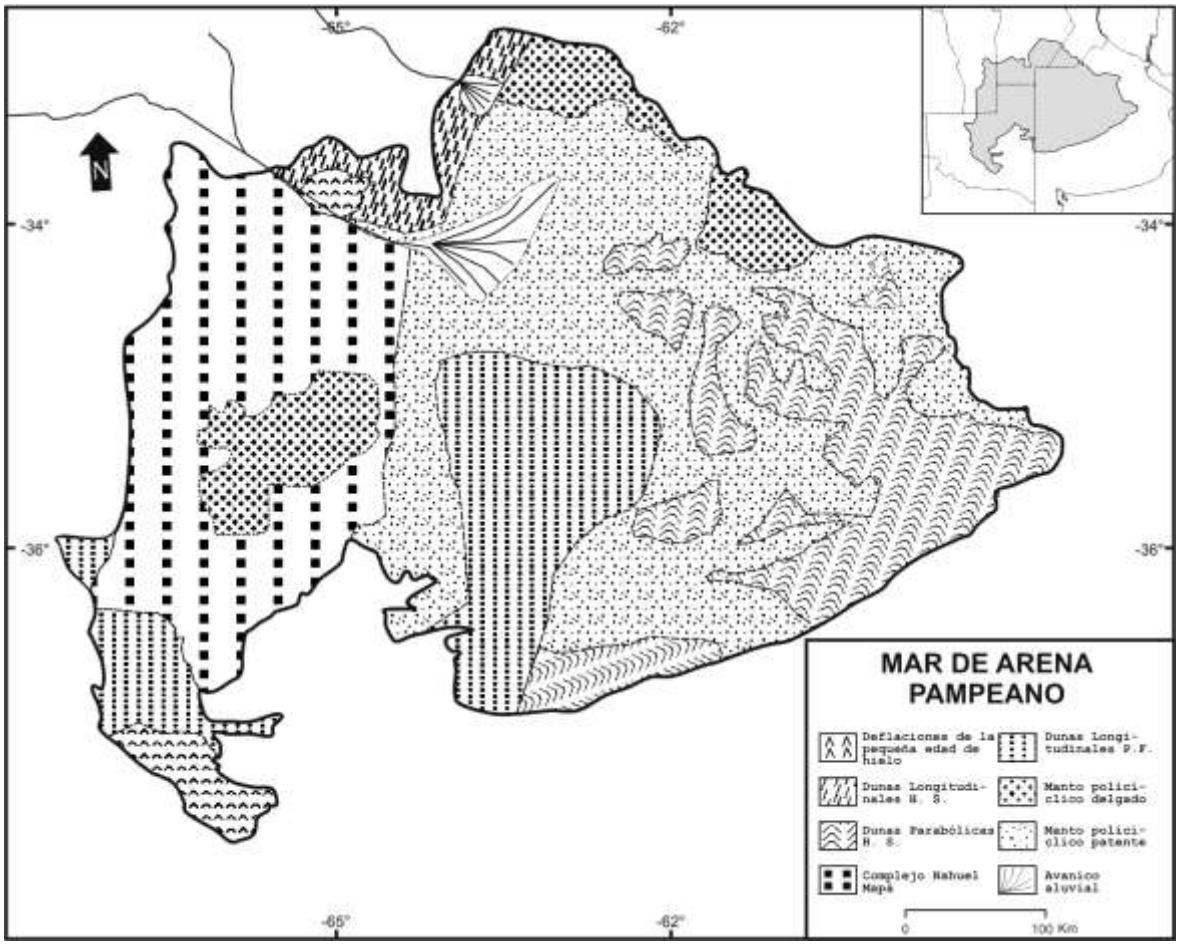



Fig. 3 – Mar de Arena Pampeano.

LA CUENCA DEL RÍO DESAGUADERO

Los materiales sedimentarios acumulados en la Pampa Sur han sido acarreados vía fluvial desde los Andes Centrales por el gran sistema transportador de la red fluvial del río Bermejo-Desaguadero-Salado. Su cuenca tiene una superficie de 248.000 Km2 y se extiende desde los 27º 35' S en Catamarca hasta la latitud de 38º 50'S, donde desemboca en el Colorado. El colector tiene una longitud total de 900 kilómetros (la vía fluvial completa mide 1518 Km, desde el cerro Pissis, en Catamarca). Gran parte de la cuenca está sujeta a criogénesis actualmente; dicha superficie fue considerablemente mayor en los períodos fríos del Cuaternario, durante los cuales la prcipitación nival fue mayor que hoy en día (Iriondo, 1999). La cuenca está dividida en cuatro partes:

- **La alta cuenca**, que incluye un sector importante de alta cordillera, drenada por el río Blanco-Jáchal, y un área de menor altura que recibe los aportes hídricos y sedimentarios de la sierra de Famatina, los únicos que no pertenecen al dominio andino.

- **La cuenca media**, donde el río recibe lateralmente los aportes de los grandes abanicos del piedemonte de San Juan y norte de Mendoza.
- **La cuenca inferior**, en la que el Desaguadero recibe los aportes de los ríos Diamante y Atuel. Es el último segmento que recibe aportes cordilleranos de deshielo y sedimentos andinos.
- **La cuenca distal**. El río tuerce hacia el sudeste y entra en la Pampa Sur, en ambiente de meseta y de llanura. Su llanura aluvial pleistocena se encuentra bien expuesta en superficie (Fig. 3). Tiene entre 40 y 50 kilómetros de ancho y está rellenada por la Formación Santa Isabel, constituida por 35 metros de limos y arenas interestratificados (Salazar Lea Plaza, 1983). La asociación mineralógica de estos sedimentos tiene una composición similar a aquella de las cabeceras de los tributarios cordilleranos (Tullio, 1981).

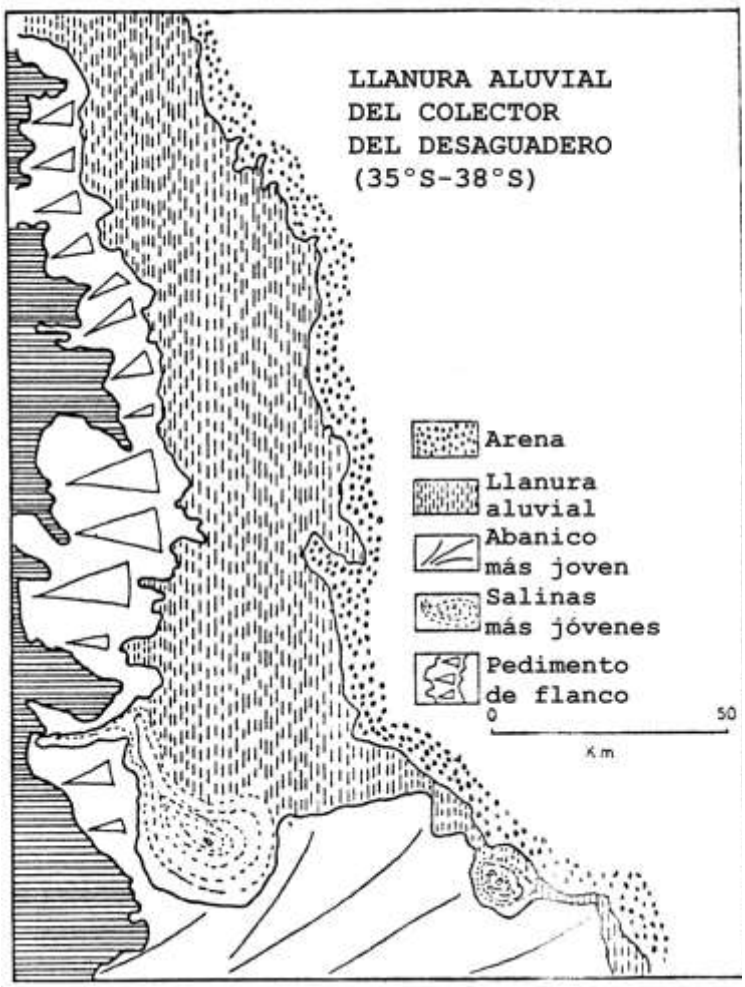



Fig. 11 - 3 – Sector de la cuenca distal, con la gran llanura aluvial pleistocena.

LOS VALLES PAMPEANO-BONAERENSES

En la provincia de La Pampa y regiones vecinas, inmediatamente por debajo de las unidades del Cuaternario aparece la **Formación Cerro Azul** (Llambías, 1975), compuesta por limos arenosos masivos de color parduzco, con grados variables de consolidación. Carbonatos pulverulentos y nódulos calcáreos son frecuentes en la masa sedimentaria.

Probablemente, el primer episodio del Cuaternario en esta región está representado por la generación de una costra carbonática espesa en la parte superior de la Fm Cerro Azul; la misma está compuesta por capas horizontales paralelas o formando una malla irregular de venas gruesas, lo que sugiere un origen freático. El espesor típico del cuerpo calcáreo es de 2 metros (Ramonell et al., 1993). Esta tosca constituye actualmente el techo de la formación. Como es de origen subsuperficial, es necesario deducir que la parte superior original fue erosionada completamente.

El agente más indicado para completar una erosión areal de este tipo es en viento. Por lo tanto, se postula aquí un clima árido con fuertes vientos, o sea un avance de la provincia climática Patagónica.

Excavados en los depósitos arriba mencionados, existen varios valles de gran tamaño (Salazar Lea Plaza, 1980; Malagnino, 1988; Melo et al., 2003). Pueden agruparse en **dos conjuntos**. Uno de ellos tiene rasgos geomorfológicos más evolucionados, por lo que deducimos mayor antigüedad; se encuentra entre los paralelos de 36 y 38*S y forma una serie paralela de orientación sudoeste-noreste. Está formado por los valles de Nere Có, Chapal Có, Quehué, Utracán, General Acha, Maracó y otros, hasta el valle de Hucal. Hacia sus extremos este y oeste están cubiertos por sedimentos eólicos más modernos. En el área donde los valles están en superficie, las geoformas individuales pueden seguirse hasta por 300 kilómetros, con anchos variables entre 5 y 17 kilómetros. De acuerdo a las evidencias de campo, estos valles representan posiciones sucesivas del río Desaguadero-Salado, que viraba hacia el este en sucesivas avulsiones producidas por movimientos epirogénicos. Malagnino (1988) propone una secuencia específica para esa migración. Más hacia el este, en la provincia de Buenos Aires, los valles están completamente cubiertos por el Mar de Arena Pampeano, con la excepción del valle del Vallimanca. Prolongando los rumbos de esos valles hacia el noreste, se deduce que todos ellos afluían a la depresión del Salado. Actualmente el fondo de los mismos está cubierto por arena eólica más moderna, muy probablemente holocena. No se cuenta con datos directos de los depósitos fluviales originales subyacentes, por lo que asumimos que corresponden a la Formación Santa Isabel (Salazar, 1980; Tullio, 1981). Estos valles no han tenido conexión con la cuenca del río Colorado.

**El conjunto más moderno** ha sido estudiado por Melo et al. (2003). Tienen también distribución paralela/subparalela y aparecen vinculados también al río Colorado; están excavados en la Fm Cerro Azul, en forma similar al conjunto anterior. Por sus características de origen y desembocadura, los autores los agrupan en tres categorías:

- **Grupo I** – Comienza en el noroeste de la sierra de Lihué Calel. Son dos valles con 5 a 20 Km de ancho; se los puede seguir en continuidad hasta el mar, con extensiones continuas de 200 y 120 kilómetros respectivamente. Están marcados por sendas series de salinas y lagunas localizadas en depresiones eólicas excavadas dentro de los mismos, que alcanzan cotas de 40 y 42 metros por debajo del nivel del mar. Terminan en la Bahía Blanca.
- **Grupo II** – Se origina en la confluencia de los ríos Colorado y Salado. Está constituido por valles que no exceden los 100 kilómetros de longitud y con dirección dominante oeste-este. También se encuentra en gran parte por debajo del nivel del mar (-20 m) y en su interior se encuentran cadenas de médanos. Contiene depósitos de rodados típicos del río Colorado y confluye con el Grupo I cerca de la costa actual.
- Grupo III – Se trata de paleocauces del río Colorado, que alcanzan el océano Atlántico algo más al sur.

Este conjunto de paleovalles está directamente vinculado a la historia cuaternaria del litoral argentino entre Bahía Blanca y Carmen de Patagones.

## EL SISTEMA EÓLICO PAMPEANO

### Esquema general

El Sistema Eólico Pampeano (SEP) es un gran conjunto de sedimentos depositado por el viento en la primera parte de la última glaciación pleistocena y posteriormente retrabajado en cierta medida durante fases climáticas sucesivas. De la misma manera que otros grandes sistemas eólicos derivados de glaciaciones ubicados en Asia y en América del Norte, el SEP está compuesto por un **Mar de Arena** (el MAP) en la región central y una Faja **Periférica de Loess** (FPL). Ello se debe a que los vientos que soplan desde los campos de hielo transportan la arena por saltación y arrastre en las planicies más afectadas por la aridez. Los mismos vientos transportan más lejos en suspensión, en forma de nubes de polvo, a las fracciones limo y arcilla. Estas quedan atrapadas por la vegetación herbácea en las zonas peridesérticas y forman finalmente un manto de loess (Iriondo y Krohling, 1995).

El SEP ha sufrido deflación en los períodos secos y pedogénesis en los húmedos. De acuerdo a la intensidad de la sequía, este sistema eólico avanzó más o menos hacia el noreste. El mapa de la figura 4 corresponde a la extensión del sistema durante el Estadio Isotópico 2 (EI2), es decir, unos 18.000 años antes del presente, durante una época típica de su desarrollo. Tuvo períodos de expansión mayor y también de contracción. Un ejemplo de esto último lo tenemos en el clima actual, en el que el SEP está reducido al norte de Río Negro y al sur de La Pampa y Buenos Aires.

El M**ar de Arena Pampeano** (**MAP**) forma en superficie un cuerpo irregular de 130.000 Km2 que cubre gran parte de la Pampa Sur entre las latitudes de 33º y 38º S y las longitudes de 59º 20’ y 67º O. Está compuesto en su mayor parte por arena muy fina y fina limosa, con minerales arcillosos dominados por el grupo de la illita. Tiene pocos metros de espesor y cubre limos endurecidos del Pleistoceno y Terciario en los sectores este y norte, y yace sobre la Formación Cerro Azul en la provincia de La Pampa. En la actualidad, los sectores oriental y central de la región están sometidos a pedogénesis bajo régimen húmedo e intermedio (respectivamente údico y ústico). La superficie está cubierta por vegetación de pradera y estepa, con sólo escasos puntos de deflación en el oeste. El límite de sotavento del MAP es una traza irregular de rumbo SSE-NNO a través de las provincias de Buenos Aires, Santa Fe, Córdoba; forma el límite entre la Pampa Sur y la Pampa Norte en toda esa extensión.

**La Faja Periférica de Loess (FPL)** bordea al MAP por tres costados: oeste, norte y este-sureste. El perímetro de contacto con el mismo tiene una extensión de 1800 kilómetros. El ancho típico de la faja oscila entre 250 y 300 Km. Este loess cubre las regiones más pobladas del norte y este de Buenos Aires, centro de Santa Fe y este de Córdoba; tal vez por eso se lo identifica como el

sedimento pampeano por antonomasia. Tiene un espesor típico de 10 a 30 metros en las zonas planas de Santa Fe y Córdoba. Recibe el nombre de Formación Tezanos Pinto. Está compuesto por limo arenoso marrón y está descrito en el capítulo pampa Norte. En la Pampa Sur aparece en el este de la provincia de Buenos Aires, entre el MAP y la faja litoral. Menos conocido es el loess del oeste, que cubre valles y montañas de las Sierras Pampeanas y se extiende por el oeste de Córdoba y norte de San Luis. Incluye allí frecuentemente clastos de grava que indican inundaciones esporádicas de agua no encauzada, en una dinámica dominada por el viento. Ha sido definida como Formación Barranquita en San Luis (Ramonell y Latrubesse,)

Fig. 11 - 4 – El Sistema Eólico Pampeano.

El modelo de formación del SEP está expuesto en la figura 4 (Iriondo, 1990). Dos orígenes alternativos han sido propuestos por otros autores. Uno de ellos postula que los sedimentos pampeanos se han originado en lluvias de cenizas de volcanes cordilleranos, probablemente patagónicos (Teruggi, 1957); el otro sostiene que los sedimentos pampeanos provienen de las Sierras Pampeanas (Blarasín y Sánchez, 1987). Ambas hipótesis están fundamentadas en análisis mineralógicos de áreas pequeñas y son seguramente válidos como mecanismos complementarios del esquema principal, basado en el mapeo y datos integrados de toda la región. Existe otra área que contribuyó con sedimentos al SEP en el noreste. Se trata de las cuencas de los ríos Paraná y Uruguay, que fluyen desde el trópico aportando arena cuarzosa, montmorillonita y caolinita. (Posiblemente, debe aclararse que en este párrafo y los siguientes se describen genéricamente las características generales del Sistema Eólico Pampeano que abarca tanto la Pampa Sur como la Pampa Norte).

El contacto lateral entre la arena (MAP) y el loess (FPL) forma en general una línea consistente y continua regionalmente, aunque está caracterizada por irregularidades locales. Aparece generalmente como una faja de unos 5 kilómetros de ancho, en la cual va cambiando paulatinamente el color y el tamaño de clasto. Estas características fueron estudiadas sistemáticamente por nosotros a lo largo de la ruta prov. No 2 en Córdoba, entre las localidades de Cavanagh y Arias. Se hicieron reconocimientos también hacia el este (Buenos Aires) y el oeste, notándose similares gradientes. También se han formado "bolsones" de arena dentro de la FPL, el más notable son las "Arenas de Hansen", dentro de la faja loéssica de Santa Fe; también aparece otro de menores dimensiones al oeste de Berrotarán, en Cordoba. Casos similares de bolsones de loess fuera del Sistema Eólico Pampeano existen en Entre Ríos, cerca de Villaguay.

**Sedimentología**

**Granulometría** – El SEP posee una notable homogeneidad granulométrica si se considera la gran extensión del sistema. El MAP está compuesto casi totalmente por arena muy fina limosa, con porcentajes menores de arena fina. En las provincias de La Pampa y San Luis la fracción dominante e la arena fina, sugiriendo un débil gradiente de dirección SO-NE. La selección es en general mediocre.

La FPL está compuesta por una mezcla de limo, arena muy fina y arcilla, clasificada como "sedimento franco" (en inglés "loam"). En el sur y oeste la mezcla es más gruesa (franco arenosa) que en Entre Ríos (franco limosa). Hay algunas zonas donde fueron realizados estudios de gradientes granulométricos. Scoppa (1974) describió un claro gradiente en el diámetro medio del sedimento y en el contenido de arcilla entre la zona de Pergamino (FPL junto al MAP) y el sur de Entre Ríos (en la parte distal).

**Mineralogía** – Un reconocimiento mineralógico a lo largo del SEP muestra dos características interesantes: a) la illita es el mineral arcilloso dominante en toda la región; b) la fracción arena es mineralógicamente compleja, frecuentemente está representada por dos asociaciones diferentes.

El área de origen de estas asociaciones no es fácil de establecer sin estudios específicos en cada caso. Nótese que la cuenca del Desaguadero abarca territorios tales como la Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera, el Bloque de San Rafael, el Aconquija y otros; y que las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis también están vinculadas a la región, además de los ríos Paraná y Uruguay.

**Secuencia Climática**

Los estudios realizados por nuestro grupo de trabajo han permitido reconstruir la sucesión de climas ocurridos en el SEP desde su origen. Fueron seis episodios secos con formación de dunas (D), intercalados con seis intervalos húmedos con desarrollo de suelos (S), incluyendo el húmedo actual. Ordenando la secuencia de acuerdo según la costumbre actual para estos casos, la serie va desde S0 hasta D6 (Iriondo y Krohling, 1995; Fig. 5):

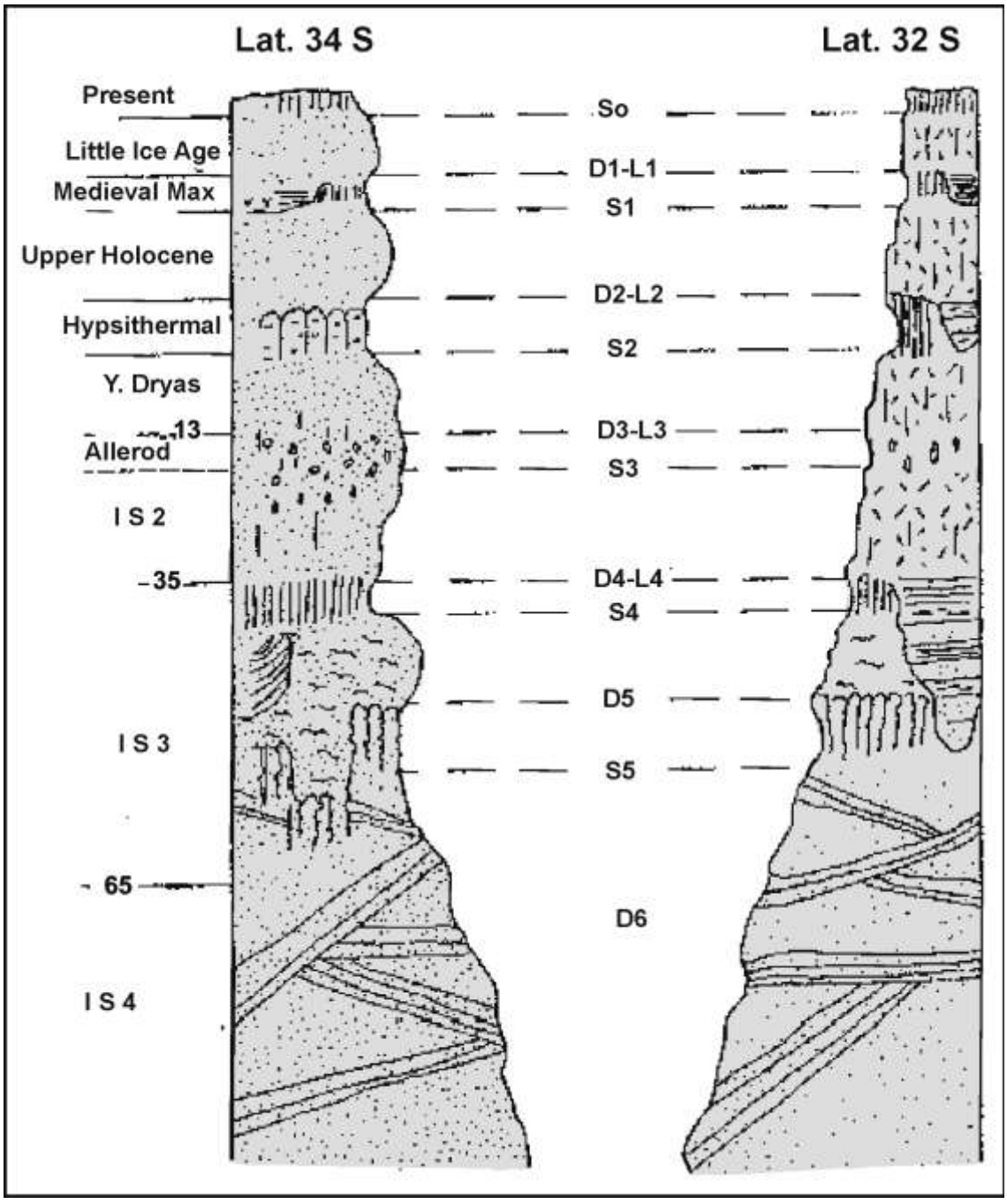



Fig. 11 - 5 – Columna estratigráfica general del Sistema Eólico Pampeano.

**D6 - Estadio isotópico 4** - Durante el Estadio Isotópico 4, que se extendió aproximadamente entre 80.000 y 65.000 años A.P. (no hay mayores precisiones con respecto a estas fechas) se formó el Mar de Arena Pampeano. El EI4 aparece en la literatura sudamericana como el período más frío en

el último ciclo glacial-interglacial. En ese período de tiempo se produjo la máxima extensión de los glaciares y el máximo descenso de la línea de nieve en el continente (Clapperton, 1993). Coherentemente, se generó también el MAP, que alcanzó su máxima extensión durante esa fase climática (Fig. 6).

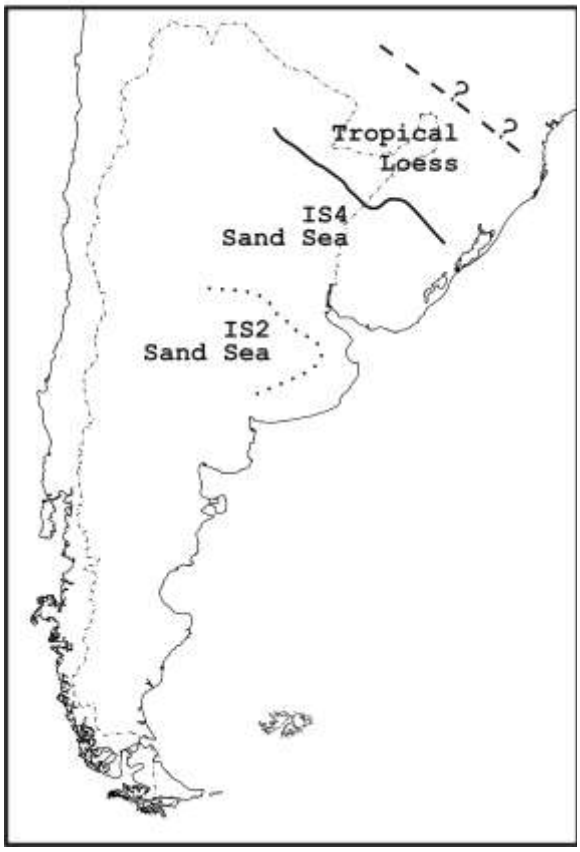



Fig. 11 - 6 – Máxima extensión del Sistema Eólico Pampeano.

El EI4 está caracterizado por megadunas longitudinales de orientación SSO-NNE y S-N. Dichas geoformas son visibles actualmente sólo en imágenes satelitales (por efecto palimpsesto), y escasamente perceptibles en fotografías aéreas, debido a la disipación ocurrida en el relieve durante episodios climáticos posteriores. El área cubierta originalmente por las megadunas mide unos 100.000 Km2 en los sectores sur y oeste del mar de arena. Las dunas tienen longitudes individuales de 50 a 200 kilómetros y equidistancias de 3 a 5 kilómetros entre crestas sucesivas. Se

puede deducir una altura original de varias decenas a algunos cientos de metros para estas geoformas, si se considera el tamaño de sus otros parámetros.

**S5/D5/S4 – Estadio Isotópico 3** – Se extendió aproximadamente entre 65.000 y 36.000 años A.P. Está representado en la pampa Sur y regiones aledañas por un clima más húmedo con características complejas e irregulares. El cambio en las condiciones ambientales a partir del EI4 ocurrió aparentemente en forma rápida: no hay discordancia estratigráfica entre las arenas de D6 y los sedimentos y suelos del EI3.

Básicamente, el EI3 está caracterizado en la región pampeana por tres episodios climáticos sucesivos: a) Desarrollo de un suelo en la superficie de las dunas (S5); b) un período de disipación generalizada del relieve heredado del EI4, resultando en un aplanamiento casi completo de la topografía (D5); c) desarrollo de un segundo nivel de suelo (S4). Durante las tres fases climáticas se desarrollaron importantes fajas fluviales. Una datación de TL de 45.610 +- 1.990 años A.P. fue obtenida en un sedimento fluvial de este nivel.

El nivel del suelo inferior aparece fragmentariamente, a diferentes profundidades en los afloramientos, marcando un relieve local de 1 a 4 metros, enterrado por los sedimentos suprayacentes. Está caracterizado por prismas y columnas de hasta 15 cm de altura (horizonte Bt). Color ocre rojizo. Carbonato segregado en una masa no calcárea. Este suelo (S5) representa un período de algunos miles de años bajo régimen údico, o sea con más de 800 mm de lluvia anual.

Durante la fase siguiente ocurrió el aplanamiento prácticamente total del relieve de dunas mediante procesos de disipación. Las arenas de este período (D5) aparecen en muchas canteras y barrancas de la región. En la mayoría de los casos la arena es masiva; en algunos lugares son visibles estructuras de disipación. Dichas estructuras están caracterizadas por venas y superficies onduladas, de hasta 20 cm de largo y 2 cm de espesor, aisladas o formando enrejados irregulares. Son típicas de climas semiáridos, con fuerte estacionalidad.

Un segundo nivel de suelo (S4), bien desarrollado, aparece en el tope de los depósitos de disipación. Tiene un espesor de 40 cm y está compuesto por prismas pequeños, con numerosos cutanes férricos. Es no carbonático y está bien preservado en los afloramientos.

**D4 – Estadio Isotópico 2** – El EI2 está caracterizado por un avance glacial generalizado en la Cordillera de los Andes y desecación del clima de las planicies chaco-pampeanas y del sur amazónico (Iriondo y García, 1993; Clapperton, op. cit.). Se trata del Último Máximo Glacial. En el MAP se produjo una importante movilización de arena, que formó campos de dunas en el sur y depositó una ancha faja de loess a sotavento (la FPL; Formación Tezanos Pinto y equivalentes). Están compuestas en general por dunas pequeñas regulares, de 100 a 200 metros de ancho y alrededor de 500 m de largo, de dirección S-N. Actualmente están suavizadas por la disipación y cubiertas por depósitos eólicos holocenos. Se ha obtenido una datación de 17.690 +- 2.170 años A.P. para este nivel en el oeste del MAP, cerca de Villa Mercedes (San Luis). En esta época fueron rellenados los grandes cauces de los ríos Tercero y Quinto.

El escenario climático del EI2 es similar al del EI4, aunque considerablemente más débil. Las arenas removilizadas cubrieron solo parcialmente la región y el tamaño de las dunas fue mucho menor.

**S3 – Pedogénesis** – El mejoramiento climático de la parte final del UMG está comprobado en la región, mediante dataciones de niveles de suelos y de precipitados de carbonatos pedogenéticos. Esa información proviene generalmente de la Pampa Norte y del sur de la Mesopotamia. Se ha efectuado una datación de radiocarbono sobre concreciones en el loess de la ciudad de Paraná (Fm Tezanos Pinto), lo que resultó en una edad de 15.480 +- 190 años A.P.; también existe una edad TL de 15.690 +- 1.720 años para un depósito de disipación de arena en Lomita del Indio, cerca de Balnearia (Mar Chiquita).

Se deduce, por lo tanto, un mejoramiento climático con condiciones suficientemente húmedas como para producir fenómenos pedogénicos, alrededor de 15.500-16.500 años antes del presente. Posteriormente se han datado suelos en fechas algo menores, también en la Pampa Norte. Además, se han registrado fenómenos de disipación de dunas, lo que sugiere semiaridez, generalmente estacional.

**D3 - Pleistoceno Final** – En el sur de Santa Fe el MAP está cubierto por un gran número de depresiones de origen eólico, actualmente ocupadas por lagunas permanentes. Dichas depresiones fueron excavadas en todas las posiciones y sobre todas las geoformas del mar de arena, incluyendo las dunas del EI2, por lo que las colocamos en un período seco del final del Pleistoceno y principios del Holoceno. Las depresiones tienen forma generalmente elíptica, en muchos casos bastante regular. Un estudio de 184 depresiones en esa zona indicó (entre otros resultados) que los vientos dominantes fueron del oeste, debido a la presencia de lunetas en las orillas orientales de las mismas (Iriondo y Krohling, 1995). Se ha deducido un corrimiento de las líneas climáticas de la Patagonia unos 8 grados hacia el norte, o sea alrededor de 900 kilómetros, con respecto a su posición actual.

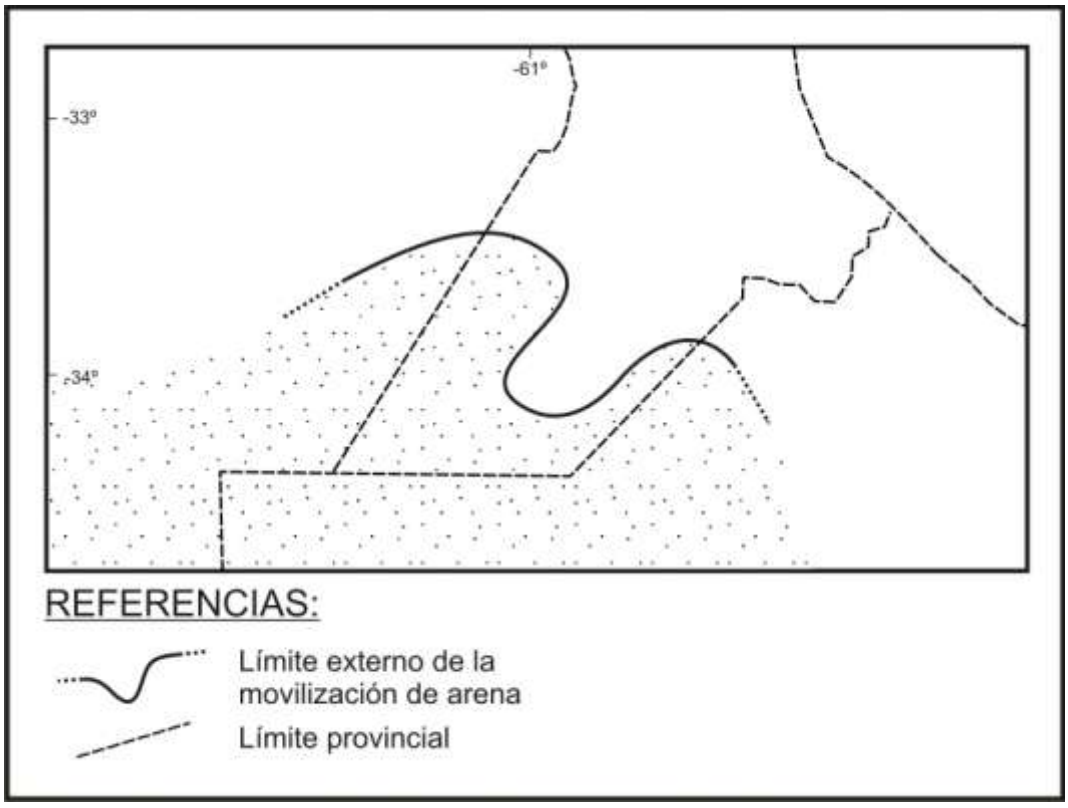
**S2 – Hypsithermal u Optimum Climaticum** – Se conoce con los nombres de Hypsithermal u Optimum Climaticum a un calentamiento general del clima ocurrido alrededor del Holoceno medio en todo el mundo. En la Argentina fue reconocido varias décadas atrás por los viejos cuaternaristas, que le dieron el nombre de “Piso Platense”. En la región pampeana estuvo caracterizado por un clima húmedo, con pedogénesis generalizada y desarrollo de fajas fluviales. Ocurrió entre el 8500 y el 3500 A.P.

**D2 – Holoceno Superior** – Durante el Holoceno superior, entre los años 3500 y 1400 A.P., sobrevino un pulso seco, básicamente semiárido, en el MAP y regiones vecinas. Se desarrollaron campos de dunas parabólicas en varias áreas, entre ellas en el sudeste de Córdoba, donde se trata de megadunas de 30 a 50 kilómetros de superficie individual.

**S1 – El Máximo Medieval** – Se trata de otro calentamiento global acompañado en la Pampa por un clima más húmedo que el actual, durante el período 1400-800 a. A.P. Existen indicadores coincidentes de tipo pedológico, faunístico, geológico y arqueológico. Por ejemplo: en el sur de

San Luis hay delgados depósitos lagunares (arenas muy finas verdosas, laminadas) en el fondo de hoyas de deflación. El color verde indica agua permanente, anaeróbica. Dichas hoyas están actualmente secas y sometidas a erosión eólica casi permanente. Alrededor de esas paleolagunas aparecen restos arqueológicos de la Cultura Agrelo, que existió en todo el oeste argentino entre el 1500 A.P. y el 1000 A.P. (A. García, com. pers.; fechados de radiocarbono: 1000 a A.P.; 1060 a. A.P.; 1360 a A.P.; 1460 a. A.P. y 1490 a.A.P.).

**D1 – La Pequeña Edad del Hielo** – La PEH fue un período de enfriamiento y sequía que coincidió aproximadamente con el período colonial americano. En la Argentina produjo avances glaciarios en la Cordillera y aridez en las tierras bajas. Ha sido detectado desde tiempo atrás por varios investigadores (Heusser, 1961; Politis, 1984 entre otros). En el noreste de la provincia de Buenos Aires, Hurtado et al. (1985) describieron una delgada capa de arena superficial a la que denominaron Miembro Seré de la Formación Las Lilas. Dicha capa se extiende hacia el norte, dentro de la provincia de Santa Fe, hasta el paralelo de 34º S (Fig. 7). Tiene entre 10 y 30 cm de espesor; está formada por arena muy fina marrón clara, muy suelta. Se va haciendo discontinua hacia el noreste; en la zona de Villa Cañás aparece en manchones de varios cientos de metros de extensión, preferentemente en las partes altas del terreno. En el suroeste de Córdoba, en la zona de Washington, se desarrolló un gran campo de arena durante esa época.



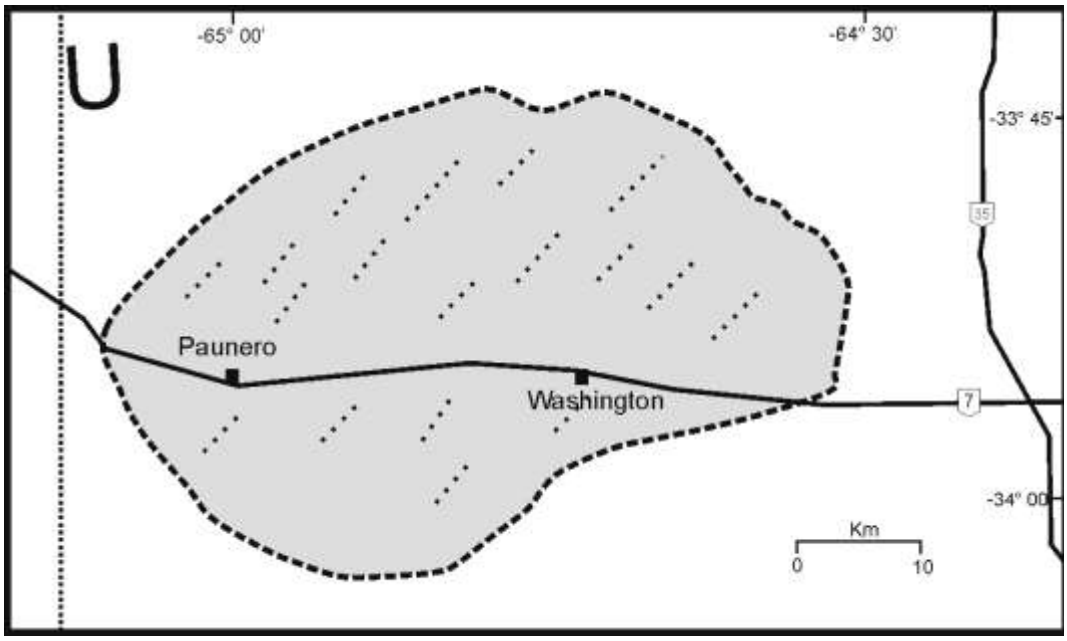



Fig. 11 - 7 a y b – Movilización de arena eólica durante la Pequeña Edad del Hielo.

REGIONES DEL MAR DE ARENA PAMPEANO

**Región Noreste – Sur de Santa Fe**

En el sur de la provincia de Santa Fe y sector vecino del norte de Buenos Aires el MAP está caracterizado por una columna estratigráfica fundamentalmente eólica, que tuvo un par de episodios húmedos que la vincularon con las principales redes fluviales; uno de ellos ocurrió durante el EI3, el segundo se desarrolla en la actualidad en que la mayor parte del área forma las nacientes del río Salado de Buenos Aires (Iriondo y Krohling, 2007) (Fig. 8). La columna estratigráfica es la siguiente:

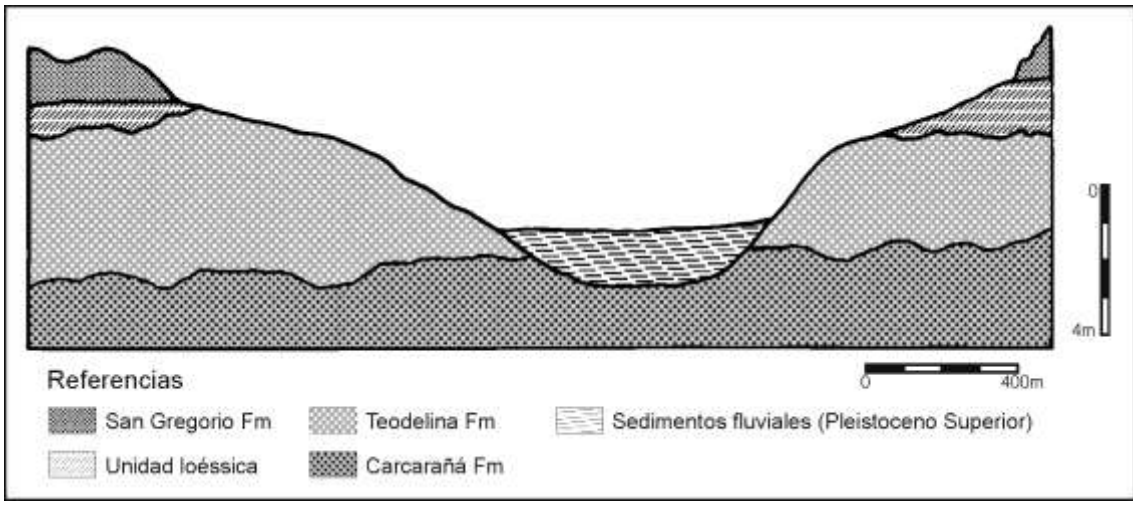



Fig. 11 - 8 – Perfil transversal del colector de la cuenca del Salado en Santa Fe (Iriondo y Krohling, 2007).

**Formación Carcarañá** – Esta unidad de principal origen eólico es el resultado del retrabajo por disipación de un campo de dunas del MAP, probablemente de las megadunas longitudinales del EI4. La Fm Carcarañá corresponde al nivel D5 de la figura 5. Fue definida formalmente por Krohling (1998, 1999). Aflora aquí en canteras. Está compuesta por arena muy fina a fina limosa, con escasa presencia de arcilla, de color marrón rojizo brillante en húmedo (5 YR 5/6) y marrón amarillento oscuro (10 YR 3/6) en seco. Está organizada en estratos horizontales muy gruesos y poco definidos, en general con contactos concordantes y sin estructuras internas visibles. Presenta moderado grado de compactación y estructuración débil en bloques mal definidos, finos a medios, resistentes. El sedimento es no calcáreo en general. Localmente se presenta bioturbado (moldes de raíces y crotovinas). Su contacto inferior no es visible, el contacto superior está marcado por una discordancia erosiva, que en esta área la separa de la Formación Teodelina.

La facies eólica principal conserva localmente estructuras sedimentarias de disipación, caracterizadas por un patrón onduloso, irregular, continuo y de pocas decenas de centímetros de espesor, marcado por diferencias en la concentración de materiales coloidales. La composición granulométrica es areno-limosa (en promedio 51 % de arena) con modas entre 250-125 y 88-74 micrones. Mineralógicamente está compuesta por materiales volcaniclásticos de procedencia andina (vidrio volcánico ácido, con cuarzo policristalino y fragmentos líticos subordinados), con escasa participación de minerales de procedencia serrana (cuarzo y ortoclasa). Los minerales pesados forman menos del 3 % del volumen de sedimentos y son piroxenos, hornblenda, turmalina, micas y magnetita.

Paleosuperficie desarrollada durante el Estadio Isotópico 3 – Un nivel formado por sedimentos finos, segregación de carbonato, depósitos aluviales y un suelo desarrollado en el tope de la Fm

Carcarañá indican la existencia de una superficie estable generada durante un evento húmedo dentro del EI3.

En ciertas áreas deprimidas se formó una costra carbonática, que localmente forma una costra dura de origen freático de 40 a 80 centímetros de espesor. Su color general es marrón con sectores verde oliva, posiblemente compuestos por ceniza volcánica alterada. El Colector de la alta cuenca del Salado en el área de Villa Cañás pertenece a esta superficie. Es un paleocauce de un río originado en las Sierras Pampeanas, probablemente el río Tercero a juzgar por su dirección general. Actualmente está marcado por una sucesión de lagunas denominadas "Las Encadenadas". Dicho paleocauce está rellenado por depósitos aluviales formados por arena arcillosa marrón con nódulos carbonáticos que en partes forman una capa de "tosca" compacta. Contiene tubos finos rellenos por óxidos de manganeso precipitados posteriormente. Estos sedimentos contienen restos de fósiles de Edad Mamífero Lujanense, en su mayor parte corazas de gliptodóntidos (Panochtus y Doedicurus), también Sclerocaliptus, Scelidotherium, Lestodon, Equus y Ctenomys. Están generalmente cubiertos por sedimento palustres modernos (Fig. 8).

**Formación Teodelina** – Esta formación está constituida por 10 a 11 metros de espesor de limo arenoso y arena muy fina-muy fina limosa de color marrón amarillento claro (10 YR 6/4) a marrón amarillento (10 YR 5/4), friable, no calcáreo. Aflora parcialmente en canteras y se la ha perforado en varios pozos (Iriondo y Krohling, 2007). Ha sido generada por la formación de dunas posteriormente disipadas por eventos semiáridos. Su techo forma la superficie horizontal, plana, que domina el paisaje del sur santafesino.

Las muestras representativas del sector aflorante de la unidad en el perfil tipo se clasifican como arena muy fina limosa, con moda principal en la fracción 88-74 micrones y moda secundaria en la fracción 62-53 micrones. El cuerpo principal de la formación en ese perfil se clasifican como sedimento franco en primera aproximación con tres poblaciones bien definidas (a intervalos de ¼ de fi), que responden claramente a diferentes mecanismos de transporte eólico; las modas principal y secundaria se ubican persistentemente en los intervalos 125-250 y 53-62 micrones. Las fracciones inferiores a 37 micrones tienen una alta participación: 41 % del total del sedimento en promedio. Es notable la escasez de las fracciones intermedias. Las poblaciones dominantes corresponden a tres de los tipos de transporte eólico propuestos por Nickling (1994): saltación pura, suspensión breve y suspensión prolongada. Se estima que la sedimentación original en campos de dunas es responsable de los dos primeros mecanismos citados y que la suspensión prolongada incorporó volúmenes de finos durante el proceso subsiguiente de disipación.

La composición mineralógica de la fracción 53-62 micrones está dominada por rizas de vidrio volcánico (64,1 %), con regular participación de feldespatos (18,1 %), escaso cuarzo (6,6 %) y alteritas (6,6 %) y otros. El contenido de minerales pesados alcanza el 3,7 % (en su mayor parte anfíboles y piroxenos). La redondez y esfericidad varían entre bajas y moderadas, con algunos casos de alta esfericidad. Los valores bajos corresponden a volcaniclastos (esfericidad 0,2-0,4; redondez 0,3-0,5), los minerales de origen serrano poseen los valores mayores (esfericidad 0,6-

0,9; redondez 0,3-0,8). Las texturas superficiales también muestran la existencia de dos poblaciones diferentes.

En las márgenes de la laguna Sastre (23 Km al SO de Venado Tuerto) se encontraron en la Fm Teodelina restos de Lama guanicoe y Ctenomys sp. En baswe a correlaciones estratigráficas y mapeo se ha deducido que la Fm Teodelina ha sido depositada durante el Último Máximo Glacial (EI2) en forma de dunas posteriormente disipadas en uno o más episodios subhúmedos, (o sea las fases D4 + S3 del esquema regional) resultando actualmente en amplias superficies planas y relativamente altas que dominan el paisaje de la región.

En el partido de Carlos Tejedor se la ha identificado como **Formación Hereford** (Hurtado et al., 1985), con las mismas características composicionales.

**Formación Carlos Tejedor** - Loess del Pleistoceno Final. La columna estratigráfica del área de estudio sigue con una unidad loéssica de espesor variable entre 1 y 2 m, correspondiente a D3 de la figura 5. Se trata de un loess arenoso, de color marrón amarillento (10 YR 5/4) que forma perfiles verticales afectados en parte por disyunción columnar. Este loess presenta una compactación algo mayor que la Fm Teodelina infrayacente, especialmente en su parte inferior; es no carbonático. Está ubicado en discordancia erosiva sobre la Fm Teodelina y está coronado en su techo por un suelo moderadamente desarrollado. Granulométricamente es arena fina a muy fina limosa, con moda principal entre 74 y 88 micrones y moda secundaria entre 53 y 62 micrones.

En el Partido de Carlos Tejedor tiene una distribución discontinua. Tiene un espesor de 30 a 50 cm y aparece a profundidades que oscilan entre 30 y 70 centímetros. Está compuesta por sedimento franco color marrón oscuro (7.5 YR 4/4) o limo arcilloso. Toda la unidad está afectada por pedogénesis, que constituye por ello un horizonte Bt o Bw (Hurtado et al., op. cit.).

Esta unidad loéssica está genéticamente vinculada con la FPL y aparece en forma de manchones en otras áreas del MAP, por ejemplo en María Teresa, con 1,30 m d espesor. Se correlaciona con la parte superior de la Fm Tezanos Pinto, que fue depositada durante el pulso seco del Pleistoceno Final-Holoceno Temprano, entre 14.000 y 8500 años A.P.

**Formación San Gregorio** – Son los campos de dunas del Holoceno superior. La Fm San Gregorio está compuesta por arena muy fina a fina suelta, de color marrón amarillento, que constituye el cuerpo sedimentario de las dunas generadas durante el Holoceno tardío, con validez para los campos de dunas de esa edad en la región pampeana, que se destacan en el paisaje de la llanura. El perfil tipo se ubica en el cruce del camino central San Gregorio-Colonia Morgan con el camino a Christophersen (Iriondo y Krohling, 2007) y tiene 8,70 m de espesor, en parte aflorante. Los 50 centímetros superiores presentan un tinte grisáceo debido a un proceso de humificación reciente.

Esta unidad sedimentaria corresponde a D2 en la columna sedimentaria general (Fig. 5). Está expresada en el terreno en forma de colinas suaves y extendidas, con depresiones cerradas ocupadas por lagunas. Correlaciona con la Formación San Guillermo (ver cap. Pampa Norte), cuya edad se extiende desde 3,5 y 1,4 ka. A.P. Contiene restos de fauna actual sudamericana (Lama

glama guanicoe, Eudromia elegans, Lagostomus maximus, Ctenomys sp.) sin fauna extinguida ni fauna europea.

La composición granulométrica de la Fm San Gregorio es arena muy fina que oscila entre pura y limosa, con contenido variable de limo que pasa gradualmente del 4 % en la parte superior al 37 % en el extremo inferior alcanzado. La moda se halla en la fracción 74-88 micrones.

La mineralogía de la fracción modal en su perfil tipo está integrada por trizas vítreas (38,4 %), alteritas (26,1 %) y feldespatos (21,8 %), con cuarzo como componente secundario 99,3 %) y 0,8 % de minerales indiferenciados. La proporción de minerales pesados es significativa (3,8 %) debido a la contribución de minerales de procedencia serrana (granate y hornblenda, entre otros). La composición mineralógica de la formación se mantiene en forma relativamente homogénea en largas distancias en la región, como en General Arenales hacia el SE (70 Km) y Canals (250 Km hacia el NO). Hurtado et al. (1985) describieron a esta formación como Miembro Santa Inés de la Formación Las Lilas.

**Miembro Seré de la Formación Las Lilas** – La pequeña Edad del Hielo, coincidente con el período colonial en la Argentina, representa un clima seco dominado en la llanura pampeana por el viento Pampero (Parras, 1943). La actividad morfogenética del viento fue relativamente modesta, aunque se formaron campos de dunas en algunas áreas. En la alta cuenca del río Salado en Buenos Aires, Hurtado et al. (1985) describieron deflación y acumulación de arena, registrada como “Miembro Seré de la Formación Las Lilas”. En el sector santafesino de la cuenca, dicha capa de arena aparece hasta el paralelo de 34º S (Fig. 7). Tiene entre 10 y 30 cm de espesor; está compuesta por arena muy fina de color marrón claro, suelta. El depósito se va haciendo discontinuo hacia el noreste; en el área de Villa Cañás aparece en manchones de varios cientos de metros de largo, preferentemente en las partes altas del terreno. Las acumulaciones de arena junto a las pendientes laterales del colector de la alta cuenca del Salado (entre María Teresa y Runciman) evidencian que la deflación estuvo concentrada en los bajos durante este período. El frente de este depósito, tal como aparece en la figura 9, sugiere una dirección SO-NE para los vientos dominantes de la época colonial, tal como lo escribió Parras.

**Sureste de Córdoba**

En el sureste de Córdoba aparece un área del MAP de unos 7600 Km2, que se extiende hacia las provincias vecinas de Buenos Aires y Santa Fe. La primera unidad estratigráfica aflorante es una superficie poligénica, caracterizada por un sedimento endurecido de hasta 50 cm de espesor que aflora en canteras en La Cesira. Dicho sedimento incluye numerosas concreciones de carbonato de calcio y precipitados de óxidos de hierro y manganeso, con predominio de estos últimos en comparación con la calcita. Es de color oscuro, gris y verde (10 YR 3/2). Estimamos que se encuentra inmediatamente sobre las megadunas longitudinales del EI4.

El paisaje está dominado por las formaciones Teodelina y San Gregorio. La Fm Teodelina forma amplias superficies casi absolutamente horizontales y presenta la misma composición granulométrica y mineralógica que en Santa Fe; contiene restos de gliptodontes en varios puntos, entre ellos en Aldea Santa María. Forma pantanos y bañados en algunos sectores, donde la pendiente general (extremadamente pequeña) se encuentra bloqueada por dunas. En esos lugares se producen eflorescencias salinas y el sedimento superficial tiene color marrón grisáceo muy oscuro (10 YR 3/2).

La Formación San Gregorio forma megadunas parabólicas de 6 a 8 kilómetros de longitud, 500 metros de ancho y 5 metros de altura actual, con dirección S-N. Las alas de las dunas son irregulares y generalmente de distinto tamaño en la misma duna; los anchos varían entre 300 y 700 metros. Tienen un relieve interno suave de 2 a 4 metros de altura, en depresiones elípticas y redondeadas. Están compuestas por arena muy fina, bien seleccionada, cuya distribución presenta asimetría fuertemente positiva y moda en el intervalo 74-88 micrones en todos los casos analizados (unas 50 muestras). El sedimento está ordenado en estratos y sets subhorizontales de hasta 1,30 m de espesor y 5º de buzamiento, generalmente con laminación interna. La distribución de esas megadunas es irregular, apareciendo en conjuntos de varias de ellas dentro de un paisaje dominantemente plano. Uno de dichos conjuntos se formó en el área de Canals, cubre aproximadamente 50 Km2 y fue estudiado en detalle (Iriondo y Brunetto, 2008). Otro campo de dunas similar se encuentra en la zona de Huanchilla-Pavín (33º 30'S-62º O) y otro al norte de la localidad de General Levalle (34º S-63º 20'O).

Sobre las dunas se ha depositado en forma discontinua e irregular una capa eólica del miembro Seré (PEH) de hasta 90 centímetros de espesor. Está compuesta por arena muy fina muy bien seleccionada, prácticamente sin limo, de color marrón amarillento claro (10 YR 6/4) con pedogénesis incipiente en su parte superior (10 YR 5/3).

**Zona de influencia del río Quinto**

Se trata de una región de unos 25.000 kilómetros cuadrados ubicada en el centro de San Luis y suroeste de Córdoba. Tiene aproximadamente 250 Km de longitud noroeste-sureste, entre la ciudad de San Luis y la línea La Carlota-Laboulaye, y 100 Km de ancho. A lo largo del Cuaternario estuvo dominada por la dinámica fluvial y aluvial de los cauces de la cuenca del río Quinto y en menor medida de la cuenca del río Cuarto (existen indicios morfológicos de que este último ha sido afluente del Quinto en la mayor parte del tiempo) (Fig. 9). La columna sedimentaria está compuesta por un complejo de arenas aluviales, loess primarios y retransportados, depósitos palustres y arenas eólicas. En su sector pedemontano al sur de la Sierra de San Luis existen depósitos de aglomerados.

Fig. 11 - 9 – Zona de influencia del río Quinto.

La interacción entre la dinámica fluvial del río Quinto y los procesos eólicos fueron estudiados con métodos mineralógicos por Di Paola (1987), quien determinó que los loess de esa área tienen composición mineral bastante similar a la de las arenas del río. Los minerales comunes son cuarzo, andesina zonada, oligoclasa, albita, ortoclasa, líticos andesíticos y otros. La asociación de minerales pesados está dominada por hornblenda, piroxenos, biotita y turmalina entre otros. Los sedimentos finos del lecho del río son deflacionados a la planicies vecinas, donde sufren la hidrólisis parcial de los feldespatos, vitroclastos, piroxenos, etc., generándose minerales arcillosos, carbonatos e hidróxidos. Ese proceso se invierte en épocas pluviales (Di Paola, op. cit.), en las que se produce la erosión en los interfluvios, que aportan de vuelta al río los minerales parcialmente modificados, ocurriendo así un proceso de "dilución progresiva" del material original.

La columna estratigráfica cuaternaria es la siguiente:

**Formación Alto Grande** (Latrubesse, 1989) – Se trata de conglomerados y arenas del piedemonte de las sierras; de abajo a arriba:

0,00-1,80 m – Conglomerado polimíctico de esqueleto intacto color pardo grisáceo. Los clastos derivan casi en su totalidad (aproximadamente 97 %) del basamento cristalino, plutonitas y metamorfitas fundamentalmente. Alcanzan un tamaño máximo de 15 a 25 cm. La matriz es arenosa. Contacto neto hacia arriba.

1,80-3,30 m – Arena mediana laminada con algunos niveles pequeños de grava fina y media en su parte inferior.

Pasa hacia arriba en transición a la Formación Barranquita.

Esta formación apoya sobre sedimentitas terciarias y sobre el basamento cristalino. En otras localidades contiene raros clastos de sedimentitas terciarias y rocas volcánicas.

**Formación Barranquita** (Latrubesse, 1989) – Es un loess arenoso del Último Máximo Glacial (EI2) y corresponde a D4 en la Pampa Sur. Correlaciona con la Fm Tezanos Pinto de la Pampa Norte. Está compuesta de la base al techo por limo arenoso marrón amarillento de 4,40 m de espesor. Engloba capas finas de grava fina de varios metros de extensión horizontal, un indicador de flujo no encauzado. El contenido de limo oscila entre 45 y 65 %. La fracción arena está dominada por feldespatos potásicos (Ulacco, 1983): ortoclasa y microclino 45 %; cuarzo con extinción ondulosa 16 %, vidrio volcánico 9 %. Se encontraron restos de Megatherium, Sclerocalyptus, Glyptodon, Mylodon y Equus de la Edad Mamífero Lujanense. Esta formación aparece principalmente en el piedemonte y áreas cercanas, también en las "pampas de altura" como se conoce a las mesetas de las Sierra de San Luis.

**Formación Nahuel Mapá** – Es una formación compuesta por arena eólica fina y muy fina, típica del centro y sur de San Luis (ver más abajo), que correlaciona lateralmente con la Formación Barranquita y aparece en el sector llano alejado de la sierra, al sur de Villa Mercedes y en Villa Reynolds. Tripaldi y Forman (2008) obtuvieron en esa área varias dataciones OSL que oscilan entre 27.000 y 33.000 años A.P.

**Suelo Los Toldos** – La Fm Barranquita está coronada por un paleosuelo negro de 50 cm de espesor, con textura franco-arcillo-limosa con 3 % de contenido de materia orgánica. Se ha desarrollado en el período hypsithermal, entre 8500 y 3500 años A.P. y corresponde al intervalo S2 en esta región.

**Formación Los Filtros** (S2) (Ramonell et al., 1992) – Corresponde a la faja aluvial del río Quinto en el sector vecino a Villa Mercedes. Morfológicamente está compuesta por tres terrazas y el cauce actual. Las alturas de los planos de las terrazas con respecto al cauce actual son:

Terraza superior (TS): 10 a 12 metros.

Terraza intermedia (TM): 6 a 6,50 metros.

Terraza inferior (TI): 4 a 4,50 metros.

La Formación Los Filtros incluye los sedimentos correspondientes a las tres terrazas. El perfil tipo se describió en el mejor afloramiento disponible, que no abarca completamente a toda la columna sino que ocupa los 6 metros inferiores. De abajo a arriba:

0,00-1,70 m – Arenas y guijas de color pardo.

1,70-2,10 m – Arenas y guijas de color pardo claro ligeramente grisáceo, de consistencia friable. El tamaño dominante es arena fina; esta fracción es dominantemente cuarzosa e incluye mica.

2,10-2,40 m – Guijas arenosas de color gris claro; el tamaño modal es guija muy fina, la selección buena a moderada. La composición dominante de la clase modal es cuarzo, seguido de feldespatos, fragmentos líticos de origen pegmatítico, muscovita y biotita. Este estrato incluye precipitados de óxidos de hierro, en forma de tubos cilíndricos de color ocre de 1 cm de diámetro y 10 cm de longitud, con posición vertical.

2,40-3,10 m – Limo palustre con escasa arcilla, organizado en estratos de 15 cm de espesor, que se distinguen entre sí por variaciones en el color, de gris claro a pardo. Los límites entre dichos niveles no son netos. Hay capitas de material orgánico reducido, de hasta 3 cm de espesor, finamente laminadas. Esta capa palustre está bioturbada, con moldes de raíces muy pequeñas resaltadas por óxido de hierro.

3,10-4,30 m – Guijas muy finas arenosas de color gris claro, con selección buena a moderada. Laminación plana paralela horizontal y laminación entrecruzada. Compuesta por cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos de origen pegmatítico. Incluye precipitados de hierro y está bioturbada.

4,30-4,40 m – Limo palustre gris muy biotubado.

4,40-4,70 m – Arenas gruesas de color pardo, bioturbadas.

4,70-4,80 – Limo palustre gris, muy bioturbado.

4,80-5,10 m – Arena incluyendo guijas muy finas, de color pardo claro con manchas ocres y leve cohesión.

5,10-6,00 m – Sucesión de limo y arena bioturbados, de ambiente palustre.

**Formación Algarrobito** – Esta formación se encuentra en la parte superior de la columna estratigráfica del piedemonte de la Sierra de San Luis. Se ha depositado en discordancia sobre el suelo Hypsithermal y es un loess que contiene numerosos restos de caballo europeo (Equus equus). En algunos lugares se ha encontrado fauna autóctona (Lama guanicoe) y restos de bovinos (Bos taurus). Su edad corresponde a la Pequeña Edad del Hielo (D1). Está formado en la base por un sedimento torrencial, gravas y arenas fluviales con 2,30 m de espesor; y en la sección superior por limo eólico marrón amarillento con 1,30 m de espesor formado por 45-65 % de limo y arena muy fina. La composición es: feldespatos potásicos 46 %, cuarzo 19 % y vidrio volcánico 7 %.

**Centro y sur de San Luis**

El centro y sur de San Luis fue ocupado durante el Cuaternario superior por el Mar de Arena Pampeano con espesores considerables de arena. Ramonell et al. (1992) mapearon y describieron estratigráficamente a esos depósitos sedimentarios con el nombre de "**Formación El Chulengo**" con cuatro miembros. Entendemos ahora que se trata de cuerpos sedimentarios y geomorfológicos vinculados geográfica y genéticamente entre sí, pero que tienen identidad propia, de manera que conviene considerar a El Chulengo como **"Grupo**" y no como "Formación" y elevar a cada miembro a la categoría de formación. Queda así, de abajo a arriba:

**Megadunas longitudinales** – Se encuentran en el subsuelo. Su techo está ubicado entre 15 y 20 metros de profundidad. Está compuesta por arena fina y muy fina, con la moda en el intervalo de 250-125 micrones y fuerte asimetría positiva. Contiene lentes blandas de carbonato de calcio y posee alta resistencia a los ensayos de penetración.

**Formación Nahuel Mapá** – Corresponde a D4 y correlaciona con la Formación Teodelina y con el loess de Barranquita y Tezanos Pinto. Afloran 3 metros en la laguna El Chulengo. Arenas finas color pardo oscuro, muy bien seleccionadas, con leve cohesión. La composición mineralógica de la fracción 74-125 micrones es: feldespato potásico 42 %, cuarzo 27 %, alteritas 12 %, vidrio volcánico 7 %, plagioclasas 4 %, piriboles 3 %, opacos 3 %, rutilo 1 %, y epidoto 1%. Los autores recolectaron piezas óseas de Megatherium americanum; Frenguelli (1928) describió fauna de Edad

Mamífero Lujanense, es decir Pleistoceno superior. Tiene 3 a 12 metros de espesor y alta resistencia a los ensayos de penetración. Tiene diferencias granulométricas menores entre la sección superior (moda en 88-125 micrones) y la inferior (moda en 125-250 micrones). Sus estructuras sedimentarias indican un predominio de vientos del sur que dominó también en la región de bolsones del norte de San Luis y penetró en las provincias vecinas hacia el norte (Fig. 10).

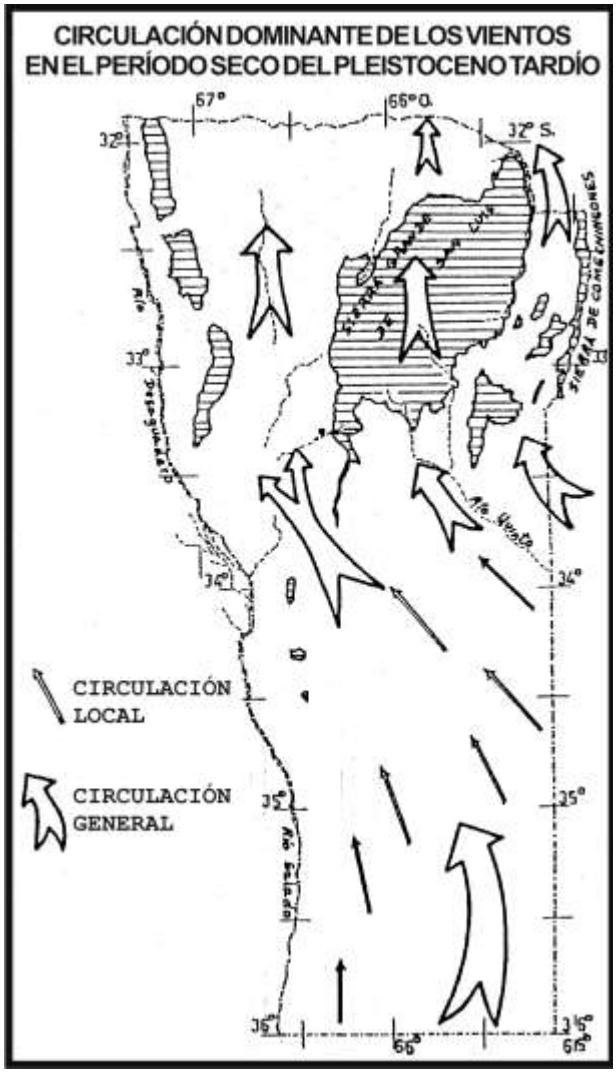



Fig. 10 – Vientos dominantes durante el Último Máximo Glacial en el sur de San Luis.

**Costra calcárea** - En el techo de la formación Nahuel Mapá existe una costra blanca a blanco grisácea de ceniza volcánica de 3 a 4 cm de espesor, cementada por carbonato de calcio. En esa costra se pueden reconocer huellas de pequeños organismos animales y de tallos vegetales; se deduce un desarrollo edáfico. La costra calcárea sería de origen pedológico y ha sido datada por C14 en 6300 años A.P., lo que la coloca en el período Hypsithermal (S2).

**Formación Sayapé** – Corresponde al período D2 del Holoceno superior y correlaciona con la Formación San Gregorio. Tiene un espesor de 7,20 m en la barranca de El Chulengo. Arenas finas color pardo, muy bien seleccionadas, con leve cohesión. Hay laminación entrecruzada en cuerpos mayores, también con estructura entrecruzada. La composición mineralógica de la fracción 74-125 micrones es similar a la de la formación infrayacente, con aumento del vidrio volcánico a expensas del cuarzo. Está compuesta por arena muy fina y fina, con moda en el intervalo 88-125 micrones. Posee resistencia moderada a la penetración. Se han encontrado restos arqueológicos datados en 1200 años A.P. en el techo de esta unidad. En base a la dirección de las dunas de esta formación, se reconstruyeron los vientos dominantes en esa época (Fig. 11); dichos vientos fueron más débiles que los del UMG y no penetraron hacia el norte.

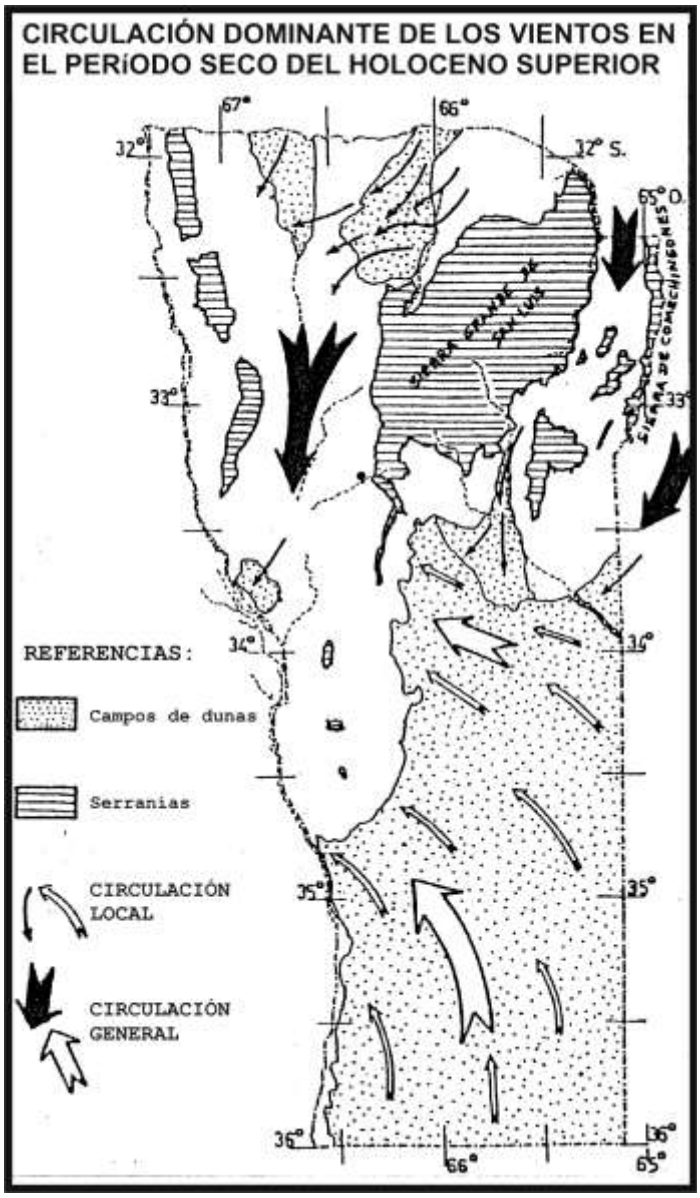



Fig. 11 - 11 – Vientos dominantes en el sur de San Luis en el período seco del Holoceno superior.

**Formación Estancia Los Pocitos** – Es un depósito de la Pequeña Edad del Hielo (D1) y correlaciona con el Miembro Las Lilas y el loess de la Formación Algarrobito. Está en discordancia sobre la Formación Sayapé. Tiene 10 a 20 metros de espesor. Son arenas con las mismas características mineralógicas y granulométricas que las infrayacentes, pero de color pardo amarillento y sin cohesión. Este cuerpo integra las arenas de los médanos vivos que aparecen a diversas alturas en el relieve del MAP y médanos no disipados cubiertos por vegetación herbácea escasa. Es de consistencia suelta. La moda está en la fracción 125-250 micrones. La tendencia dominante de la

acción eólica en esta época ha formado hoyas de deflación circulares de 1000 a 1500 metros de diámetro, con crestas perimetrales irregulares de 8 a 15 metros de altura (Fig. 12). Se deduce de esta morfología que la actividad morfogenética dominante durante este período fue la de remolinos de aire, tales como los que se producen actualmente en temporadas secas.

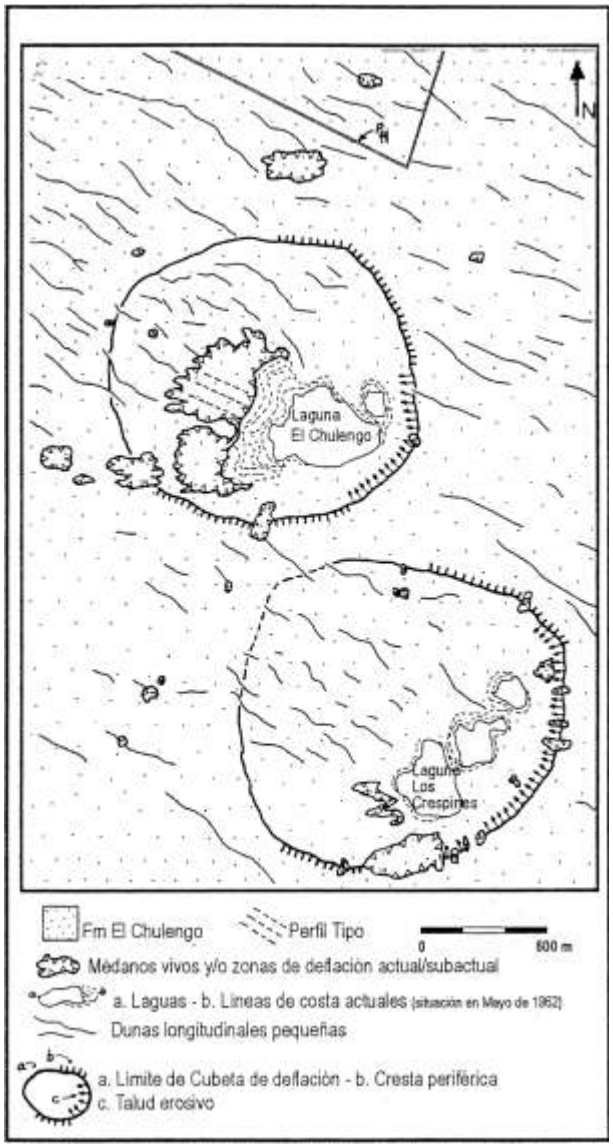



Fig. 11 -12 – Geoformas desarrolladas durante la Pequeña Edad del Hielo en el centro y sur de San Luis.

**Provincia de la Pampa**

La provincia de La Pampa constituye el sector sudoeste de la Pampa Sur. Tullio (1981) realizó una síntesis clásica del Cuaternario de esa área, que se adopta aquí con algunas modificaciones. La formación terciaria más moderna conocida con seguridad es la **Formación Epecuén**, del Plioceno medio. Sobre ésta se apoya la Formación Cerro Azul, que puede ser de edad Plioceno superior. La columna estratigráfica cuaternaria es la siguiente:

**Formación Padre Buodo** – Está compuesta por una secuencia arenosa sin estratificación evidente, de 6 a 25 metros de espesor, depositada dentro de los grandes valles. Está compuesta principalmente por granos de cuarzo y material volcánico. Es de origen fluvial original con remoción eólica posterior. Existe un perfil descrito en el Bajo de la Colorada Grande; de la base al techo:

0,00-2,30 m – Arena limosa y limo arenoso pardo claro con estratificación horizontal poco marcada.

2,30-4,00 m – Arena gruesa en la base a fina en el techo, estratificación bien marcada. Color gris. Intercalaciones de limo hacia el techo.

4,00-7,00 m – Arena con abundancia de mafitos, color pardo rojizo, masiva, con concreciones fusiformes de limonita de 3 a 4 centímetros de diámetro.

7,00-7,50 m – Cinerita verdosa bien estratificada, con impurezas arcillosas.

7,50-10,50 m – Limo con abundante carbonato que termina hacia arriba en una capa de tosca.

Se estima una edad pleistoceno inferior.

**Formación Santa Isabel** – Es un depósito fluvio-palustre ubicada en el noroeste de la provincia, en la zona de confluencia de los ríos Atuel y Salado. Tiene un espesor aproximado de 35 metros. Está compuesta por estratos alternantes de arcilla limosa, limo arcilloso, arena limosa, todas de colores rojizos. También se intercala arena gruesa a fina de color gris. Los estratos son lentiformes y sufren grandes variaciones laterales. Los clastos de la arena son en general líticos de origen basáltico. La arena está frecuentemente laminada, incluyendo laminación cruzada y convoluta. Los sedimentos finos, en afloramientos, presentan eflorescencias de sales solubles, e incluidos en su masa hay cristales de yeso. Se formó como llanura aluvial del gran colector Bermejo-Desaguadero-Salado. Tullio estima que la edad de esta formación corresponde al Pleistoceno medio, aunque entendemos que, considerando su ambiente de formación y ubicación territorial, correlaciona con la Fm Padre Buodo.

**Formación Meauco y Formación Junín** – Se trata de las arenas del Mar de Arena Pampeano, presentadas en forma complexiva. Forma lomadas, cordones de médanos y planicies arenosas. Conviene mantener el nombre de Grupo El Chulengo para su identificación estratigráfica.

Formación Valle de Maracó – Arenas grises con lentes de gravas de tosca intercaladas. Tiene de 2 a 2,50 m de espesor y está coronada por un suelo incipiente. Se adosa a las pendientes laterales de las depresiones. Aparece sobre todo en el oeste de la provincia. Tiene color gris claro a gris. Su edad se ubica en el Holoceno superior.

**El sureste de Buenos Aires**

El sureste de la provincia de Buenos Aires forma el sector sudoccidental de la Pampa Sur. Limita con el Mar de Arena Pampeano hacia el noroeste y con la Faja Litoral en el este. Llega hacia el sur hasta Bahía Blanca. Está caracterizado en el Cuaternario por la influencia de las sierras de Tandil y La Ventana, y por la acción eólica del viento Pampero. Está compuesto por varias zonas diferentes (depresión del Salado, costa marplatense, interserrana, area de Guaminí, zona Ventana-Bahía Blanca). Existen columnas estratigráficas locales, algunas incompletas, que no han sido todavía correlacionadas en forma sistemática por los diferentes autores. La mayor parte de los numerosos estudios sobre el Cuaternario de la provincia de Buenos Aires (alrededor de ochocientos, según GEQUAT, 1988, 1989) están realizados en esta región.

Un excelente cuadro estratigráfico general de esta área ha sido publicado recientemente por Dangaus (2009).

La clásica columna de Mar del Plata de Kraglievich (1952; ver Zárate y Fasano, 1984) es la siguiente:

**Formación Vorohué** – Limolitas fluvio-eólicas. Paleocauces pequeños y aislados. Depósitos fluviales basales (areniscas y limolitas conglomerádicas), depósitos de canal y de llanura de inundación. Paleocauces de gran desarrollo. Pleistoceno inferior.

**Formación San Andrés** – Limolitas arcillosas de origen eólico y fluvial subordinado. Ambientes de depositación límnicos. Intensa pedogénesis. Pleistoceno inferior.

**Formación Miramar** – Limolitas aluviales y eólicas. Posibles cuerpos límnicos. Facies fluviales basales (diamictas). Numerosos paleocauces de tamaño considerable. Pleistoceno medio.

**Formación Arroyo Seco** – Limolitas aluviales y eólicas. Posibles cuerpos límnicos.

**Formación Lobería** – Areniscas conglomerádicas fluviales. Paleocauces numerosos que recortan profundamente las unidades infrayacentes.

En la Depresión del Salado y áreas aledañas, Fidalgo describió a la **Formación Las Escobas**, caracterizada por arenas eólicas. En sucesivas publicaciones la fue dividiendo, quedando finalmente en LE I(Pleistoceno superior, con fauna extinguida); LE II (Holoceno, con fauna indígena

actual); LE III (precolombina, con restos arqueológicos indígenas) y LE IV (con restos de artefactos coloniales).

Los lineamientos generales de la estratigrafía del Cuaternario del piedemonte de la sierra de Tandil fueron estudiados por Rabassa (1972), quien describió cuatro formaciones: Barker, Vela, Las Ánimas y Tandileofú. De abajo a arriba:

**Formación Barker** – Depósito psefítico de tipo fanglomerado. Separado del superior por una discordancia de erosión. En algunos sectores la matriz es limosa, de color castaño rojizo; en otos es psamítica castaño amarillenta. El tamaño medio de los rodados es de 5 cm de diámetro, en general subredondeados. Incluye bloques de hasta 1,20 m de diámetro. La disposición de los rodados es caótica, sin ordenamiento ni gradación vertical. Procede íntegramente del Basamento Cristalino. Rellena un paleorrelieve desarrollado sobre las calizas de la Fm Loma Negra. La edad puede corresponder al Plioceno o al Pleistoceno inferior. Tiene 2,50 m de espesor. En otros sectores es una limolita castaño rojiza, sin estratificación aparente, muy homogénea lateralmente. Contiene abundante carbonato de calcio, e incluye lentes de rodados. En los niveles superiores se formó un manto de tosca. Mineralógicamente predominan los litoclastos de origen volcánico (vidrio, cristales de plagioclasa). También contiene cuarzo de cuarcitas paleozoicas con crecimiento secundario. Los minerales arcillosos están dominados por montmorillonita (50-85 %) con illita subordinada.

**Formación Vela** – Limolita castaño clara, coronada por un manto de tosca. La unidad está compuesta por niveles estratificados de pelitas finas. Por debajo de las limolitas aparecen niveles de arena de color castaño, limosas, con estratificación marcada y rodados intercalados, de origen fluvial. Granulométricamente varían entre limo arcillo-arenosos y limo-arenas arcillosas. Predominan las trizas de vidrio volcánico y los fragmentos líticos por sobre los cristaloclastos. Los fragmentos líticos provienen de rocas volcánicas mesosilícicas y básicas. El mineral arcilloso dominante es la illita, con montmorillonita subordinada. Edad: Pleistoceno medio. 3 metros de espesor.

**Formación Las Ánimas** – Constituye la unidad sedimentaria más moderna desarrollada preferentemente sobre las divisorias. Es un manto loéssico que ahoga el relieve preexistente; corresponde al nivel D4 y correlaciona con la **Formación Tezanos Pinto**. Limo loessoide castaño amarillento, masivo. Rodados pequeños dispersos en la masa del sedimento. Espesor máximo: 3 metros. El vidrio volcánico es muy abundante, con la forma de trizas angulosas límpidas, seguido de líticos de origen volcánico mesosilícico a básico. Contiene proporciones menores de cuarzo onduloso y oligoclasa-andesina. Los minerales arcillosos están compuestos por proporciones similares de illita y montmorillonita. Corresponde al Último Máximo Glacial.

**Formación Tandileofú** – Es una unidad de valle fluvial. Está dividida en dos miembros claramente diferentes; el miembro inferior correlaciona con la **Fm Arroyo Feliciano** de la Mesopotamia (EI5); el miembro superior es de edad holocena, correlaciona con la Fm La Picada de Ente Ríos. El miembro inferior es arenoso, de color castaño, con depósitos torrenciales gruesos en la base; está compuesto por 88,7 % de arena, que va disminuyendo hacia arriba hasta 50 %. WEl miembro

superior es limo arcilloso, de color verde a gris verdoso; presenta impregnaciones ferruginosas. La mineralogía es similar a la de la Fm Las Ánimas, aunque los litoclastos de origen metamórfico son importantes. Illita y montmorillonita están presentes en porcentajes equivalentes.

La zona ubicada entre la sierra de la Ventana y Bahía Blanca está ocupada por la siguiente columna estratigráfica:

**Formación La Toma** – Está compuesta por 25 metros de espesor de limolita areno arcillosa marrón con escasas lentes delgadas de conglomerados fluviales, formados por rocas paleozoicas subangulares y clastos de calcretes (Furque, 1979). El ambiente de sedimentación de esta unidad fue aluvial y eólico, con capas continuas de tosca. Se le estima edad pleistocena inferior, aunque puede ser más antigua.

**Formación Agua Blanca** – Es de origen fluvial y está compuesta por dos miembros, que forman sendas terrazas. Correlaciona con la Fm Tandileofú. El miembro inferior constituye la terraza alta; está compuesto por gravas, arenas y pelitas interpretadas como un depósito de un sistema anastomosado. De acuerdo a su fauna fósil y a una datación de C14 de 32.300 +- 1800 años A.P. es de edad pleistocena superior y correlaciona con la **Fm Arroyo Feliciano** de la Mesopotamia. El miembro superior forma la terraza inferior, es de edad holocena y tiene una datación C14 de 2240 +- 55 años A.P. Está compuesto por arena, grava y limo arenoso fluvial (Rabassa, 1989).

**Formación Saavedra** – Compuesta por sedimentos loéssicos, arenas marrones finas y limos arenosos con escasa cementación calcárea. Incluye horizontes edafizados en su parte superior. Ha sido datada entre 9780 +- 140 y 2075 +- 70 años A.P., es decir que abarca la mayor parte del Holoceno.

**Formación Chacra La Blanqueada** – Depósito fluvial de valle ubicado sobre la Formación Agua Blanca compuesta por limos arenosos marrones, datados en 2830 +- 90 años A.P.

**Formación Matadero Saldungaray** – Limos areno arcillosos de origen eólico, cubre el relieve fuera de los valles. Correlaciona con la **Formación San Guillermo** de la Pampa Norte y con la **Formación San Gregorio** de Santa Fe y Córdoba en la Pampa Sur (D2).

REFERENCIAS

Blarasín, M. y Sánchez, M. 1987 – Secuencia evolutiva de dunas cuaternarias en el sector de Laguna Oscura, Córdoba. X Congreso Geológico Argentino, Actas, 3:297-300. Tucumán.

Clapperton, Ch. 1993 – Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, 779 pág. Amsterdam.

Dangaus, N. 2009 – Los paleoambientes cuaternarios del Arroyo La Horqueta, Chascomús, provincia de Buenos Aires. R.A.G.A.,64(2):.

Di Paola, E. 1987 – Mineralogía de las fracciones arena muy fina y limo del río Quinto – Su relación con el loess pampeano. Revista de la Asoc. Arg. De Mineralogía, petrología y Sedimentología,18:17-26.

Frenguelli, J. 1931 – Observaciones geográficas y geológicas en la región de Sayapé (prov. de San Luis). Escuela Normal Superior "José María Torres":5-68. Paraná.

Furque, G. 1979 – Descripción geológica de laHoja 33n, Coronel Pringles, Servicio Geológico Nacional, Bol.174. 32 pág. Buenos Aires.

GEQUAT 1989 y 1990 – Base documental de Geología del Cuaternario de la provincia de Buenos Aires. Catálogos bibliográficos 1 y 2. Convenio CEE-CONICET.

Heusser, C. 1961 – Some comparisons between climatic changes in Northwestern North America and Patagonia. New York Acad. of Sciences, Annals, 95(1):642-757.

Hurtado, M., Dillon, A. y Castillo R. 1985 – Incidencia de factores pedogenéticos en suelos del Partido de Carlos Tejedor. Primeras Jornadas Geológicas de la Provincia de Buenos Aires, Actas:23-35, Tandil.

Iriondo, M. 1990 – The map of the South American plains –Its present state. Quaternary of South America and Antarctic Penn., 6:297-306. A.A.Balkema, Rotterdam.

Iriondo, M. 1994 – Los climas cuaternarios de la región pampeana. Com. Mus. Prov. Cs. Naturales "Florentino Ameghino", 4(2):1-48. Santa Fe.

Iriondo, M. y García, N. 1993 – Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 101:209-220. Elsevier, Amsterdam.

Iriondo, M. y Krohling, D. 1995 – El Sistema Eólico Pampeano. Com. Museo Prov. Cs. Naturales "Florentino Ameghino", 5(1):1-68. Santa Fe.

Iriondo, M. y Krohling, D. 2007 – Geomorfología y sedimentología de la cuenca del río Salado (sur de Santa Fe y noroeste de Buenos Aires). Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 14(1):65-87.

Iriondo, M. y Brunetto, E. 2008 – El MAP en el sureste de Córdoba. XVII Congreso Geológico Argentino, Resúmenes: . San Salvador de Jujuy.

Iriondo, M. 1999 – OSCILACIÓN SUDAMERICANA

Kraglievich, J. 1952 – El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar. Rev. Museo Cs. Naturales y Trad., 1:8-37. Mar del Plata.

Krohling, D. 1998 – Geomorfología y Geología del Cuaternario de la cuenca del río Carcarañá. Tesis doctoral, Univerwsidad Nacional de Córdoba, 224 pp. Inédita.

Krohling, D. 1999 – Upper Quaternary of the lower Carcarañá basin, North Pampa, Argentina. Quaternary International, 57/58:135-148.

Krohling, D. 2007 – Soil evolution of Late Quaternary eolian sequences of Pampa, Argentina. XVII International INQUA Congress/Quaternary International, 167-168:218. Pergamon, Oxford.

Krohling, D. 2008- Secuencias cuaternarias loess-paleosuelos y arena eólica-paleosuelos de la llanura pampeana: avances en la correlación a escala regional. XVII Congreso Geológico Argentino, Resúmenes III:1226. San Salvador de Jujuy.

Latrubesse, E. 1989 – El Pleistoceno-Holoceno del arroyo La Barranquita, Pcia. De San Luis –Un ensayo de correlación regional. Trabajo Final de Licenciatura, 30 pág. – UNSL – San Luis.

Llambías, 1975

Malagnino, E. 1988 – Evolución del sistema fluvial de la provincia de Buenos Aires desde el Pleistoceno hasta la actualidad. II Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas:201-212. Bahía Blanca.

Melo, W., Schilizzi, R., Perillo, G. y Piccolo, M. 2003 – Influencia del área continental pampeana en la evolución morfológica del estuario de Bahía Blanca. AAS Revista, 10(1):39-52.

Nickling, W. 1994 – Aeolian sediment transport and deposition. *En* Sediment Transport and depositional processes (K. Pye, ed.) Blackwell Sci. Publ. pp. 293-350. Oxford.

Parras, P. 1943 – Diario y derrotero de sus viajes. Ed. Solar251 pp. Buenos Aires.

Politis, G. 1984 – Climatic variations during historical times in Eastern Buenos Aires Pampas, Argentina. Quaternary of South America and Ant. Penn., 2:133-162. A.A.Balkema, Rotterdam.

Rabassa, J. 1972 – Geologia superficial en la Hoja “Sierras de Tandil”, prov. de Buenos Aires. LEMIT Anales. Serie II, No 240:117-160. La Plata.

Rabassa, J. 1989 – Geología de los depósitos del Pleistoceno superior y Holoceno en las cabeceras del río Sauce Grande, Bs. Aires. I Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas 1:765-789.

Ramonell y Latrubesse FM BARRANQUITA.

Ramonell, C., Iriondo, M. y Kromer, R. 1992 – Guía de Campo No. 1 – Centro-este de San Luis. %a. Reunión de Campo de CADINQUA, 36 pág. San Luis.

Ramonell, et al., 1993.

Salazar Lea Plaza, J. 1980 – Geomorfología. *En* Inventario Integrado de los Recursos Naturales de la Provincia de La Pampa (E. Cano, ed.). INTA-UNLP 359-362, Buenos Aires.

Scoppa, C. 1974 – The pedogenesis of Mollisols of a sequence of the Undulating Pampa, Argentina. Thesis Doct. Sci. State University of Ghent, Belgica.

Teruggi, M. 1957 – The nature and origin of the Argentine loess. Journal of Sedimentary Petrology, 27(3):322-332.

Tripaldi, A. y Forman, S. 2008 – Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology.

Tullio, J. 1981. – El Cuaternario de la provincia de La Pampa. Administración Provincial del Agua/M.O.P. 14 pág. Santa Rosa (inédito).

Ulacco, H. 1983 – Estudio sedimentológico de los terrenos cuaternarios de la zona del arroyo La Barranquita-Barranca Pozo de la Tinaja, Pcia. De San Luis. UNSL (Inédito).

Zárate, M. y Fassano, J. 1984 – Características de la sedimentación pleistocena de la zona de Chapadmalal, prov. de Bs. Aires. IX Congreso Geológico Argentino, Actas IV:57-75. Bariloche.

FIGURAS

1 – Ubicación de la Pampa Sur

2 – Cuenca hidrográfica Bermejo-Desaguadero-Salado

3 – Sector distal del río Salado.

4 – Sistema Eólico Pampeano.

5 – Columna estratigráfica general.

6 – Máxima extensión del Mar de Arena Pampeano.

7 – Capa de arena de la Pequeña Edad del Hielo en el sur de Santa Fe y suroeste de Córdoba.

8 – Perfil transversal del colector de la alta cuenca del Salado.

9 – Zona de influencia del río Quinto.

10 – Circulación dominante de los vientos durante el Último Máximo Glacial.

11 – Circulación dominante de los vientos durante el período seco del Holoceno superior.

12 – Geoformas desarrolladas durante la Pequeña Edad del Hielo.

FORMACIONES GEOLÓGICAS

Agua Blanca

Algarrobito

Alto Grande

Arroyo Seco

Barker

Barranquita

Carcarañá

Carlos Tejedor

Chacra La Blanqueada

Estancia Los Pocitos

Grupo El Chulengo

La Toma

Las Ánimas

Las Escobas

Lobería

Los Filtros

Matadero Saldungaray

Meauco

Miembro Seré (Las Lilas)

Miramar

Nahuel Mapá

Padre Buodo

Saavedrag

San Andrés

San Gregorio

Santa Isabel

Sayapé

Suelo Los Toldos

Tandileofú

Teodelina

Valle de Maracó

Vela

Vorohué

# XII - PATAGONIA ANDINA

La característica principal y más conocida de los Andes Patagónicos durante el Cuaternario fue que estuvieron sometidos a varios períodos glaciales, agrupados en dos grande ciclos. En realidad, esas glaciaciones comenzaron en épocas anteriores, debido a enfriamientos localizados en la Antártida. Definiendo de esta manera a los Andes Patagónicos, esta región se extiende de norte a sur desde el centro de Neuquén (Pino Hachado, 38° 44'S) hasta el Cabo de Hornos (56° S) o sea más de 2000 kilómetros; el ancho es considerablemente menor, inferior a 300 kilómetros. El glaciar individual de mayor tamaño fue el que labró el estrecho de Magallanes (Rabassa, 1999). Dentro de una identidad general, esta región presenta un gradiente ambiental y de procesos geológicos desde el norte hasta su extremo sur, debido fundamentalmente a la diferencia de temperaturas.

Una de las características climáticas importantes en estos casos es la ubicación de la ¨Línea de Equilibrio Glacial¨, una línea altitudinal imaginaria que cruza un glaciar separando el área de acumulación del área de ablación. Cuando el clima es estable, esta línea se mantiene estable, si aumenta la precipitación nival o baja la temperatura la línea desciende (y viceversa). Actualmente la línea de equilibrio está situada a unos 1600 m.s.n.m. en la latitud de Bariloche y desciende hacia el sur hasta alturas mucho menores en el sur de Tierra del Fuego; también hay un gradiente este-oeste debido a que en Chile ocurren mayores precipitaciones.

Los Andes patagónicos están formando una cordillera de edad muy joven. En el Mioceno existía solamente una cadena montañosa estrecha en esa región. Dicha cadena estaba bastante erosionada; tenía formas suaves y alcanzaba solamente una altura de varios cientos de metros (Fischer, 1976). Sólo a comienzos del Plioceno (Segunda Orogenia Andina) se formó un relieve importante, de más de mil metros de altitud general, acentuando las precipitaciones orográficas y favoreciendo la acumulación de hielo. Los materiales erosionados formaron grandes abanicos aluviales en la vertiente oriental de la Cordillera; los sedimentos acarreados hacia la vertiente occidental se acumularon en gran parte en la Fosa Oceánica de Chile, localizada a escasa distancia de la costa.

Durante todo el Cuaternario esta región estuvo ubicada en la faja climática de los "vientos del oeste", que son en realidad ciclones de 400 a 800 kilómetros de radio (con circulación en sentido horario) que se suceden sin pausa y migran persistentemente desde el océano Pacífico hacia el este. Debido al efecto topográfico de la montaña, pierden su gran carga de humedad en la vertiente chilena en forma de lluvia y nieve, se disipan y vuelven a formarse en la meseta patagónica, a sotavento, secos y polvorientos. Debido a esa característica básica, existe una notable asimetría climática en distancias pequeñas. La vertiente occidental está caracterizada por precipitaciones muy altas (hasta 5000 mm/año) y pendientes también elevadas, pues la distancia hasta la fosa oceánica chilena es corta; la vertiente oriental es seca, con pendientes topográficas mucho menores, vegetación considerablemente más pobre y meteorización química menos agresiva. De todas maneras, la erosión es muy alta y la ubicación de la Cordillera Patagónica en este lugar del planeta es la causa de que su superficie tenga dos mil metros menos de altura que la misma cordillera en la región de Cuyo y en la Puna, según algunos geomorfólogos chilenos.

Sería interesante comentar que, si bien los depósitos y geoformas glaciales constituyen los registros más evidentes y preservados del Cuaternario de la región, estas montañas estuvieron la mayor parte del Cuaternario sometidas a climas húmedos con dinámica hídrica, probablemente similares a los actuales. Esto se deduce claramente al observar la morfometría de los clastos de la mayoría de las morrenas: se trata de rodados y gravas con alto redondeamiento, producto de considerable transporte fluvial. También se puede observar en los diferentes grados de meteorización del till y acarreos, que hasta se utiliza como indicador estratigráfico aun en zonas de clima seco.

En dicho continente los episodios glaciales comenzaron cuando su placa alcanzó latitudes polares y el balance de radiación se tornó negativo. Al principio se trató de glaciaciones locales, de valle, cada vez mayores, hasta que a fines del Mioceno cubrió la mayor parte de sus masas continentales (Tarling, 1978). Posteriormente, debido al enfriamiento general de las aguas profundas del océano alrededor de 3,5 millones de años antes del presente (Mercer et al., 1975) se formó el casquete antártico y los climas glaciales se expandieron con frecuencia a Sudamérica. El till más antiguo descrito hasta ahora aflora cerca del lago Buenos Aires (Mercer, 1976); está datado en el Mioceno final y existen evidencias de glaciaciones pliocenas. De todas maneras, los avances más importantes del hielo ocurrieron durante el Cuaternario.

## GLACIACIONES PLIOCENAS

Se han descrito depósitos glaciales intercalados con basaltos de edad pliocena en el lago Viedma y en el área del lago Argentino. Las más antiguas aparecen en la zona del Viedma (Mercer et al., 1975); se trata de cuatro unidades de till separadas por paleosuelos, lo que indica intervalos de varios miles de años entre cada uno de ellos. Debajo de éstos aflora un basalto con otro till más antiguo intercalado, de 2 a 15 metros de espesor. Dataciones absolutas en los basaltos sugieren que la glaciación más antigua tiene una edad de 3,6 millones de años como máximo. Esta edad permite correlacionar a dicha glaciación con la **Glaciación Patapatani** de la Cordillera Real de Bolivia, que aparece debajo de una toba datada entre 3,27 Ma. y 2,8 Ma. (Argollo e Iriondo, 2008).

La glaciación más moderna dentro del Plioceno está representada por un nivel de grava periglacial intercalada entre basaltos en el área del lago Argentino; la cubeta lacustre estaba en esa época probablemente ocupada por la masa del glaciar. Uno de dichos basaltos tiene una edad de 2.73 Ma. y existen evidencias de glaciaciones pliocenas.

## LA GRAN GLACIACIÓN SUDAMERICANA

En una época no muy bien definida del Pleistoceno inferior comenzó, con avances modestos, el ciclo de enfriamiento más importante del sur de Sudamérica. Fue el primer gran ciclo glacial del Cuaternario. Dicho fenómeno se fue incrementando hasta alcanzar su máximo entre 1,168 Ma y 1,016 Ma, o sea abarcando los estadios isotópicos 30 a 34 Ton-that et al, 1999; Rabassa el al., 2005). Probablemente tuvo el tamaño y la dinámica de un casquete en Tierra del Fuego y sur de Santa Cruz (Olivero y Malagnino,1996), y alcanzó la actual costa atlántica al sur de Río Gallegos. Más hacia el norte se extendieron glaciares de pie de monte hasta varias decenas de kilómetros al este de la Cordillera. Se lo ha registrado hasta por lo menos la región de Bariloche, donde depositó el **Drift Pichileufú** (Rabassa y Clapperton, 1990). Este episodio fue estudiado originariamente por Caldenius (1932) y posteriormente por Feruglio (1944; 1950) y Mercer (op. cit.), quien estimó una edad de 1,2-1,0 Ma para la **Gran Glaciación Sudamericana**. Se puede considerar a la Glaciación Kaluyo de Bolivia y al Grupo Punta Gorda de la Pampa Norte como pertenecientes a esta fase ambiental fría de Sudamérica.

En base a observaciones de campo, Feruglio (1944) estima los siguientes espesores mínimos de hielo en la región del lago Argentino, que sirven para dimensionar la intensidad de esa glaciación:

- Estancia Tres Arroyos…… 150-200 metros
- Pampa Alta …….. 600 m
- Calafate …….. 900 m
- Río Rico …… 1150 m
- Cerro Frías …….. 900 m

- Península Avellaneda ……. 963 m
- Estancia del Quemado …….. 1260 m
- Estancia María Cristina …… 1300-1400 m

Este autor describe depósitos y formas glaciales en los portillos de las montañas más altas, que marcan el límite con Chile, y esboza un escenario de un paisaje completamente cubierto de hielo con algunos picos rocosos aislados sobresaliendo. Ello significa claramente que se trató de una glaciación tipo "casquete" en esa región del sur de Santa Cruz y Tierra del Fuego. En la zona del lago Argentino los depósitos forman una meseta con lomas bajas en superficie, que en partes se perciben como cordones colinosos. Dicha unidad lleva el nombre de "**Pampa Alta**". Merece destacarse la escasez o ausencia de grandes bloques erráticos en ese till.

Ese máximo de enfriamiento fue seguido por pulsos menores que produjeron glaciares de valle mucho más cortos, que formaron morrenas en arco bien conservadas (Coronato et al, 2004) y que fue descrito por Flint y Fidalgo (1964) con el nombre de "**Drift El Cóndor".** Según las dataciones más modernas, ocurrió alrededor del límite Pleistoceno inferior/Pleistoceno medio, durante los Estadios Isotópicos 18 a 20. Posteriormente esta unidad ha sido dividida en dos: **Anfiteatro** y **La Fragua** (Rabassa et al., 1990).

PERÍODO DE MODELACIÓN FLUVIAL Y LACUSTRE

Aproximadamente desde el Estadio Isotópico 18 hasta el Estadio Isotópico 6, o sea entre los años 700.000 y 150.000 antes del Presente, se extendió un largo período sin hielo en la Cordillera Patagónica. Es decir, caracteriza a casi todo el Pleistoceno medio. Indudablemente, debido a su ubicación latitudinal en el planeta, estuvo sometido a erosión fluvial generalizada, rebajamiento del terreno por procesos físicos y químicos y desarrollo de redes fluviales. Suponiendo un clima similar al actual, los valles exarados por los glaciares deben de haberse transformado en lagos que a su vez fueron colmatados en la mitad de ese período (Iriondo, 1974; Iriondo 1989).

Aunque esta fase del Cuaternario no se ha enfocado específicamente en investigaciones formales, existen datos que lo confirman. Feruglio (1944) menciona **dos terrazas lacustres** alrededor del lago Argentino, la más alta de las cuales corresponde a este intervalo estratigráfico (o sea entre la Gran Glaciación Sudamericana y la del Pleistoceno superior). Se trata de una superficie amplia, bien desarrollada, compuesta por limo y arena fina, en partes por arcillas, con espesores que llegan hasta los 47 metros. Está ubicada a diferentes alturas sobre el lago, entre 20 y 90 metros por encima del nivel actual del agua; la superficie de la misma no es siempre horizontal, sino que aparece levemente inclinada en algunos lugares. Se deduce, entonces, que ocurrieron movimientos neotectónicos posteriores en la región. Otros especialistas en Geología Glacial colocan para todo ese tiempo el término "profundización"(sic) o lo ignoran en absoluto. Y

los oceanógrafos chilenos registran grandes aportes sedimentarios a la fosa oceánica, que hacen disminuir su profundidad a la mitad que más al norte.

Otro indicador robusto de la importancia de los procesos no glaciales es la profunda alteración sufrida por las morenas antiguas, coronadas por un suelo pardo rojizo, cuyo color se debe a la importante movilización de los óxidos de hierro, proceso que requiere humedad y temperaturas más altas que las actuales. Feruglio describe que debajo de la alteración ferruginosa aparecen gruesas concreciones de caliza blanca; dichas precipitaciones indican condiciones claramente diferentes a las anteriores (clima semiárido). De manera que se trata de una superficie poligénica.

En el noreste argentino y regiones vecinas de Uruguay y Brasil ocurrieron fenómenos análogos. En un largo intervalo de tiempo de casi setecientos mil años (casi todo el Pleistoceno medio) no se encontraron hasta el momento depósitos sedimentarios en la cuenca del Uruguay (Iriondo y Krohling, 2008). Se deduce entonces la existencia de un largo período de erosión generalizada, que afectó todo el sur de Sudamérica.

En Bolivia este intervalo ha sido denominado como **Interglacial Kaluyo/Sorata** (Argollo e Iriondo, 2008) o Glacis III. Son grandes extensiones de una superficie de erosión plana, con una pendiente de 1 a 3 %. Esta superficie recorta principalmente los terrenos poco consolidados del Pleistoceno inferior y localmente las rocas paleozoicas. Posteriormente a la formación del glacis (o pedimento) ocurrió una fase de disección y profundización, con acumulación de abanicos aluviales de gran tamaño y escaso espesor.

## LA GLACIACIÓN DEL PLEISTOCENO SUPERIOR

Este es el segundo gran ciclo glacial del Cuaternario. Comienza probablemente en el Estadio Isotópico 6, todavía en el Pleistoceno medio. La datación más antigua registrada indica edad entre 207 ka y 89 ka para una basandesita que sobreyace al **Drift Criadero de Zorros** en el valle del río Malleo (Rabassa et al., 1990). Esto coincide con las edades de las primeras formaciones eólicas de la Pampa Norte (**Ceres, Loess B, Loess A**), que están compuestas por limo originado en ambiente nival y periglacial.

Fig. 12 – 1 – Extensión de la Glaciación del Pleistoceno Superior (según Clapperton, 1992).

Las edades de los demás depósitos son más jóvenes, implantándose condiciones plenamente glaciales durante el EI4 (a partir de 85 ka A.P.) y durante el EI2. Clapperton propuso el nombre de ***Glaciación Llanquihue*** para este ciclo en toda Sudamérica (Fig. 1). Flint y Fidalgo (1964) la habían denominado ***Glaciación Nahuel Huapi*** para Argentina. Los depósitos glaciales de este evento conservan su morfología original, formando morenas bien delimitadas, irregularidades micromorfológicas, bloques erráticos y depresiones menores. Varios autores, trabajando en diferentes localidades, han dado distintos nombres a los depósitos de esta glaciación (Ver Fig. 2, Rabassa, 1999). En el Distrito de los Lagos de Chile se han realizado numerosos trabajos de datación de esta glaciación, sobre todo mediante el método del radiocarbono. De acuerdo con ellos, hubo expansiones del hielo durante el EI4, recesión en el EI3 (coincidiendo con clima cálido y húmedo en la Mesopotamia y en la Pampa) y nuevos avances en el EI2 (coincidiendo con la sedimentación loéssica de **Tezanos Pinto** y equivalentes).

La sedimentología de estos materiales glaciales en Bariloche ha sido estudiada por Rabassa y Aliotta (1979). El perfil, de la base al techo, es el siguiente:

- **Unidad A** – 1,80-2,00 m de afloramiento. Till de color gris azulado, arenoso a arcilloso, con rodados redondeados de hasta 10 cm de diámetro. Estratos de arena gruesa y muy gruesa en la parte superior.
- **Unidad B** – 3,00 m de espesor. Till arenoso, incluye rodados redondeados a subredondeados de hasta 15 cm de diámetro. Presenta algo de estratificación. Está formado por tres subunidades.
- **Unidad C** – 0,30 a 0,40 m de gravas finas con escasa matriz. Incluye rodados y bloques de hasta 80 cm de diámetro. Sobreyace indistintamente a las unidades A y B en relación erosiva. Presenta buzamiento singenético de 3 a 4*.
- **Unidad D** – 1,00 m. de ceniza volcánica profundamente alterada, con intercalaciones de materiales coluviales. Cubre en discordancia a la unidad C.

Los histogramas granulométricos indican composición bimodal o polimodal, con altas desviaciones estándar, para estos sedimentos. Los cantos rodados son predominantemente equidimensionales y discoidales, lo que sugiere que se trata de materiales reciclados de sedimentos fluviales. Alrededor de la tercera parte de los clastos está quebrado o facetado. El conjunto de clastos psefíticos es extremadamente polimíctico, con alta representación de rocas sedimentarias. La fracción arcillosa muestra predominio de montmorillonita y escasez de cuarzo; dicho cuarzo es característico de la "harina de roca" producida por atrición glacial y típica de los tills. Opinamos que esta pobreza en cuarzo y abundancia de montmorillonita es otro indicador de que el hielo transportó y depositó fundamentalmente sedimentos fluviales preexistentes.

## EL NEOGLACIAL Y LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO

Feruglio describe una **terraza baja postglacial** alrededor del lago Argentino, compuesta por limo blanquecino en capas bien definidas, delgadas y con estructuras onduladas, desprovisto de rodados. La altura de dicha terraza oscila entre 4,5 y 5 metros en la orilla del lago, y va subiendo paulatinamente hacia atrás hasta 20-25 m. Es en general una especie de orla de escasa anchura y su edad es probablemente holocena inferior.

Después de un calentamiento relativo del clima ocurrido entre los 8500 y 6500 años A.P. (Heusser, 1974), Mercer marca dos avances de las lenguas glaciales, el primero de éstos entre 4700 y 4200 a. A.P. y el segundo entre 2000 y 2700 a. A.P. Se trata del llamado **Neoglacial**, un enfriamiento general de la atmósfera también observado en el Hemisferio Norte. En el sur de la región andina patagónica la sedimentología de las morenas del Pleistoceno superior y Holoceno es similar a la registrada en Bariloche (mil kilómetros al norte). En un afluente del lago Pueyrredón, Spalletti (1976) describe tres arcos morénicos marginales inactivos, asociados a otras tantas planicies fluvioglaciales, con buen desarrollo y conservación de su sector terminal. Están constituidas por materiales psefíticos gruesos y en su superficie no han alcanzado a desarrollarse perfiles de meteorización o suelos.

Los depósitos morénicos carecen de estratificación y contienen clastos psefíticos de todos los tamaños, con una disposición caótica; son comunes los bloques, algunos (el 1%) con dimensiones superiores a los 7 metros de diámetro. Los clastos en esa área son de origen ígneo, casi todos ellos graníticos. La composición granulométrica de la matriz es bastante constante, y oscila entre los 62 y los 70 mm. La redondez posee valores bajos, con promedio de 0,33; la redondez aumenta visiblemente con el tamaño de grano. La geometricidad de las morenas inactivas (pleistoceno/holocenas) es de tipo OEPL (oblados-ecuantes-prolados-laminares); dichas proporciones son diferentes en la morena activa (de tipo OPEL). Las otras propiedades morfométricas (esfericidad, platidad y relación de ejes C y B) tienen variaciones coincidentes con los cambios de geometricidad; de manera que hay valores discriminantes entre las poblaciones de las morenas inactivas (pleistocenas y holocenas) y la morena activa, actual. La composición petrográfica de todos los depósitos e oligomíctica y similar, es el aporte producido por una sola unidad rocosa, las Plutonitas del Cerro San Lorenzo (Spalletti, op. cit.).

Posteriormente ocurrió otro enfriamiento muy reciente denominado "**Pequeña Edad del Hielo**", caracterizado por avances de glaciares patagónicos y corrimiento de las fajas climáticas de la Patagonia hacia el noreste, lo que produjo un desecamiento de algunos cientos de años en la región pampeana. Esta fase coincide con el período histórico colonial de América, aproximadamente entre los años 1500 y 1800 de nuestra era.

## DINÁMICA ACTUAL DEL SECTOR NORTE – EL RÍO MANSO Y EL LAGO MASCARDI

Esta región está sometida actualmente a clima templado húmedo (de acuerdo con los conceptos internacionales), con nevadas en invierno y sin estación seca. Domina la dinámica hídrica de erosión, debido a los grandes caudales de lluvia y nieve, las altas pendientes y la infiltración escasa o nula. Esto ha generado una densa red de drenaje de ríos y arroyos permanentes con flujo rápido y turbulento y lecho de roca o bloques, saltos y correderas frecuentes, profundamente encajonados. Los sistemas fluviales de la vertiente occidental tienen pendientes longitudinales más fuertes y caudales claramente mayores que los de la vertiente oriental. Varios de estos sistemas fluviales han tenido la energía y caudal suficientes para retroceder sus divisorias decenas de kilómetros, superando la línea de las altas cumbres hasta casi 60 kilómetros hacia el este (Iglesias, 1982).

Los procesos de captura realizados por los ríos de la vertiente del Pacífico a costa de las cuencas de vertiente atlántica son numerosos y evidentes: codos de captura, redes asimétricas, desproporciones en el ancho de los valles, y otros. De todos modos, existe una hipótesis alternativa propuesta por Groeber, quien aduce que los ríos de la vertiente del Pacífico (Huahum, Puelo, Futaleufú y otros) son en realidad antecedentes al levantamiento del cordón occidental y que fueron desarrollados siguiendo el relieve mioceno que aparece al este del último levantamiento. Puede ser un factor concurrente, aunque las evidencias de captura son frecuentes y numerosas. También hay que incluir las erupciones volcánicas y sus productos como modificadoras del paisaje, si se considera toda la región de la Cordillera Patagónica.

**El río Manso**

Uno de los ríos de la vertiente pacífica es el Manso, con cabeceras en el cerro Tronador (41° 05' S) y desembocadura en el Seno de Reloncaví, que es un profundo fiordo del Pacífico chileno. Se trata de un complejo hidrográfico caracterizado por valles colgados, varias capturas recientes, varios lagos, cascadas y rápidos. El mismo glaciar Tronador, origen del río, fluye en un valle colgado que despeña grandes bloques de hielo, de ahí su nombre; a lo largo del río Manso superior y en los costados del lago Mascardi, todos los afluentes son valles colgados. El lago Mascardi ocupa una depresión que originalmente fue afluente del Nahuel Huapí (es decir del río Negro) y que posteriormente fue bloqueada por una morrena frontal y sufrió la captura por parte de un afluente del lago Steffen, que invirtió por erosión retrogradante la pendiente del río Villegas. Una historia realmente compleja.

El Manso está formado por varios segmentos sucesivos con diferentes características. El primero de ellos (**río Manso superior**) se extiende desde el cerro Tronador hasta el lago Mascardi, a lo largo de un valle en U, de típico origen glacial. Un estudio sedimentológico realizado en el mismo (Iriondo, 1973) indica que la parte superior del valle, de fuerte pendiente, se extiende desde la morena del Tronador hasta unos 3 Km aguas abajo. Su ancho es de unos 500 metros y el cauce es anastomosado, fluyendo entre terrazas de 2 metros de altura; en la parte final el cauce se encajona y corre entre barrancas formadas por sedimentos finos. La parte media, de unos 4-5 Km de longitud, es una amplia planicie pantanosa (mallín) de 1,5 Km de ancho, formada por un cauce ancho y anastomosado, con desarrollo incipiente de albardón. El sector inferior mide 10 a 12 Km de longitud y 800 metros de ancho; está caracterizada por una pendiente más suave, cauce meándrico con albardón bien desarrollado y amplias extensiones de mallines (Fig. 12 - 2). Sus elementos geomorfológicos son los siguientes:

**# Cauce** – Su ancho típico oscila entre 10 y 16 metros; está marginado por barrancas cuyas alturas varían entre 5 metros (en la parte superior) y 1 metro (aguas abajo). Tiene lecho aluvial, compuesto por sedimentos gruesos y muy gruesos, bloques y rodados con grava y arena subordinadas. El diámetro medio es de 30 cm (-8,15 fi) en el alto valle, disminuyendo a 4 cm (-5,35 fi) en el valle medio y a 1 cm (-3,27 fi) en el bajo valle. Los valores extremos varían entre 1 metro y 1,2 milímetros de diámetro. Esta disminución es bastante irregular, pudiendo observarse que se debe a variaciones erráticas de las fracciones finas. La petrografía de los clastos corresponde a basaltos y tobas de la Formación Tronador, que forma las cabeceras y parte de la margen sur del valle. Por el contrario, la Fm Colohuincul, compuesta por cuarcitas y gneises paleozoicos que constituyen toda la margen norte (y parte del sur) no aporta ningún material.

**# Albardones** – Tienen unos 20 metros de ancho y 50 cm de altura típica. Están desarrollados a lo largo de casi todo el valle, excepto en el sector superior. Está compuesto por arena fina y limo grueso, con una mdia aritmética de 88 micrones (3,5 fi), con variabilidad alta en el valle medio y algo menor en el valle inferior. La asimetría es netamente positiva. Llama la atención el alto contenido de coloides en el sedimento, entre 5,5 y 8 %, lo que puede atribuirse al aporte de material fino generado en los mallines.

**# Mallines** – Los “mallines” son pantanos con características particulares y constituyen uno de los aspectos más típicos del paisaje patagónico. Tienen las siguientes características (Iriondo et al., 1974):

- Son suelos orgánicos, caracterizados por acumulaciones de raíces, rizomas y otros materiales vegetales.
- Pueden aparecer en terrenos llanos, depresiones cóncavas o laderas pronunciadas.
- Están permanente o casi permanentemente inundados por aguas corrientes o estancadas, por lo general transparentes.
- Sus aguas tienen escaso oxígeno disuelto y abundante anhídrido carbónico, comparadas con las aguas libres asociadas. Dan reacción ácida (pH bajo).
- Poseen microrrelieve, caracterizado frecuentemente por túmulos.
- Se congelan todos los años durante el invierno.
- Constituyen un sistema con dinámica propia, apreciándose una sucesión vegetal típica y diferente del paisaje en el cual se encuadran.

Los mallines se encuentran en toda la región cordillerana patagónica, desde Neuquén hasta Tierra del Fuego. En el valle del Manso superior están formados por un conjunto de túmulos de suelo orgánico saturado, de pocos decímetros de altura y 2 a 4 metros de extensión, separados por canales irregulares de 20 a 50 cm de ancho y casi 1 metro de profundidad. La fracción inorgánica de este depósito tiene una composición variable, entre limo grueso y limo fino (37 a 23 micrones de media). Aproximadamente un tercio de las curvas granulométricas es bimodal. El porcentaje de coloides es en promedio 8,52 % en el valle medio y 12,27 % en el bajo valle.

**# Llanura emergida** – Existen sectores del valle formados por un nivel de llanura emergida, con granulometría similar a la de los albardones, arena muy fina y limo grueso.

**# Conos aluviales** – El río recibe un pequeño afluente por la margen derecha, el arroyo Claro, que ha formado un cono aluvial de 200 a 300 metros de diámetro; otros menores llegan desde la margen opuesta. Están compuesto principalmente por arena fina (2,9 fi en promedio).

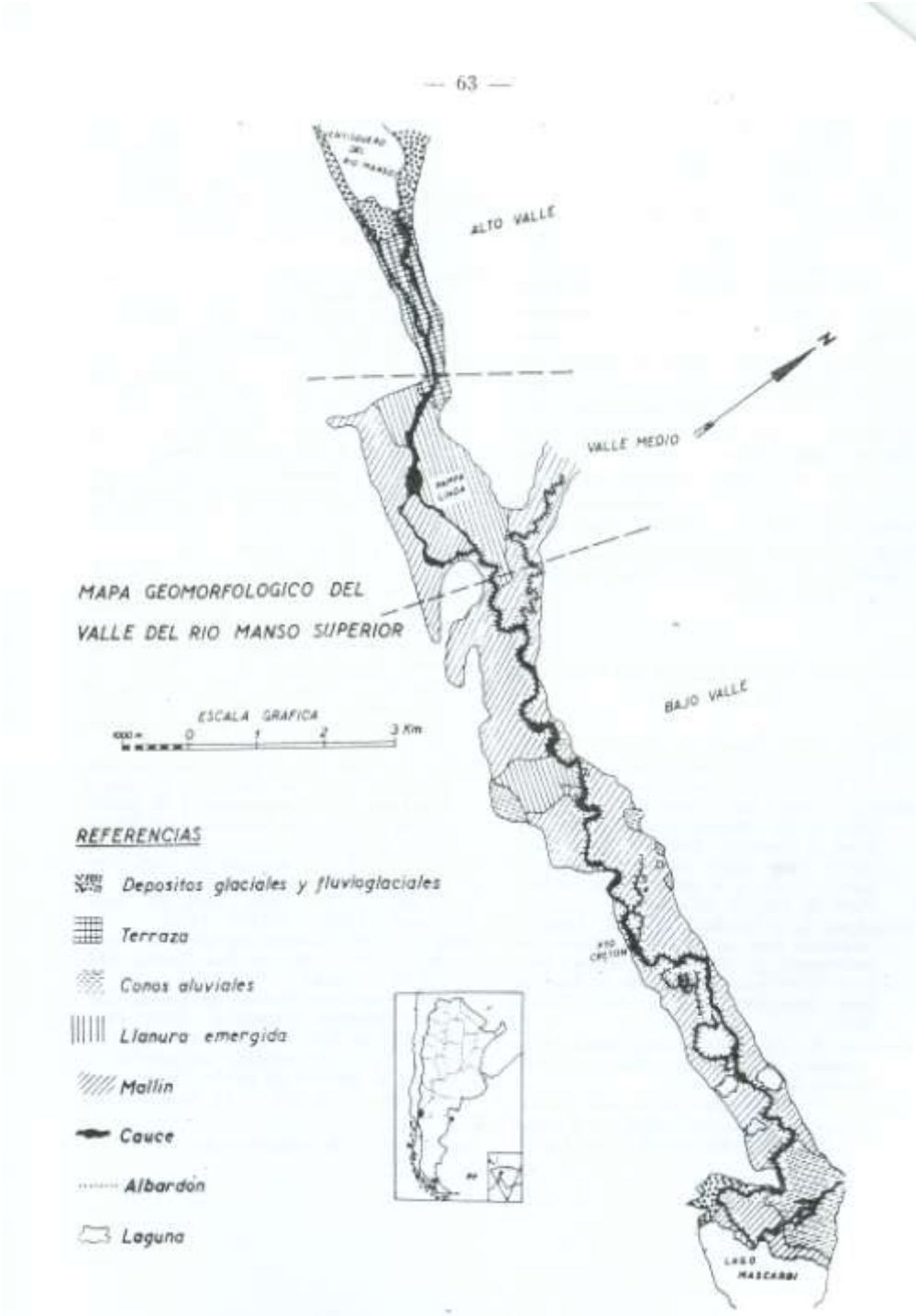



Fig. 12 – 2 – Mapa geomorfológico del río Manso superior.

**El lago Mascardi**

La red fluvial del río Manso incluye por lo menos nueve lagos de origen glacial, el más importante de ellos es el Mascardi, que puede ser considerado un típico lago cordillerano (Fig. 4) (Iriondo, 1974). Este de cuerpo de agua ocupa casi todo el valle del Manso a lo largo de 22 kilómetros; su principal afluente es el río Manso superior (descrito en detalle en el párrafo anterior) con un caudal promedio de 13,5 m3/seg. Sus crecientes obedecen a dos factores: lluvia y deshielo, siendo mayores las producidas por la primera causa. Recibe también otros arroyos menores y agua de surgencia. En consecuencia, su efluente tiene una descarga anual promedio de 36 m3/seg.

El lago es estratificado y tiene una velocidad de colmatación muy baja. Recibe la mayor parte de sus sedimentos del Manso superior, que le aporta anualmente 25.300 toneladas de sedimento fino en suspensión, 2500 toneladas de rodados y gravas en arrastre durante las crecientes, y 17.000 toneladas de sales disueltas. Los sedimentos gruesos forman un delta que avanza en el extremo de aguas arriba; los finos se depositan en su parte más profunda mediante corrientes de turbidez (conforme a la teoría y observaciones de lagos de embalse de similares dimensiones, y a los muestreos realizados en el propio lago); y las sales en solución son acarreadas al océano por el efluente.

Los minerales arcillosos del fondo del lago están formados por una mezcla de montmorillonita (39 %), clorita (36 %) e illita (25 %), con prporciones menores de cuarzo y plagioclasa (Depetris, 1971).

La erosión de la cuenca, que mide algo menos de 700 Km2, progresa a razón de 22 milímetros cada mil años. Calculando la compactación secular de los sedimentos finos, en combinación con el aporte de gruesos, se estima que la colmatación total del lago en condiciones similares a las actuales demorará 228.000 años, o sea algo menos de la mitad del tiempo que transcurrió en el Pleistoceno medio entre los dos grandes ciclos glaciales.

El lago se formó al ocupar el agua la depresión dejada por un glaciar al desaparecer en el Holoceno; el cierre del lago aguas abajo es la antigua morena del glaciar, que lo separa de otro localizado aguas abajo (posteriormente hubo un fenómeno de captura fluvial) que a su vez está cerrado por otra morena. Este es el origen de la mayor parte de los lagos cordilleranos: ocupan cubetas exaradas por la acción de glaciares desaparecidos y cerradas por la morena del glaciar. Son frecuentes los casos de dos o más lagos sucesivos separados por morenas de retroceso; el más notable es el Futalaufquen, que formaba una cadena de cuatro lagos antes de ser modificado por la actual represa.

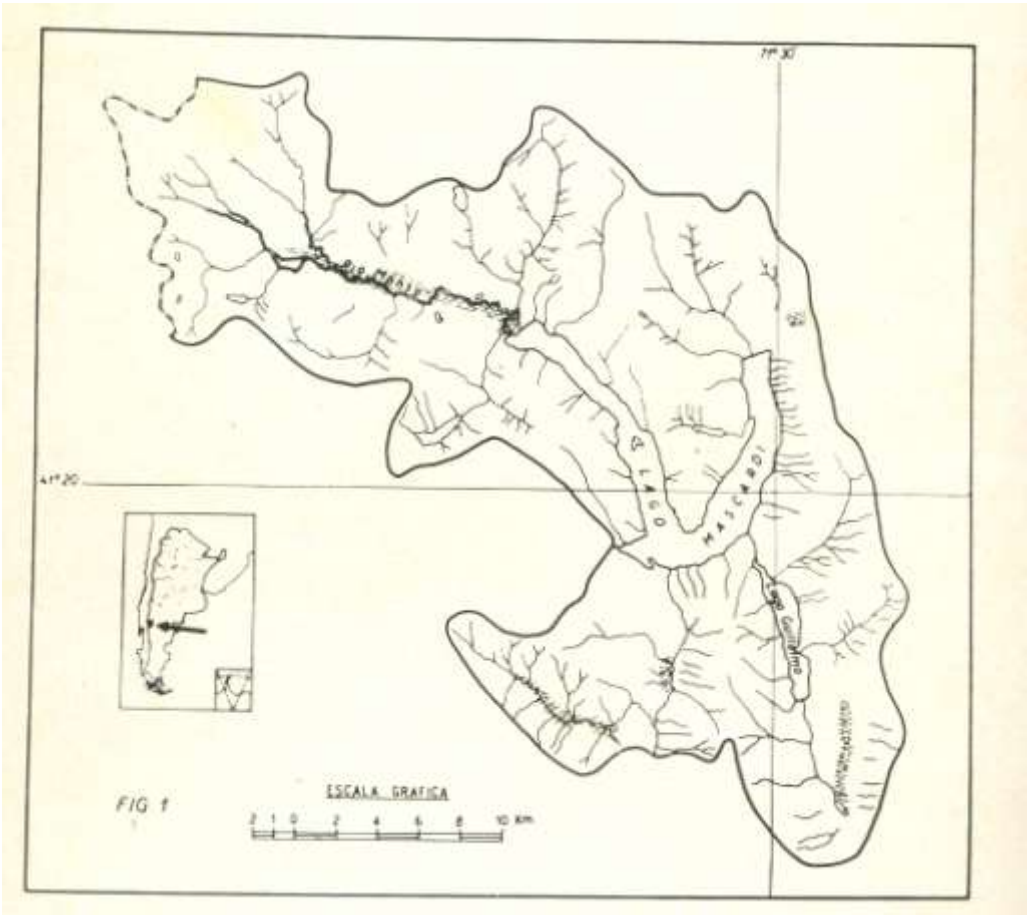



Fig. 12 – 3 – Lago Mascardi y su cuenca.

DINÁMICA ACTUAL DEL SECTORR SUR – EL RÍO DEL ORO Y EL LAGO PUEYRREDÓN

Un estudio sedimentológico semejante al realizado en el sistema Manso/Mascardi fue desarrollado por Spalletti (1976) en el sistema Río del Oro/Lago Pueyrredón, a unos mil kilómetros de distancia hacia el sur, y puede considerarse representativo de los casos meridionales, o sea ubicados en las provincias de Santa Cruz y Tierra del Fuego.

**El Río del Oro**

Este río nace en una lengua del glaciar del cerro San Lorenzo a unos 1.000 metros de altitud y desemboca en el lago Pueyrredón.

El valle está formado por tres segmentos: 1) Las cabeceras, excavado en roca viva. 2) El sector central, con sedimentos aluviales. 3) El delta, que entra en el lago con forma de abanico. El cauce

es anastomosado en casi todo su recorrido, con más de un cauce activo, un segmento final pseudo-meándrico y perfil longitudinal con acentuada concavidad. Las estructuras del lecho son barras transversales de tipo barján y barras longitudinales; también se han observado antidunas a lo largo de todo el curso, lo que indica velocidades muy altas, con transporte generalizado de cantos rodados. Los rodados predominan en el lecho de los cauces principales y forman las barras, excepto en el sector distal del delta; éstos sedimentos en tránsito no poseen matriz.

En la población de gravas fluviales se produce un curioso mecanismo de selección petrográfica: En las cabeceras la composición de las psefitas es esencialmente similar a las del till donde nace el río, predominio muy alto de clastos graníticos. En el sector central se verifica el aporte significativo de clastos de vulcanitas y algunos de metamorfitas; por otra parte, los granitos "grises" desaparecen con mayor rapidez que los "granitos rojos" (evidenciando diferente resistencia a la erosión fluvial). En el tercer tramo (delta) la composición se hace polimíctica, con aportes de otras rocas. El tamaño de grano comienza con clastos muy gruesos (bloques de 800 mm de diámetro medio) y baja paulatinamente a rodados y finalmente a gravas (45 a 50 mm). En el sector deltaico se registra un brusco decrecimiento, que pasa a dimensiones promedio de 25 a 30 mm. Con respecto a las formas, predominan los clastos oblados, seguidos por los ecuantes, prolados y laminares.

**La costa del lago Pueyrredón**

La costa abierta del lago está constituida por una playa de rodados, que ha desarrollado un conjunto de rasgos bien definidos. Desde tierra firme y en dirección al cuerpo de agua aparecen, de acuerdo a Spalletti: a) Una berma alta o playa de tormenta compuesta por rodados; b) un cordón psefítico paralelo a la orilla; c) una faja arenosa con guijas y guijarros incluidos, permanentemente bañado por el oleaje; y d) una barra de rodados gruesos por debajo del nivel del agua. La litología de las psefitas lacustres es compleja y diferente a la del valle (dominan las metamorfitas), lo que indica predominio de deriva litoral por sobre acumulación desde el río. La forma de los clastos es distinta en cada elemento costero; por ejemplo la geometricidad revela un notable predominio de ecuantes en la barra sumergida y un máximo importante de oblados en el cordón psefítico. La geometricidad general es OEPL. En resumen, cada elemento geomorfológico de la costa está caracterizado por valores discriminantes en tamaño, morfología y redondez de sus clastos constituyentes.

TIERRA DEL FUEGO

Tierra del Fuego es un archipiélago que constituye el extremo sur de los andes Patagónicos. Dentro de esta gran región, tiene algunas particularidades interesantes. Está ubicado en latitudes altas (52° 30' a 56° Sur), lo que la coloca ya casi bajo la influencia directa del Anticiclón Antártico que es el gran motor climático de la Tierra. La frecuencia y energía de los fríos y húmedos **"Vientos del Oeste**" (en realidad ciclones) que circulan incesantemente en el Océano del Sur (donde se funden el Pacífico, el Atlántico y el Índico) son las mayores del planeta.

Geológicamente está dominado por la tectónica andina y por la actividad de las placas oceánicas del Océano del Sur. Tierra del Fuego estuvo bajo el nivel del mar durante el Terciario, hasta el Plioceno. La conexión terrestre entre Tierra del Fuego y la Península Antártica fue destruida en el Neógeno, posiblemente entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior (González Bonorino, 1973). En ese episodio se abrió el Pasaje de Drake y los Andes Fueguinos se torcieron hacia el este, formando el Arco de Scotia, conectando los océanos Pacífico y Atlántico y creando la Corriente Circumpolar que encierra hoy en día al Anticiclón Antártico.

Los eventos glaciales del primer gran ciclo fueron registrados en el Estrecho de Magallanes por Meglioli (1992), quien describió los drifts **Río Grande** (probablemente plioceno) y **Sierra de los Frailes**. Posteriormente sigue una "profundización", que conforme a nuestra lógica corresponde al Pleistoceno medio. Le siguen los avances **Cabo Vírgenes, Punta Delgada, Primera Angostura, La Sara y Segunda Angostura**; entendemos que se trata del segundo gran ciclo glacial del Pleistoceno superior, aunque este autor les atribuye edades algo mayores.

El análisis polínico revela las siguientes condiciones (Rabassa et al., 1992): El clima tardiglacial fue más cálido que el anterior (glacial, perteneciente al **Último Máximo Glacial**) entre los años 14670 y 13.000 A.P. y posteriormente se enfrió, fluctuando hasta el 11.500 A.P. y posteriormente frío sin fluctuaciones hasta el 10.200 A.P. La depresión de temperatura fue de alrededor de 3*C o más con respecto a los valores actuales, incluso de 6-6,5* C bajo clima seco. Estos últimos valores extremos fueron propuestos por Heusser (1972) en base a estudios palinológicos; sin embargo, son difícilmente aceptables porque, considerando la circulación general de la atmósfera, la sequía solamente aparecería si el Anticiclón Antártico hubiera alcanzado el archipiélago, algo exagerado.

El clima del Holoceno temprano fue más cálido en Tierra del Fuego, probablemente 1-2°C. Después se estableció un clima más fresco y húmedo a lo largo de 5000 años, favorable para el desarrollo de bosque cerrado de Notofagus y turba de Sphagnum.

FIGURAS

1 - Glaciación del EI2 (Clapperton)
2 - Mapa geomorfológico del río Manso superior
3 - Mapa del lago Mascardi y su cuenca.

REFERENCIAS

Argollo, J. e Iriondo, M. 2008 – El Cuaternario de Bolivia y regiones vecinas. 378 pág. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino. Santa Fe.

Caldenius, C. 1932 – Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Geografiska Annaler,14:1-24.

Coronato, A., Salemme, M. y Rabassa, J. 1999 – paleoenvironmental conditions during the early peopling of southernmost South America. Quaternary International,53/54:77-92.

Clapperton, Ch. 1993 – Quaternary Geology and Geomorphology of South America. 779 pág. Elsevier.

Depetris, P. 1971 – Mineralogía de la fracción arcilla en sedimentos del lago Mascardi. R.A.G.A.,26(3):412-413.

Feruglio, E. 1944 – Estudios geológicos y glaciológicos en la región del lago Argentino (Patagonia). Bol. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba,37:1-208.

Feruglio, E. 1950 – Descripción geológica de la Patagonia. YPF, Buenos Aires.

Fischer, K. 1976 – Untersuchungen zur Morphogenese der Patagonischen Anden zwischen 41* und 49* Süd. Zeitschrift für Geomorphologie,20(1):1-27.

Flint, R. y Fidalgo, F. 1964 – Glacial geology of the east flank of the Argentine Andes between latitude 39# 10' S y latitude 41# 21'S. Geological Soc. Of America Bull.,75:335-352.

González Bonorino, F. 1973 – Geología del Área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao, prov. de Río Negro. Fundación Bariloche. Publ. Dept. Recursos Naturales y Energía. Publ. 16.

Heusser, C. 1972 – On the occurrence of Lycopodium province of Osorno. Bull. Of the Torrey Botanical Club,99:178-184.

Heusser, C. 1974 – Vegetation and climate of the southern Chilean Lake district during and since the Last Interglaciation. Quaternary Research,4:290-315.

Iriondo, M. 1973 – Granulometría de los sedimentos del valle aluvial del río Manso superior. R.A.G.A.,29(1):61-69.

Iriondo, M. 1974 – Modelo de sedimentación en el lago Mascardi, provincia de Río Negro. R.A.G.A.,29:349-358.

Iriondo, M. 1989 – Quaternary lakes o Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,70:81-88.

Iriondo, M., Orellana, J. y Neiff, J. 1974 – Sobre el concepto de "mallín" cordillerano. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral,5:45-52. Santa Fe.

Iriondo, M. y Krohling, D. 2008 – Cambios ambientales en la cuenca del río Uruguay – Desde dos millones de años hasta el Presente. Universidad Nacional del Litoral. 357 pág. Santa Fe.

Meglioli, A. 1992 – Glacial geology and chronology of southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Tesis Doctoral, 216 pág. Leigh University. EE. UU.

Mercer, J. 1976 – Glacial history of southernmost South America. Quaternary Research,6:125-166.

Mercer, J., Fleck, R., Mankinen, E. y Sander, W. 1975 – Southern Patagonia: glacial events between 4 My and 1 My ago. En: R. Suggate y M. Cresswell (eds.) Quaternary Studies. Royal Soc. of New Zealand Bulletin,13:223-230.

Olivero, E. y Malagnino, E. 1996 – Nueva evidencia del englazamiento total de la Isla Grande de Tierra del Fuego. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas IV:309. Buenos Aires.

Rabassa, J. 1999 – Cuaternario de la cordillera patagónica y Tierra del Fuego. En: Geología Argentina (R. Caminos, ed.). Anales, 29:710-714. SEGEMAR. Buenos Aires.

Rabassa, J., Evenson, B. y Clinch, M. 1990 – Geología del Cuaternario del valle del río Malleo, Neuquén. R.A.G.A.,45(1-2):55-68.

Rabassa, J., Heusser, C. y Rutter, N. 1992 – El Tardiglacial y Holoceno en Tierra del Fuego. En: El Holoceno en la Argentina (M. Iriondo, ed.). CADINQUA. Volumen 1:103-120.

Rabassa, J. y Clapperton, Ch. 1990 – Quaternary glaciations of the Southern Andes. Quaternary Sciences Review,9:153-174.

Rabassa, J., Coronato, A. y Salemme, M. 2005 – Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean región (Argentina). Journal of South American Earth Sciences,20:81-103. Elsevier.

Spalletti, L. 1976 – Sedimentología de gravas glaciales, fluviales y lacustres de la región del cerro San Lorenzo (Santa Cruz). R.A.G.A.,31(4):241-259.

Tarling, D. 1978 – The geological-geophysical framework of ice ages. En: Climatic Change (J. Gribbin, ed.). 280 pág. Cambridge University Press.

Ton-that, T., Singer, B., Mörner, N. y Rabassa, J. 1999 – Datación por el método 40Ar/39Ar de lavas basálticas y geología del Cenozoico superior en la región del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina. R.A.G.A.,54(4):333-352.

PRINCIPALES FORMACIONES CUATERNARIAS

Anfiteatro

Blest

Botello

Cabo Vírgenes

El Cóndor

La Fragua

La Sara

Lago Moreno

Nahuel Huapi

Pichi Leufú

Pluma

Primera Angostura

Punta Delgada

Río Grande

Segunda Angostura

Sierra de los Frailes

# XIII - MESETA PATAGÓNICA

La meseta patagónica es una región de primer orden que se extiende desde el río Colorado hacia el sur (si se quisiera fijar su límite con gran precisión, habría que colocarlo algunas decenas de kilómetros al norte de ese río). Limita al norte con la Pampa Sur, al oeste con la Patagonia Andina y al este con la Faja Litoral. Su límite sur se encuentra dentro de Tierra del Fuego, donde la Cordillera tuerce hacia el este. Su extensión latitudinal abarca desde el paralelo de 38* 30'S hasta

los 54*, o sea casi 1800 kilómetros, y un ancho típico de 300 a 400 kilómetros. Desde el punto de vista geomorfológico, está constituida básicamente por una gran planicie sometida a elevación epirogénica y afectada por derrames basálticos, aluviones gruesos provenientes de la Cordillera y erosión eólica.

## LOS RODADOS PATAGÓNICOS

Los llamados "**Rodados Patagónicos"** son extensos depósitos aluviales compuestos por cantos rodados, gravas y bloques pequeños, con matriz areno limosa, originados en crecientes de deshielo de la cordillera durante las épocas glaciales, particularmente durante la Gran Glaciación Sudamericana. Fidalgo y Riggi (1970) los describieron como "todos los depósitos de gravas distribuidos superficialmente en la región patagónica… excluyendo aquellos de indiscutible origen marino de la costa atlántica". Sin embargo, diferentes autores excluyen implícitamente algunos depósitos de gravas, escombreras y otros sedimentos que, aunque son gruesos, tienen diferente identidad. Su color general es gris y es matriz-soportado. Están en su mayor parte sueltos (o sea que se trata de aglomerados) y tienen redondez y esfericidad intermedia a alta. Constituyen el sedimento más típico de la Patagonia extraandina. Ocupan una superficie de más de 450.000 Km2 (Lapido y Pereira, 1999); han sido generados por las grandes corrientes de deshielo durante las glaciaciones. Los más antiguos forman abanicos y mega-abanicos, en los que se pueden discriminar paleocauces temporarios y depósitos de derrame. Frecuentemente aparecen precipitados de carbonato y en menor medida de yeso. Fenómenos locales, tales como el desarrollo de pedimentos y bajadas, redepositaron los materiales originales y generaron unidades sedimentarias menores.

Con toda probabilidad, las unidades mayores fueron generadas como inundaciones de deshielo estacional durante la **Gran Glaciación Sudamericana**. Estas aparecen aterrazadas por encima de un conjunto de formaciones psefíticas depositadas a lo largo de los ríos actuales (generalmente formando también terrazas) durante el segundo ciclo glacial del Pleistoceno superior, (o sea el **Último Máximo Glacial);** que tuvo tendencia a formar fajas fluviales relativamente permanentes.

Considerando entonces la enorme distribución de estos sedimentos muy característicos, y con fuerte identidad regional y estratigráfica, se hace muy recomendable establecer un ordenamiento estratigráfico y avanzar en la formalización de los mismos. De otra manera el tema sería inasible. Ya a primera vista se nota que existen numerosas unidades básicas (formaciones) en todo este conjunto. Avanzando en el ordenamiento, se pueden reconocer relaciones naturales entre formaciones asociadas, con rasgos litológicos y espaciales en común. Por lo tanto, es necesario reunir y discriminar a los Rodados Patagónicos en **Grupos Estratigráficos**.

Un enfoque macro-regional permite determinar tres grupos de "Rodados Patagónicos" (Iriondo, 1992) (Fig. 13 - 1). Se proponen en este volumen tres Grupos: Uno de ellos en el norte, vinculado a los ríos Negro y Colorado (**Grupo Villa Regina**); otro en la meseta central, en la cuenca

de los ríos Senguerr y Chubut (**Grupo Río Senguerr**); y el tercero en la mitad sur de Santa Cruz, relacionado con los grandes arcos morénicos de esa región (**Grupo Río Santa Cruz**). Los diferentes estudios realizados en distintos sectores de este gran complejo coinciden en que se encuentran en dos niveles diferentes, de los cuales el más antiguo es el que se encuentra a mayor altura. Se han propuesto algunas denominaciones formacionales (formales e informales) de diferente carácter. A continuación se describen las características principales de cada grupo:

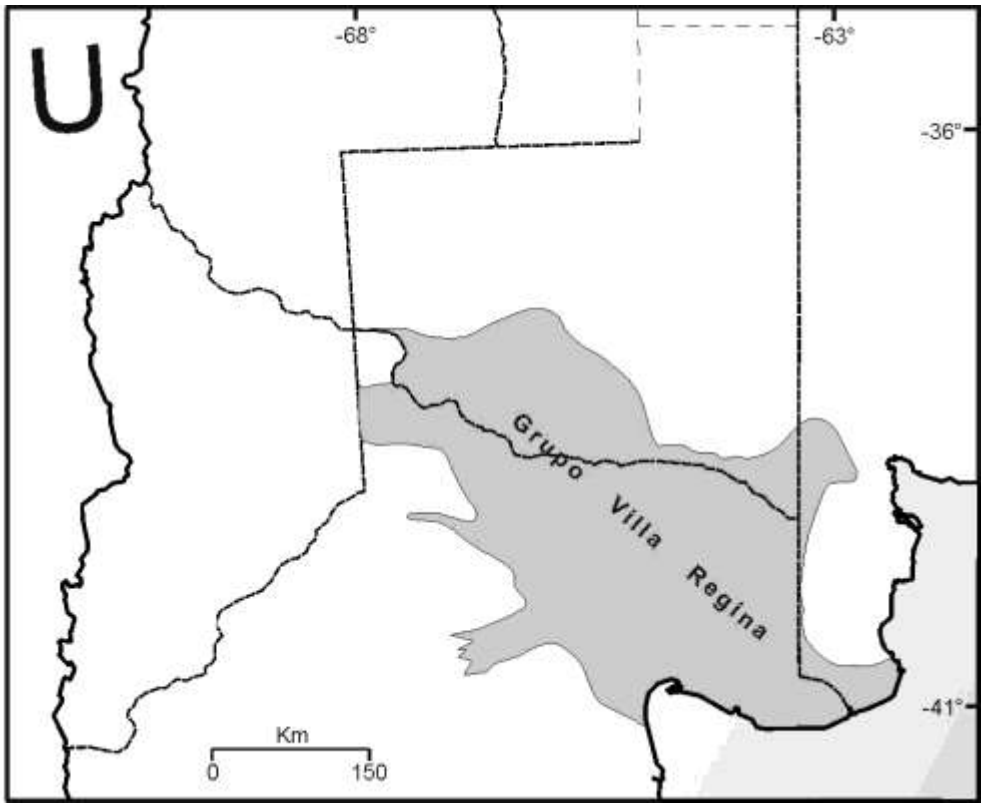



Fig. 1 – Mapa del Grupo Villa Regina (Rodados patagónicos depositados por los ríos Colorado y Negro).

**Grupo Villa Regina (Unidades asociadas a los ríos Negro y Colorado)**

La unidad más antigua es la Formación Martín (Volkheimer, 1964), con 40 a 50 metros de espesor de gravas y rodados arenosos, que incluyen bloques de hasta 1 metro de largo; está parcialmente cementada por carbonato en su parte superior. La formación se caracteriza en algunos sectores por la presencia de rodados constituidos principalmente por rocas volcánicas:

andesitas, dacitas y riolitas, en su mayor parte con estructura porfírica y colores grises morados; los bloques son escasos. Se apoya en discordancia sobre la **Formación Collón Curá** y González Bonorino (1944) la correlacionó con el **Primer Nivel de Piedemonte**.

La **Formación Alicurá** (Dessanti, 1972; Nullo, 1979) también está integrada por gravas arenosas, rodados y bloques; tiene hasta 30 metros de espesor, integra una bajada; contiene escasos precipitados de carbonato de calcio en superficie. Está compuesta por sedimentos de granulometría variada, entre los que predominan gravas, rodados y ocasionalmente bloques. En todos los casos los rodados tienen esfericidad muy alta a alta y redondez alta. La composición de los mismos es variable, predominan las andesitas grises y verde oscuras; le siguen en importancia las rocas graníticas, principalmente granodioritas y tonalitas de color gris oscuro. En menor proporción aparecen rodados de migmatitas y esquistos. El tamaño de los rodados es variable; predominan los de 5 a 8 cm de diámetro, con bloques ocasionales de hasta 40 cm.

La **Formación Bayo Mesa** (Uliana, 1979) está compuesta por un ortoconglomerado de 10 a 15 metros de espesor, con los 1,5 m superiores cementados por carbonato de calcio (Fidalgo y Rabassa, 1984) y puede correlacionarse con las unidades anteriores. Se trata de conglomerados formados por clastos de vulcanitas, redondeados a subredondeados, de buena a moderada selección, con estratificación grosera a ausente, con cuerpos lenticulares de arenisca gruesa. Hacia el este se extienden unidades asociadas, formadas por conglomerados de clastos redondeados a bien redondeados, de composición principalmente volcánica, de 3 a 6 metros de espesor, con la parte superior cementada por carbonato (de origen claramente epigenético).

El **Conglomerado Loma Mágica** (Lizuain, 1983) es un conglomerado grueso a mediano, de color pardo rojizo, que en algunos sectores pasa a fanglomerado. Los clastos están medianamente redondeados y son compuestos por vulcanitas ácidas. Aflora en el área de las Salinas del Gualicho. La destrucción de esta unidad geológica originó un depósito de conglomerados y aglomerados polimícticos con matriz limo arenosa, poco consolidados y groseramente estratificados, descrito como **Formación Laguna Indio Muerto** (Sepúlveda, 1983); incluye también clastos de otras formaciones.

Descritos con el nombre de **Formación Tehuelche**, los rodados son mencionados en la costa del golfo de San Matías (Gelós et al., 1992). Allí se presenta en forma de bancos de grava o gravas arenosas, total o parcialente cementados por carbonato de calcio. La potencia máxima medida en ese sector es de 2,50 metros.

Este conjunto de unidades ha recibido la denominación geomorfológica de "**Antigua Planicie Aluvial Disectada**" (González Díaz y Malagnino, 1984), la que se extiende a todo lo largo del río Negro. Al este tiene una suave pendiente regional, con valores inferiores a los diez grados. En los alrededores de Chelforó (aproximadamente en la longitud de 67° W) se abre en un mega-abanico que llega hasta la costa, con patrón distributario y paleocauces efímeros. Esta formación fue generada por el río Negro durante una época de escaso caudal y diferencias grandes entre crecientes y estiajes; estimamos que dicha época fue el primer ciclo glacial de la Cordillera, es decir la **Gran Glaciación Sudamericana**.

Un estudio sedimentológico realizado en el área del lago Pellegrini (68* W-38* 40'S) (Spalletti y Lluch, 1973) determinó que en esa zona los rodados patagónicos fueron depositados por el río Neuquén en su migración al sur y que forman al menos tres niveles de terrazas. Los rodados son polimícticos, con notable predominio de rocas volcánicas básicas, volcánicas y piroclásticas intermedias y volcánicas/piroclásticas ácidas; cada una de ellas con porcentajes superiores al 28 %. La mayor parte de los clastos tiene diámetros entre 8 y 91 milímetros, es decir, se trata de gravas y rodados pequeños; las modas están concentradas en la fracción 23-32 mm. Otros parámetros texturales tienen los siguientes valores medios (N = 557):

- Platidad : 2,456
- Redondez : 0,634
- Esfericidad : 0,630
- Factor F : 1,024

Los parámetros anteriores indican una evolución bastante avanzada de estos materiales en medio aluvial o fluvial. Otra característica de interés es la alta proporción de clastos partidos, con fracturas a veces relativamente frescas, que alcanzan hasta el 40 % en algunas muestras; dicho fenómeno es probablemente el resultado de la meteorización física por variación de temperatura o congelamiento/descongelamiento.

En el Gran Bajo del Gualicho los rodados forman un conjunto de depósitos de grava arenosa que corona la secuencia sedimentaria de la región (Lizuain y Sepúlveda, 1979), aflorando en los bordes de los bajos sin salida existentes en la comarca. Litológicamente se compone en esa área de conglomerados polimícticos de granulometría mediana a fina, y gruesa en forma subordinada; etán inmersos en una matriz esencialmente limoarenosa, con variables cantidades de material calcáreo. El contenido de matriz aumenta en forma gradual hacia las zonas superiores. La fracción clástica es en su mayor parte originada en rocas volcánicas: riolitas, dacitas, andesitas y basaltos. En cantidades menores aparecen rocas graníticas y metamórficas. En general son masivos, aunque en algunas localidades poseen estratificación difusa. El espesor varía entre 4 y 8 metros. Los mantos gravíferos se apoyan en seudo-concordancia sobre la **Formación Río Negro** y sobre su superficie se localizaron sedimentos recientes, fluviales y eólicos.

De acuerdo a la descripción de campo de estos autores, se deduce que se trata de sedimentos de derrame en ambientes de corrientes de alta velocidad. Según Ramos (1975) estos depósitos constituyen dos niveles en la zona, a una altura de 10 y 6 m por encima de los niveles actuales. Interpretamos que se trata de los rodados del primer y segundo ciclos, respectivamente.

El río Colorado ha formado un abanico similar, de dimensiones menores, en el sur de la provincia de La Pampa. Tiene una superficie aproximada de 17.700 Km2 (Salazar Lea Plaza, 1980), con 300 kilómetros de longitud y 130 Km de ancho máximo; su zona distal está ubicada a lo largo del río Negro. Está compuesto por rodados de vulcanitas con hasta 5 m de espesor, sueltos, sin matriz. Fueron descritos formalmente como "**Formación Puelén**". Está disectado por cinco fajas aluviales de 5 a 10 Km de ancho, rellenos con arena eólica moderna. Estimamos que la Formación Puelén fue depositada durante la GGS y las fajas corresponden al UMG (**Último Máximo Glacial**).

Aguas arriba, en la provincia de Neuquén, también se han descrito gravas en matriz arenosa, a menudo cementadas por carbonato, ubicadas en dos niveles principales (Holmberg, 1964).

**Las terrazas**

El segundo gran ciclo glacial produjo sedimentos similares, aunque más restringidos a fajas fluviales, apareciendo actualmente como terrazas de los ríos mayores. Son terrazas encajadas en la superficie original de los rodados y de texturas menos gruesas que aquella, en general gravas arenosas y arenas sucias. El caso más importante es el "**Segundo Nivel Principal**" del valle del río Neuquén (González Díaz, 1978), denominado Primer Nivel de Terraza en el río Limay (Leanza y Hugo, 1997) y "Antigua Planicie Aluvial" en el río Negro (González Díaz y Malagnino, 1984) . En el Neuquén presenta un patrón distributario a partir de la localidad de Añelo. Fueron generadas terrazas más jóvenes, con entidad formacional, en los ríos mayores mapeados, las más jóvenes de las cuales son seguramente holocenas.

Conforme a lo descrito y argumentado en los párrafos anteriores, se propone aquí denominar ***Grupo Villa Regina*** al conjunto integrado por las unidades geológicas denominadas Martín, Alicurá, Bayo Mesa, Loma Mágica, Laguna Indio Muerto, antigua Planicie aluvial Disectada del Río Negro, Rodados Patagónicos del Lago Pellegrini, Puelén, Paleocauces del Río Colorado, Segundo Nivel Principal del Río Neuquén, Antigua Planicie Aluvial del Río Negro y otras con las mismas características asociadas a los ríos Negro y Colorado en la Meseta Patagónica. Este Grupo fue generado por la actividad de deshielo (marginal) de una glaciación de valle (o "alpina").

**Grupo Río Senguerr (Los rodados vinculados con el río Senguerr/Chico de Chubut)**

En el oeste de la meseta, entre las latitudes de 44° 30' y 46° 30'S aparece una serie de abanicos aluviales en la cuenca del río Senguerr (Fig. 2). Van aumentando de norte a sur, desde el abanico del arroyo Apeleg (Chubut) hasta el del Guenguel/Río Fénix, localizado en su mayor parte en Santa Cruz. Miden entre 60 y 110 kilómetros de longitud individual y sus fajas distales alcanzan el valle del Senguerr, que también ha formado una faja de 10 a 20 Km de ancho en el oeste de Chubut. Dichos depósitos tienen un claro patrón distributario, aunque sus ápices no están bien definidos, apareciendo como sectores de varios kilómetros de ancho. Los ríos importantes actuales (Mayo, Fénix, alto Senguerr) no los atraviesan, sino que fluyen a lo largo de sus bordes.

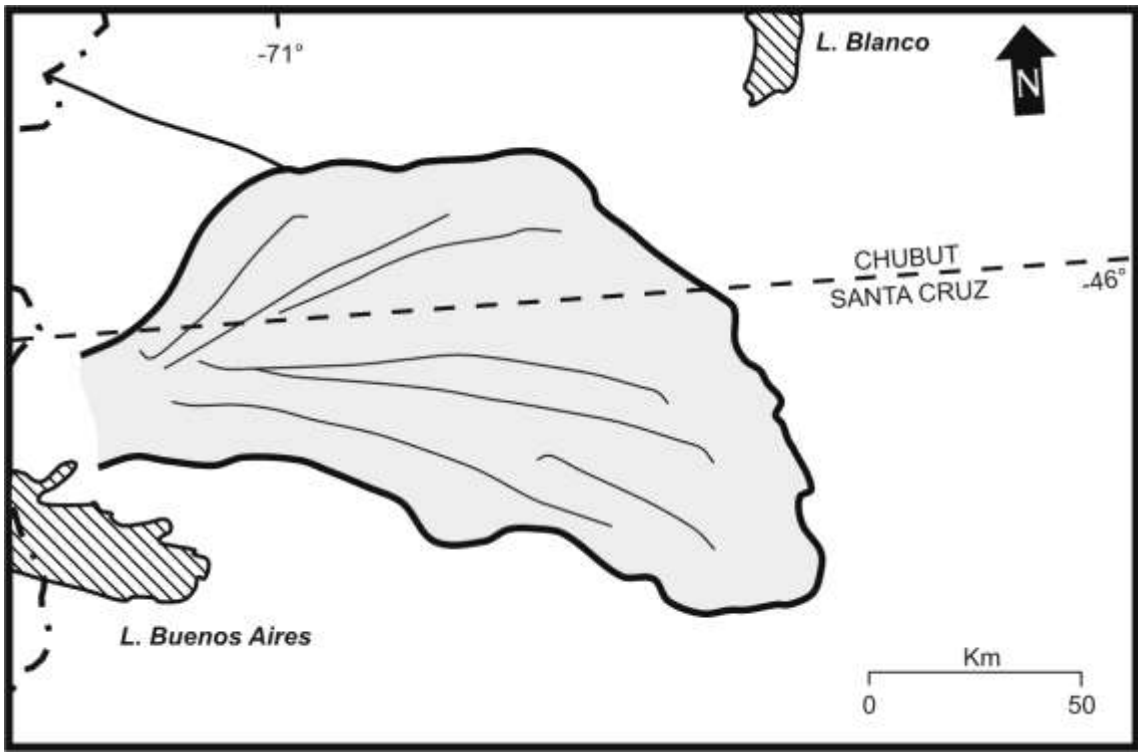
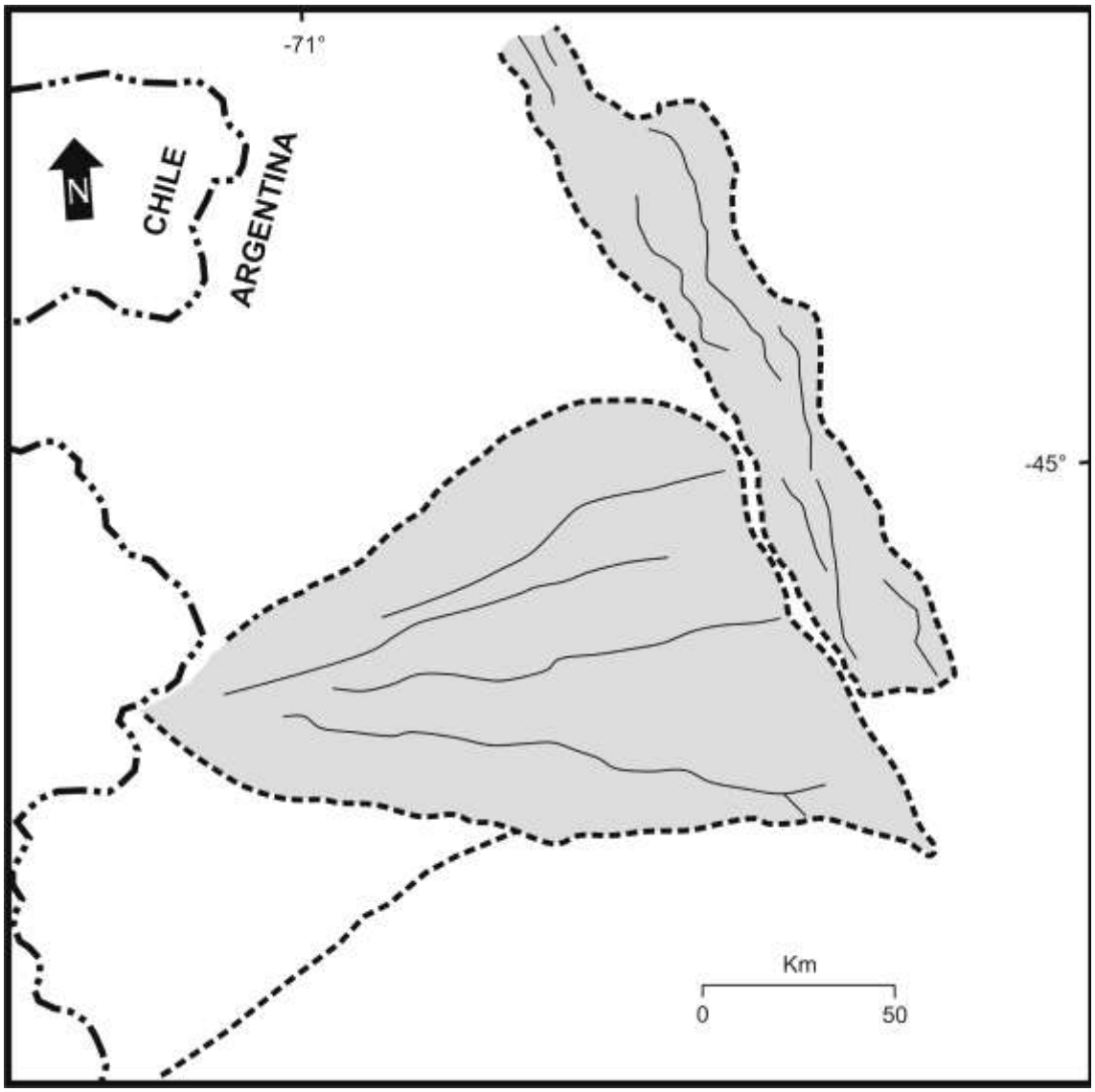



Fig. 13 - 2 – Grupo Senguerr (Rodados patagónicos asociados a los ríos Senguerr y Chico de Chubut).




Aguas abajo, a los 69° de longitud oeste, los rodados patagónicos fueron depositados en dos grandes fajas de orientación divergente debido a la paleotopografía de la época. Una de éstas tiene dirección suroeste-noreste paralela a la costa y está ocupada actualmente por el río Chico de Chubut; se extiende hasta la península Valdez. Está compuesta por una serie de abanicos menores sucesivos y alcanza hasta 90 kilómetros de ancho a lo largo del río Chubut. Forman en ese sector un manto continuo subhorizontal, compuesto por conglomerados medianos a gruesos, escasamente consolidados, de color gris (Lapido y Page, 1979). El espesor máximo es de 9 metros. El esqueleto es abierto y está integrado por clastos redondeados poco seleccionados, que granulométricamente varían entre arena gruesa y rodados, de hasta 10 cm de diámetro, en su mayoría de vulcanitas ácidas. Los espacios intersticiales están ocupados por material de color blanquecino, levemente calcáreo y fácilmente meteorizable. Intercalados entre los conglomerados suelen encontrarse delgadas lentes de tosca. Contiene numerosos paleocauces anastomosados de

corto recorrido y escasa integración, generados por flujos no encauzados producidos por crecientes fuertes (Cortelezzi et al., 1968).

Lapido y Page (op. cit.) identifican a una formación que denominan **"Gravas Morgan**", compuesta por depósitos de arena y gravas poco consolidados, en la faja oriental del bajo de la Tierra Colorada. Forma una faja continua de aproximadamente ocho kilómetros de ancho, embutida en los Rodados Patagónicos. Nace en el valle del río Chubut, recorre meridianamente la Hoja 43g y se va disipando hasta desaparecer. Interpretamos aquí que esta formación forma parte del **Segundo Gran Ciclo Glacial** (UMG); la colocamos también dentro de los "Rodados Patagónicos".

Otra unidad perteneciente al conjunto de los Rodados Patagónicos es la **Formación Conglomerado Ranquil Huao** (Page, 1987). Se trata de conglomerados algo friables de colores claros, principalmente grises y rosados. Están ubicados en el área del Bajo de la Tierra Colorada.En su perfil tipo afloran 2 m de conglomerados gruesos, constituidos por clastos basálticos de hasta 1 metro de diámetro. La matriz es una arena gruesa con abundantes clastos de cuarzo. Son marcadas las variaciones laterales.

En el área de Puerto Madryn forman depósitos de grava arenosa que coronan la meseta que se extiende desde la costa hacia el occidente (Haller, 1979). Los rodados miden entre 3 y 5 cm de diámetro, están bien redondeados y provienen de vulcanitas ácidas. Presentan matriz arenosa de grano mediano a fino. Algunos de los rodados están recubiertos por una pátina de material calcáreo. En algunas canteras de grava se pueden observar varios tipos de estructura: masiva, con estratificación horizontal y entrecruzada poco definida. Los espesores alcanzan hasta 6 metros. En el mapa de Haller los rodados forman una faja de hasta 40 kilómetros de ancho.

Posteriormente, Cortés (1981) definió formalmente a esos sedimentos como **Formación El Porvenir** describiendo esencialmente una grava arenosa marrón clara que se compone de una fracción arenosa mediana a muy gruesa predominante y una muy fina hasta rodados gruesos (25 cm), predominando la fracción guija fina. Dicha gravas están acompañadas en partes por arena limosa marrón clara, masiva o con estratificación entrecruzada y por limo grisáceo con guijas diseminadas. Los depósitos predominantemente psefíticos de la unidad se extienden en el norte y sur de la comarca, al oeste de la península Valdés. Forman dos abanicos aluviales con los ápices en el oeste.

La otra faja se desarrolla en sentido WNW-ESE dentro de la provincia de Santa Cruz y está asociada al río Deseado. Corre al norte de dicho cauce; constituye la prolongación del abanico más grande (Guenguel/Fénix) y alcanza la costa en la península del Deseado.

**Las terrazas**

Franchi (1983) menciona afloramientos aislados de conglomerados, compuestos por gravas medianas a finas, bien redondeadas. El autor los interpreta como pertenecientes a antiguas planicies aluviales del río Chubut. Tentativamente, las ubicamos en el 2º Gran Ciclo.

Conforme a las descripciones y conceptos que se han desarrollado en este título, se propone la denominación de ***Grupo Río Senguerr*** a las siguientes unidades geológicas: **Abanico Apeleg, Abanico Arroyo Verde, Abanico Río** Mayo, **Abanico Guenguel, Faja del río Chico de Chubut, Faja del Río Chubut, Gravas Morgan, Conglomerado Ranquil Huao, El Porvenir, Faja del Río Deseado** y otras unidades informales vinculadas a los denominados Rodados Patagónicos en esa región de la Patagonia Extraandina. Este Grupo fue generado por la dinámica aluvial marginal de una glaciación de piedemonte.

**Grupo Río Santa Cruz (Los rodados vinculados con los ríos Santa Cruz y Chico de Santa Cruz**

Es un conjunto de geoformas de gran escala, anastomosadas, yuxtapuestas e intercrecidas, formadas por depósitos de grano grueso generados por el deshielo estacional durante la GGS. Por lo que puede apreciarse en imágenes satelitales, no existió en esa época una red hidrográfica estable, sino derrames no encauzados hacia el este. Esta macromorfología es coherente con la existencia de un casquete glacial en el oeste (Fig. 3). Posteriormente, durante el intervalo no glacial del Pleistoceno medio se formaron (o reactivaron) las redes hidrográficas de los ríos Chico, Santa Cruz, Coyle y Gallegos. Las gravas y rodados de deshielo del segundo gran ciclo (UMG) fueron orientadas groseramente por esa topografía, formando fajas de varios kilómetros de ancho que se expanden cerca de la costa (Fig. 13 - 4).

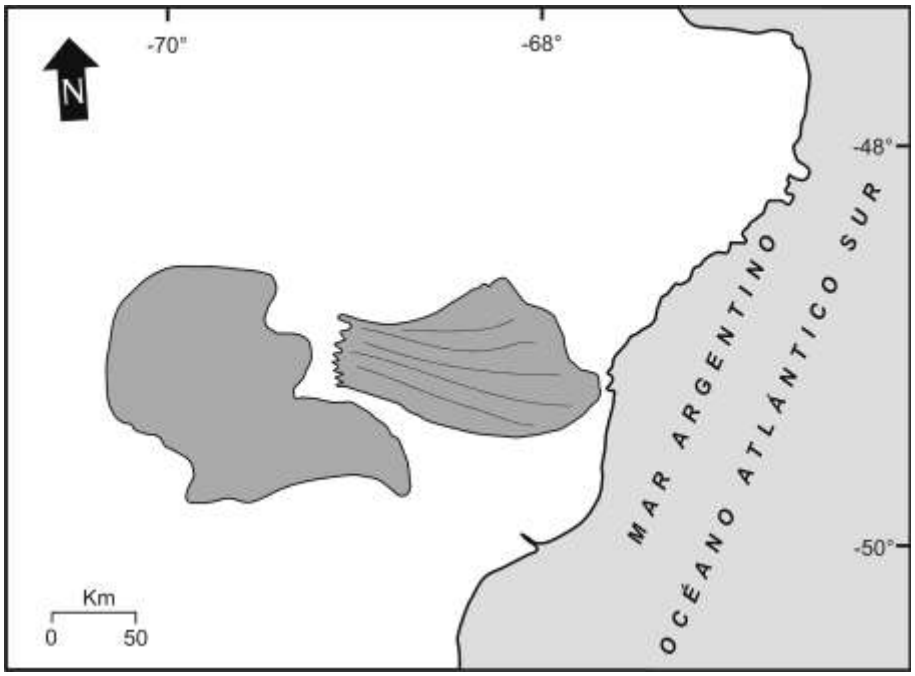


Fig. 13 - 3 – Grupo Río Santa Cruz (Rodados patagónicos depositados por los ríos Santa Cruz y Chico de Santa Cruz).

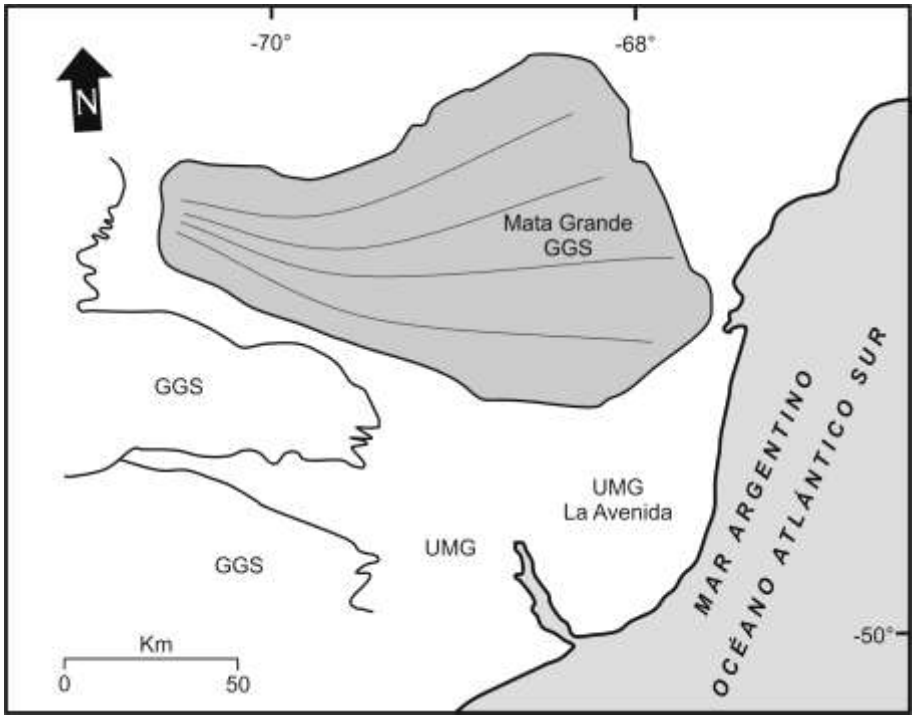



Fig. 13 - 4 – Formación Mata Grande y otros rodados patagónicos.

La **Formación Mata Grande** (Panza e Irigoyen, 1995) es parte de la GGS (considerados anteriormente como parte de la **Fm Pampa de la Compañía**). Está compuesta por depósitos gruesos mal seleccionados, casi siempre poco consolidados, constituidos por rodados bien redondeados a subredondeados, de formas en general proladas, menos comúnmente equidimensionales, de hasta 10 cm de diámetro (con media entre 2 y 3 cm). Tienen esqueleto abierto y matriz arenosa fina a mediana de color gris castaño, y cemento calcáreo terroso. Debido a la escasa consolidación de los sedimentos, casi todos los afloramientos están cubiertos por derrubios, en los que se pueden reconocer clastos de vulcanitas y piroclastitas ácidas e intermedias, con cuarzo y calcedonia subordinados. Se distribuye en la región de Puerto San Julián, formando una extensa planicie mesetiforme. Está genéticamente vinculada al río Chico.

La **Formación Avenida** (Panza, 1982) forma anchas fajas embutidas en la Fm Mata Grande y otras de la GGS, que acompañan en forma de terraza a los ríos Santa Cruz y Chico, uniéndose cerca de la costa y formando una planicie de más de cien kilómetros de ancho desde la boca del Santa Cruz hacia el norte. Está compuesta por un agregado casi totalmente suelto de grava de granulometría mediana a gruesa, de esqueleto abierto. Granulométricamente contiene 60 a 80 %

de rodados en matriz arenosa fina a limosa de color gris castaño claro, con escaso cemento calcáreo terroso. Está ordenada en estratos psefíticos generalmente lenticulares, de 10 a 20 cm de espesor, granodecrecientes. En muchos bancos es posible ver estratificación entrecruzada de mediana escala, imbricación de los clastos mayores y base marcadamente erosiva. Los rodados son subangulosos a subredondeados, hasta bien redondeados, predominando los clastos de tamaño entre 1 y 4 cm, con máximos de hasta 12 cm. En su casi totalidad son fragmentos de rocas duras: vulcanitas riolíticas, ignimbritas ácidas, tobas silicificadas y sílice; incluye fragmentos de madera silicificada.

**Las terrazas**

Panza e Irigoyen (op. cit.) mapearon **cinco terrazas** en los valles de los ríos Santa Cruz y Chico; las dos primeras (Terrazas I y II) fueron formadas por la dinámica fluvial, las otras tres por oscilaciones del nivel del mar. La Terraza I está compuesta por conglomerados con matriz arenosa mal seleccionados, con clastos subredondeados cuyos diámetros oscilan entre 1 y 10 cm. Se trata de fragmentos de rocas graníticas, vulcanitas y piroclastitas ácidas, sedimentitas del Patagoniense y cuarzo monocristalino. Los estratos son granodecrecientes, con estratificación entrecruzada de media y pequeña escala, y con base erosiva cóncava.

Los depósitos de la Terraza II consisten en conglomerados arenosos y areniscas con lentes conglomerádicas de coloración castaño oscura, friable. Su petrografía es poligénica; el tamaño de los clastos no excede los 10 cm. La potencia de estas terrazas varía entre 1 y 4 metros.

En base a los argumentos y descripciones anteriores, se propone aquí la denominación de ***Grupo Río Santa Cruz*** a las unidades geológicas **Mata Grande**, **Avenida, Faja Coyle, Terrazas I y II del Río Santa Cruz, Terrazas I y II del Río Chico de Santa Cruz, Rodados Patagónicos del Lago Cardiel** y otras asociadas en la meseta patagónica. Este Grupo fue generado por procesos marginales de una glaciación de casquete.

**Otras formaciones cuaternarias**

En la región noroeste de la provincia de Chubut se han descrito varias formaciones geológicas cuaternarias de ambiente fluvial (**Choiquepal, Gladys, Huaiqui, Fita Michi** y otras). Dichas unidades tienen en general granulometría gruesa, aunque también aparecen facies arenosas y limosas. El consenso general de los autores es que no pertenecen a los Rodados Patagónicos; coherentemente, les atribuyen fuentes cercanas como origen de los clastos. En el mapa a pequeña escala realizado por el autor de este trabajo (Iriondo, 1992) tampoco se los identifica como pertenecientes a los grandes sistemas regionales. Las edades atribuidas a estas formaciones son variables, según los casos desde plioceno/pleistocenas hasta pleistoceno/holocenas.

Un caso específico es el planteado por Rosenman (1973), quien evita deliberadamente el término “rodados patagónicos” para describir unos depósitos que llamó “fanglomeraditas”, en las

que la fracción clástica mayor está compuesta por rocas metamórficas, graníticas y volcánicas, en clastos angulosos no mayores de 10 cm, unidos por cemento calcáreo en matriz muy abundante, compuesta por material piroclástico alterado. La angulosidad de los clastos revela el limitado transporte que han tenido estos sedimentos; los materiales que componen su matriz se encuentran en las vecindades de sus afloramientos. Todo ello sugiere procesos de crecientes esporádicas encauzadas en pequeñas cuencas locales.

También existen en la meseta patagónica grandes escombreras, acumulaciones de fragmentos de rocas, de tamaño bloque y canto rodado, originados en la fragmentación por meteorización física y transporte local por solifluxión y otros movimientos en masa.

## LOS BAJOS PATAGÓNICOS

Una geoforma relevante en la Patagonia extraandina es la existencia de depresiones pronunciadas, hidrográficamente endorreicas, de tamaños muy diversos. Las mayores de éstas alcanzan extensiones de cientos de kilómetros cuadrados y profundidades que llegan por debajo del nivel del mar. Se trata de geoformas de erosión eólica, algunas con cientos de miles de años de evolución, que continúan su desarrollo en la actualidad. De acuerdo a sus relacione estratigráficas, los Grandes Bajos de la Patagonia (incluyendo los del sur de la provincia de La Pampa) son más jóvenes que los rodados patagónicos de la GGS, o sea que comenzaron a desarrollarse durante el Pleistoceno medio.

### Esquema teórico general

La Patagonia está ubicada dentro de la faja de los Vientos del Oeste (Westerlies), un sistema climático que rodea la Tierra y que está provocado por la rotación del planeta. Es una ancha faja de baja presión, lluvia y turbulencias; en la época actual está ubicada entre los 38/40* y los 70/75* de latitud sur. No se trata de vientos simples, sino que está constituida por una sucesión casi permanente de ondas ciclónicas. Dichas “ondas” son ciclones, o sea estructuras meteorológicas inestables de 400 a 800 kilómetros de diámetro, formadas por vientos que giran en sentido horario. Una vez que se forma una onda en alguna zona del océano, migra hacia el este durante unos pocos días hasta disiparse (Fig. 13 - 5).

Fig. 5 – Migración de tormentas ciclónicas (Migliardi et al., 1987).

(Rivero et al., 1975). La faja migra hacia el norte en el invierno (empujada por la expansión del Anticiclón Antártico), produciendo lluvias estacionales en los subtrópicos de los tres continentes australes (Sudamérica, África y Australia).

La Patagonia es la única masa continental de tamaño importante dentro de esta faja en el Hemisferio Sur; tiene tamaño suficiente como para influir en la dinámica atmosférica. Los ciclones arriban desde el océano Pacífico, cruzan los Andes descargando la mayor parte de su humedad y desarmando su estructura ciclónica, es ocluido por las montañas y se rehace en el este, se regenera mediante un mecanismo de trasferencia de energía en la alta atmósfera o en la plataforma continental (Iriondo, 2000). Téngase en cuenta que un ciclón es una especie de tirabuzón que eleva las masas de aire, junto con todas sus impurezas, en su mayor parte partículas sedimentarias de tamaño limo; concretamente, posee una real capacidad erosiva.

Cuando (frecuentemente) un ciclón se regenera sobre la meseta, se mueve hacia el este-sudoeste hasta que se disipa en el Atlántico Sur puede llegar hasta la latitud de 80*. Grandes volúmenes de sedimentos patagónicos son así transportados en suspensión hacia el océano y aun hasta la Antártida Oriental.

**Origen de los Bajos**

Los bajos son áreas de deflación localizada, ésta comienza en lugares donde afloran sedimentos finos poco consolidados, generalmente depósito terciarios marinos no protegidos por basalto o por rodados. En la estación seca el viento puede tener velocidades de más de cien kilómetros por hora, y se intensifica localmente debido a la falta de vegetación en lugares donde la erosión ya ha avanzado. La deflación puede observarse en forma de densas nubes de polvo que hasta suelen impedir la visibilidad para los vehículos en pleno día.

Seguramente ese proceso se repite anualmente desde el Plioceno, en forma similar a lo que se ha descrito para las grandes depresiones del norte del Sahara. La profundización avanza hasta llegar a la capa freática, que puede estar a decenas de metros de profundidad y en partes por debajo del nivel del mar. En los casos en que la depresión alcanza tamaños de kilómetros cuadrados, comienzan a actuar procesos accesorios tales como deslizamientos de ladera, derrumbes, surgencia de agua, inundaciones temporarias con el consiguiente oleaje, etc.

**El Gran Bajo del Gualicho**

Se trata de uno de los mayores de la Patagonia. Está ubicado en la región oriental de Río Negro y mide más de 3.000 Km2 de extensión. Su profundidad oscila entre los 200 y los 250 metros de la superficie del terreno y llega a más de 60 metros por debajo del nivel del mar. Incluye pequeños cerros y una salina de 300 Km2 en el centro (Lizuain y Sepúlveda, 1979). Sus depósitos internos son fluviales limo-arcillosos con intercalaciones arenosas y guijas en menor proporción. También se formó un depósito salino de pureza comercial en el fondo, con sedimentos marginales evaporíticos contaminados con material detrítico limo-arcilloso. Dichos sedimentos marginales

contienen más de 30 % de cloruro de sodio, sulfato de sodio y minerales de magnesio y calcio. También se han formado pequeños campos de médanos.

**El Bajo de la Tierra Colorada**

Esta depresión se encuentra a 120 Km al oeste de Trelew; tiene forma elíptica y abarca una superficie de 850 Km2; a poca distancia se ha desarrollado otra algo más pequeña, el Bajo Abdala. Su perímetro está muy recortado por carcavamiento y erosión de pequeños arroyos. Tiene una amplia orla de **depósitos de piedemonte**, arenosos con camadas de grava, compuestos por tres miembros (Lapido y Page, 1979): **El miembro inferior** tiene sus afloramientos principales en el oeste; cubre planicies estructurales labradas en el **Grupo Chubut**. Está litológicamente compuesto por rodados poco consolidados de la Formación Marifil (triásico-jurásica) y por material de las sedimentitas cretácicas y terciarias; son bancos masivos de hasta 6 m de potencia.

Los afloramientos del **Miembro Medio** circundan las depresiones (Tierra Colorada y Abdala) y constituyen extensas bajadas muy disectadas por arroyos temporarios que descienden hacia los bajos. Son litológicamente similares al anterior, aunque con mayor proporción de rodados de la Fm Marifil. El **Miembro Superior** rodea con mayor continuidad el Bajo de la Tierra Colorada y el Bajo Abdala. Yace principalmente sobre el Grupo Chubut y está formado por el redepósito de los niveles más antiguos. La edad de estos niveles es posterior a los Rodados Patagónicos y se hallan topográficamente por debajo de dicha unidad. De manera que se inició en el Pleistoceno y continuó en el Holoceno, según los autores.

El fondo del BTC está cubierto por sedimentos de fracciones arena fina y limo, de color rosado claro a gris, con grietas de desecación en la estación seca. Hacia el centro de la depresión aparecen costras de sal de poco espesor; hacia los márgenes la granulometría se hace más gruesa. El Bajo Abdala posee sedimentos similares. Marginando ambos Bajos se han formado depósitos de playas de oleaje, compuestos por arena mediana a gruesa y grava subordinada. Merece destacarse que dichas playas están ubicadas en su mayor parte en la margen oriental de las depresiones, lo que indica el predominio de los vientos del oeste en la región. Una extensa zona cubierta de médanos vivos (actuales) se encuentra en el área, particularmente en el Bajo Abdala; son depósitos que forman un manto discontinuo, de poco espesor, compuestos por arena mediana. Se desplazan generalmente hacia el este.

**El Bajo Carrí Lafquén**

Se encuentra en la zona de Ingeniero Jacobacci (Río Negro) y tiene un cierto control estructural primario, en un paisaje de meseta basáltica (Volkheimer, 1973). Mide unos 200 Km2; es el mayor de varias depresiones similares en esa área. Asociada a algunas de estas depresiones se depositó la Formación Choiquepal (pleistocena). Se trata de conos aluviales coalescentes (bajadas) disectados por arroyos intermitentes. Dichos conos se componen de agregados sueltos de clastos angulosos mal seleccionados. La litología de los clastos varía según el área de aporte (basalto, pórfidos o rocas sedimentarias), el sedimento es matriz-soportado, con matriz arenosa o

limosa tobácea de color claro, proveniente de la erosión de formaciones terciarias. El espesor máximo, en los ápices, llega a varios metros.

Depósitos lacustres cuaternarios están ampliamente distribuidos en los bajos de la zona; en general están formados por alternancias de arcillas, limos, arenas y gravas. De especial interés es la presencia de estromatolitos algales de hasta 1 metro de diámetro. Esos estromatolitos se apoyan sobre gravas aplanadas o arenas gruesas impregnadas por carbonato. Durante su formación estuvieron en ambiente de agua agitada, intercalado con fases de desecación. Volkheimer (op. cit.) opina que estos estromatolitos se desarrollaron durante el Período Hypsithermal del Holoceno.

Las salinas de La Pampa – Los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario se han resuelto mediante la migración de las grandes fajas climáticas que componen la Circulación General de la Atmósfera. Específicamente, la faja de los "vientos del oeste" se desplazó hacia el norte entre 5 y 10 grados de latitud en todo el Hemisferio Sur durante el Último Máximo Glacial (Iriondo, 1998; Iriondo, 2000). En Sudamérica se produjeron avances glaciales de hasta cerca de los 30 grados de latitud sur (Espizúa, 1993), lo que debe interpretarse como una migración hacia el norte de la faja de vientos de por lo menos mil kilómetros. Lo mismo ocurrió sin dudas durante otros episodios fríos. Un resultado de esos fenómenos ha sido la excavación eólica de Grandes Bajos en las mesetas de la provincia de La Pampa hasta la latitud de 37* S.

Los bajos de ese tipo son numerosos y están ocupados actualmente por salinas y barros salinos. El mayor de ellos es la Salina Grande, ubicada en el oeste de la provincia (37° 30'S-67°); abarca más de 500 Km2 de extensión y tiene una profundidad de decenas de metros por debajo del nivel general del terreno de la región. Pueden citarse otras como la Amarga, Salina Grande de Anzoátegui, entre las mayores. La mayoría está excavada en los rodados de la GGS depositados por los ríos Negro y Colorado, de lo que se deduce que comenzaron a desarrollarse durante el Pleistoceno medio. Actualmente prosigue la deflación, formándose verdaderas nubes de partículas de sal que son arrastradas por el viento en suspensión, como hemos podido observar en varias oportunidades durante épocas secas.

**Los Pequeños Bajos Patagónicos**

En la Patagonia extraandina existen también numerosas depresiones cerrada pequeñas, elementos geomorfológicos claramente diferentes a los Grandes Bajos; diferencia que ya fue marcada por Keidel (1917). La mayoría de ellas son simples hoyas de deflación en sedimentos sueltos, similares en forma y origen a las de otras regiones del país. Además de ellas, se han formado otros "pequeños bajos sin salida" de otras características, realmente interesantes.

Methol (1967) describe los numerosos bajos pequeños que aparecen en el NE del Macizo Norpatagónico en terrenos basálticos y graníticos. El caso típico de los primeros es el Bajo Hondo, de forma elíptica, que mide 4 kilómetros de longitud, 2 Km de ancho y 50 m de profundidad. Los procesos actuantes que lo generaron fueron:

1) Sublavado de las sedimentitas subyacentes al basalto y su transporte por solución y/o susupensión.
2) Formación de una cavidad que debilitó el techo basáltico.
3) Hundimiento del techo basáltico de la caverna.
4) Meteorización del basalto.
5) Desmoronamiento de las bardas, produciendo un ensanchamiento del bajo.

Subyace en esta explicación la acción erosiva del viento para impedir el relleno superficial de la depresión.

Los bajos excavados en rocas graníticas no se hallan rodeados por acumulaciones detríticas de ningún tipo. Son mucho más pequeños y más numerosos que los desarrollados en paisajes basálticos. El esquema de desarrollo de Methol para ellos es el siguiente:

1) En una penillanura árida el control litológico y estructural encauza una acción combinada del agua pluvial y nival que erosiona localmente.
2) La meteorización física y química acentúa el proceso de debilitamiento de la masa rocosa de menor resistencia, desintegrando la roca.
3) La intensa deflación retira el material desintegrado de la depresión incipiente.

LOS LAGOS DE LA MESETA PATAGÓNICA

En la Patagonia extraandina existen actualmente unos pocos lagos permanentes de gran tamaño: Carrí Laufquén, Colhué Huapí, Sarmiento, Cardiel y Strobel son los más significativos.

**El lago Cardiel**

Está ocupando un cráter de explosión, según Galloway et al. (1988). Tiene actualmente una superficie variable, entre 450 y 500 Km2 y ocupa el fondo de una cuenca endorreica de 4500 Km2 (Clapperton, 1993) con las nacientes en la Meseta de la Muerte, desconectadas del drenaje andino. Está rodeado hacia el este y el sur por rodados de la GGS, que lo separan del río Chico; el umbral está ubicado a 250 metros de altura por sobre el nivel actual del lago, de manera que es probable que la deflación haya actuado en alguna fase de su desarrollo. Existe una paleoribera a 75-78 metros por encima del nivel actual, con restos arqueológicos; dicho nivel fue datado en 4000/2000 años A.P. (Gradin, 1980). Otra paleoribera está localizada a 52 m (2430 +- 130 a.A.P.) y una tercera a 20 m. (1390 +- 70 a.A.P.). Stine y Stine (1990) determinaron entre 8 y 11 oscilaciones en el nivel del lago durante los últimos 31.000 años, deduciendo que los niveles altos correlacionan con los pulsos climáticos fríos.

Las estructuras sedimentarias de los Rodados Patagónicos alrededor del lago, hasta distancias superiores a los 20 kilómetros, están claramente deformadas en un patrón concéntrico

alrededor del mismo. Esto obliga a sugerir que la explosión que formó la depresión (originada en el Manto Terrestre) ocurrió durante el Pleistoceno medio.

**La laguna Carrí Laufquén**

Mencionado más arriba en este capítulo, el Gran Bajo Carrí Laufquén tiene dos cuerpos de agua, uno de ellos permanente: la laguna Carrí Laufquén Chica, un cuerpo salino bicarbonatado sódico, que frecuentemente derrama en la laguna Grande, 20 metros por debajo. Su cuenca de 16.500 Km2 nunca estuvo conectada con la cordillera. Existen varias paleoriberas bien preservadas por sobre el nivel de ambas lagunas, formadas cuando estaban unidas en un solo cuerpo de agua: a 5-6, 25, 55 y 60-68 metros por encima de la Grande (Coira, 1979). Las dataciones de los dos niveles más bajos indican edades radicarbono menores de veinte mil años.

REFERENCIAS

Clapperton, Ch. 1993 – Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, 779 pág. Amsterdam.

Coira, B. 1979 – Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, (Río Negro). Serv. Geol. Nac. Boletín 168. Buenos Aires.

Cortelezzi, G., De Francesco y De Salvo 1968 – Estudio de las gravas tehuelches en la región comprendida ente los ríos Colorado y Negro. III Jornadas Geológicas Argentinas. Buenos Aires.

Espizúa, N. 1993 – Quaternary glaciations in the Río Mendoza valley, Argentine Andes. Quaternary Research,40:150-162.

Fidalgo, F. y Riggi, J. 1970 – Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. R.A.G.A.,25(4):430-443.

Fidalgo, F. y Rabassa, J. 1984 – Los depósitos cuaternarios. En: Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino. 784 pág. Provincia de Río Negro.

Franchi, M. 1983 – Descripción geológica de la Hoja 45g, Monte Triste (Chubut). Boletín 191. SGN.

Galloway, R., Markgraf, V. y Bradbury, J. 1988 – Dating shorelines of lakes in Patagonia, Argentina. Journal of South American Earth Sciences,1(2):195-198.

Gelós, E., Schillizzi, R. y Spagnuolo, J. 1992 – El Cenozoico de la costa norte del golfo de San Matías. R.A.G.A.,47(2):135-140.

González Díaz, E. 1978 – Estratigrafía del Cuartario. En: Relatorio; Geología y Recursos Naturales del Neuquén. VII Congreso Geológico Argentino. 377 pág.

González Díaz, E. y Malagnino, E. 1984 – Geomorfología. En: Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino. 784 pág. Provincia de Río Negro.

Gradín, C. 1980 – Secuencias radiocarbónicas del sur de la Patagonia, Argentina. Relaciones Sociedad Argentina de Antropología,14:177-194.

Haller, M. 1979 – Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn (Chubut). VII Congreso Geológico Argentino, Actas,I:285-297.

Holmberg, E. 1964 – Descripción geológica de la Hoja 33d, Auca Mahuida (Neuquén). Dir. Nac. Geol. Min.

Iriondo, M. 1992 – Geomorphological map of the South American plains (1:5,000,000 scale). U.S.A. National Geographic/CONICET.

Iriondo, M. 1998 – Climas cuaternarios del Hemisferio Sur – Primeros resultados. Revista de Geomorfología y Cuaternario,12(1-2):95-104. Madrid.

Iriondo, M. 2000 - Patagonian dust in Antarctica. Quatyernary International,68-71:83-86. Elsevier, Oxford.

Keidel, J. 1917 – Über das patagonische Tafelland, das patagonische Geröll und ihre Beziehungen zu den geologischen Andengebiet. Deutsche Wissenschaftliches Verein, Zeitschrift.

Lapido, O. y Page, R. 1979 – Relaciones estratigráficas y estructura del Bajo de la Tierra Colorada (Provincia de Chubut). VII Congreso Geológico Argentino, Actas,1:299-313.

Lapido, O. y Pereira, F. 1999 – Cuaternario de la Patagonia extraandina. En: Geología Argentina (R. Caminos, ed.). Segemar.

Leanza, H. y Hugo, C. 1997 – Hoja Geológica 3969-III. SEGEMAR, Boletín 218.

Lizuain, A. 1983 – Descripción geológica de la Hoja 38j, Salinas del Gualicho (Río Negro). Servicio Geológico Nacional.

Lizuain, A. y Sepúlveda, E. 1979 – Geología del Gran Bajo del Gualicho (Río Negro). VII Congreso Geológico Argentino, Actas I:407-422.

Methol, E. 1967 – Rasgos geomorfológicos de la meseta de Somuncurá – Consideraciones acerca de los “pequeños bajos sin salida”. R.A.G.A.,22(4):295-311.

Nullo, F. 1979 – Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, Pcia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Bol. 167, 70 pág.

Page, R. 1987 – Descripción geológica de la Hoja 43g, Bajo de la Tierra Colorada (Chubut). Dirección Nacional de Minería y Geología.

Panza, J. 1982 -

Panza, J. e Irigoyen, M. 1995 – Hoja geológica 5969-IV, Puerto San Julián (Santa Cruz). D.N.S.G. Boletín 211. Buenos Aires.

Ramos, V. 1975 – Geología del sector oriental del macizo nordpatagónico entre Aguada Capitán y Mina Gonzalito (Río Negro). R.A.G.A.,30(3):274-285.

Rivero, O., Migliardo, R. y García, N. 1975 – Ciclogénesis, movimiento, distribución de depresiones y densidad de pasaje de frentes en océanos autrales durante el período 1969-1970. Boletín del Servicio de Hidrografía Naval, 11/12:21-87. Buenos Aires.

Rosenman, H. 1972 – Geología de la región del arroyo Los Berros (vertiente oriental de la Meseta de Somuncurá) provincia de Río Negro. R.A.G.A.,27(1):117-137.

Salazar Lea Plaza, J. 1980 – Geomorfología. En: Inventario integrado de los recursos naturales de la provincia de La Pampa. INTA, 487 pág. Buenos Aires.

Sepúlveda, E. 1983 – Descripción geológica de la Hoja 38i, Gran Bajo del Gualicho (Río Negro). Servicio Geológico Nacional.

Spalletti, L. y Lluch, J. – Estudio sedimentológico comparativo de los Rodados Patagónicos y del cordón psefítico del lago Pellegrini (Prov. de Río Negro). AMPS Argentina,4(4):105-142.

Stine, S. y Stine, M. 1990 – A record from Lake Cardiel of climatic change in southern South America. Nature,345:705-708.

Uliana, M. 1979 – Geología de la región entre el valle del río Negro y el río Colorado. Tesis Doctoral. Fac. Cs. Naturales Universidad Nac. de La Plata.

Volkheimer, W. 1964 – Estratigrafía de la región extraandina del Departamento de Cushamen, Chubut. R.A.G.A.,20(2):85-107.

Volkheimer, W. 1973 – Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Río Negro). R.A.G.A.,28(1):13-36.

FIGURAS

1) Rodados patagónicos asociados a los ríos Negro y Colorado.
2) Rodados del Grupo Senguerr. Mapa Sudamérica y Google.
3) Distribución de rodados en Santa Cruz (esquema de Clapperton).
4) Depósitos vinculados al río Chico de Santa Cruz (F. Mata Grande y otra).
5) Migración de tormentas ciclónicas en el Atlántico Sur.

FORMACIONES

Alicurá

Avenida

Bayo Mesa

Choiquepal

El Porvenir

Faja del Río Chico de Chubut

Faja del Río Chubut

Faja del Río Deseado

Gravas Morgan

Laguna Indio Muerto

Loma Mágica

Martín

Mata Grande

Pampa de la Compañía

Puelén

Ranquil Huao

Río Santa Cruz, Grupo

Río Senguerr, Grupo

Tehuelche

Villa Regina, Grupo

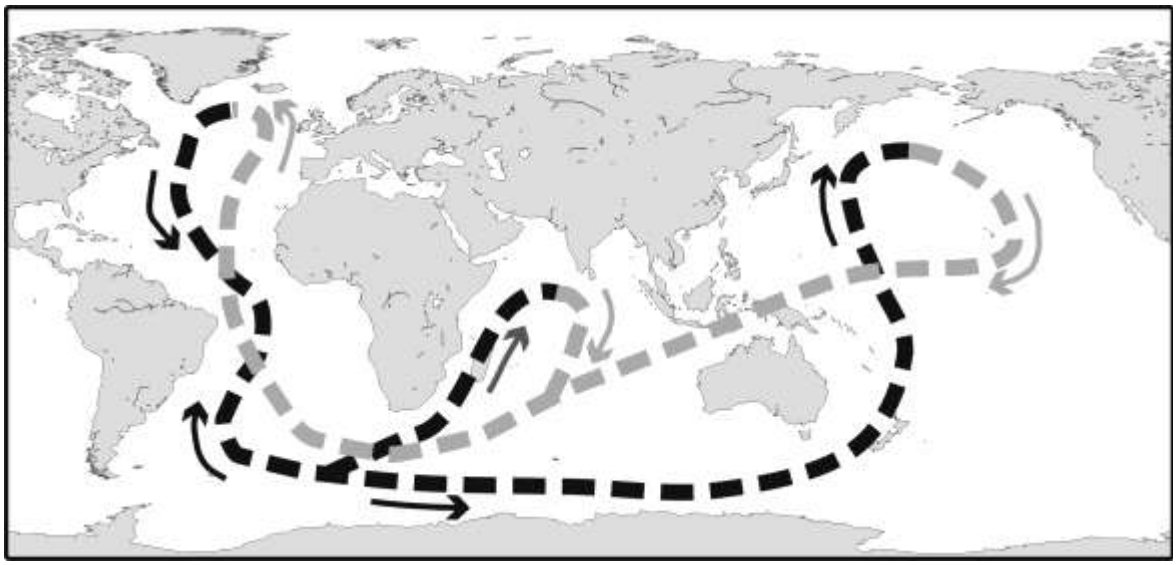
# LA FAJA COSTERA

Se describe en este capítulo la región argentina que estuvo sometida durante el Cuaternario o parte de él a la acción directa del océano Atlántico Sur. Se extiende desde los 32* 30', donde alcanzó en el Holoceno hasta Rosario y Concepción del Uruguay (donde penetró a lo largo de los grandes ríos) hasta el sur del archipiélago fueguino, a más de 55 grados de latitud sur; o sea unos 2500 kilómetros. Su ancho es variable, en todo caso siempre inferior a 100 kilómetros.

Esta importante región natural es generalmente ignorada como sistema autónomo e integrado por nosotros, los cuaternaristas argentinos. La tendencia es asociar a la faja costera con el territorio de las tierras altas de atrás, con nuestra firme cosmovisión provincial. La realidad es que se la debe considerar como la orla marginal occidental del gran sistema planetario llamado océano Atlántico.

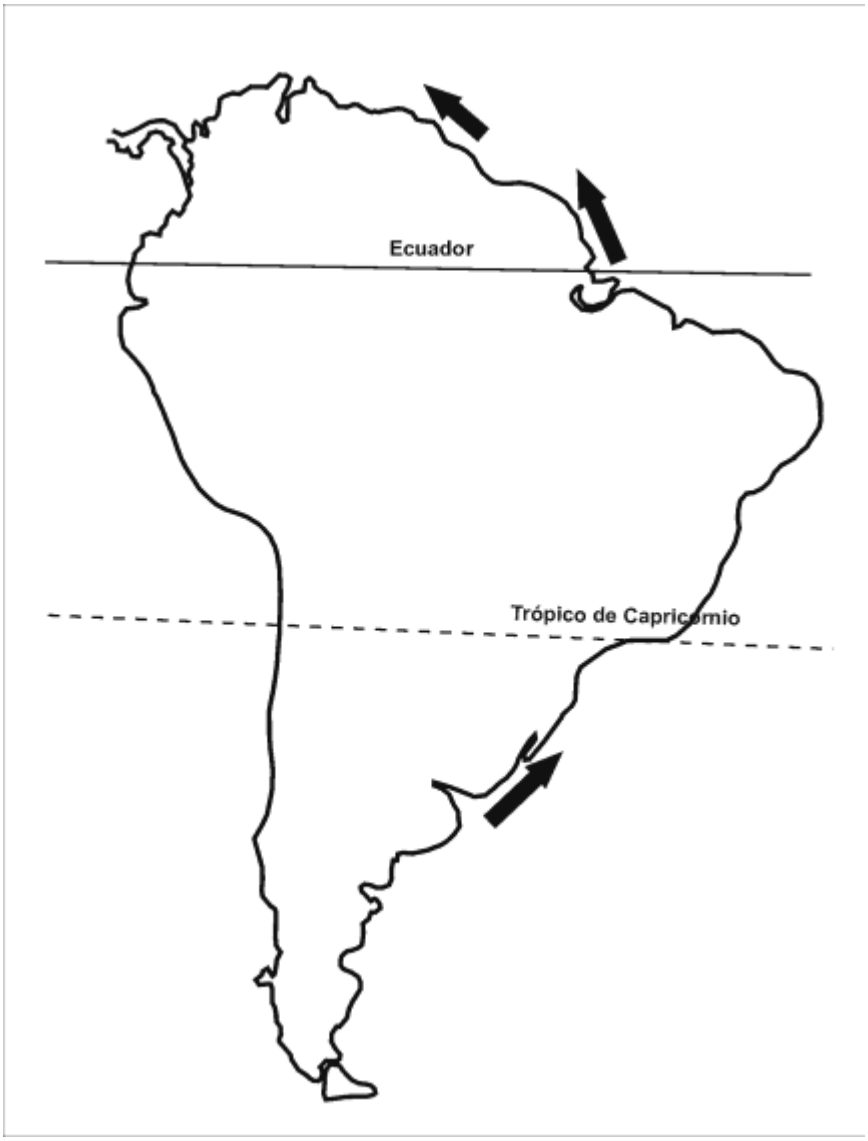
## EL ATLÁNTICO SUR

El Atlántico Sur forma parte del Océano global, que cubre más del 70 % de la superficie terrestre. Se trata de un sistema sumamente complejo cuya dinámica principal tiende a compensar los desequilibrios de temperatura y salinidad que se producen por calentamiento/irradiación y evaporación/aportes fluviales en sus diferentes partes. El mecanismo que funciona para ello es el llamado "Corredor Oceánico de Transporte Termohalino" (Oceanic Conveyor Belt of Termohaline Circulation) (Fig. 1).



La circulación termohalina de los océanos es un sistema termodinámico que funciona a escala muy grande y es activada por sutiles diferencias en densidad producidas por distintas salinidades y temperaturas de las masas de agua; dicha circulación interconecta todas las aguas del océano mundial. El hielo antártico produce agua fría de fondo por derretimiento directo y disgregación de témpanos que giran continuamente entre las latitudes de 50 y 70* Sur. El agua superficial salada y caliente que alcanza las altas latitudes del Atlántico Norte en invierno se enfría en invierno y se hunde a grandes profundidades. El proceso se conoce como "formación de agua profunda". Desde allí comienza un flujo hacia el sur hasta que se une al agua fría recientemente formada alrededor de la Antártida (de mayor volumen que la primera). Parte de esa masa de agua de fondo migra hacia el norte en los océanos Pacífico,
Atlántico e Índico; esas masas tienen zonas de "surgencia" (upwelling) en los océanos Índico y Pacífico, enriquecidas en nutrientes y anhidrído carbónico. Un ciclo completo del Corredor Oceánico de Trasporte Termohalino demora unos mil años (Baliño et al., 2000). Esto significa que si (por ejemplo) se produce un enfriamiento en la Antártida en algún momento, dicho enfriamiento va a demorar mil años en llegar a todo el planeta; lo mismo ocurrirá con un calentamiento en las regiones ecuatoriales.

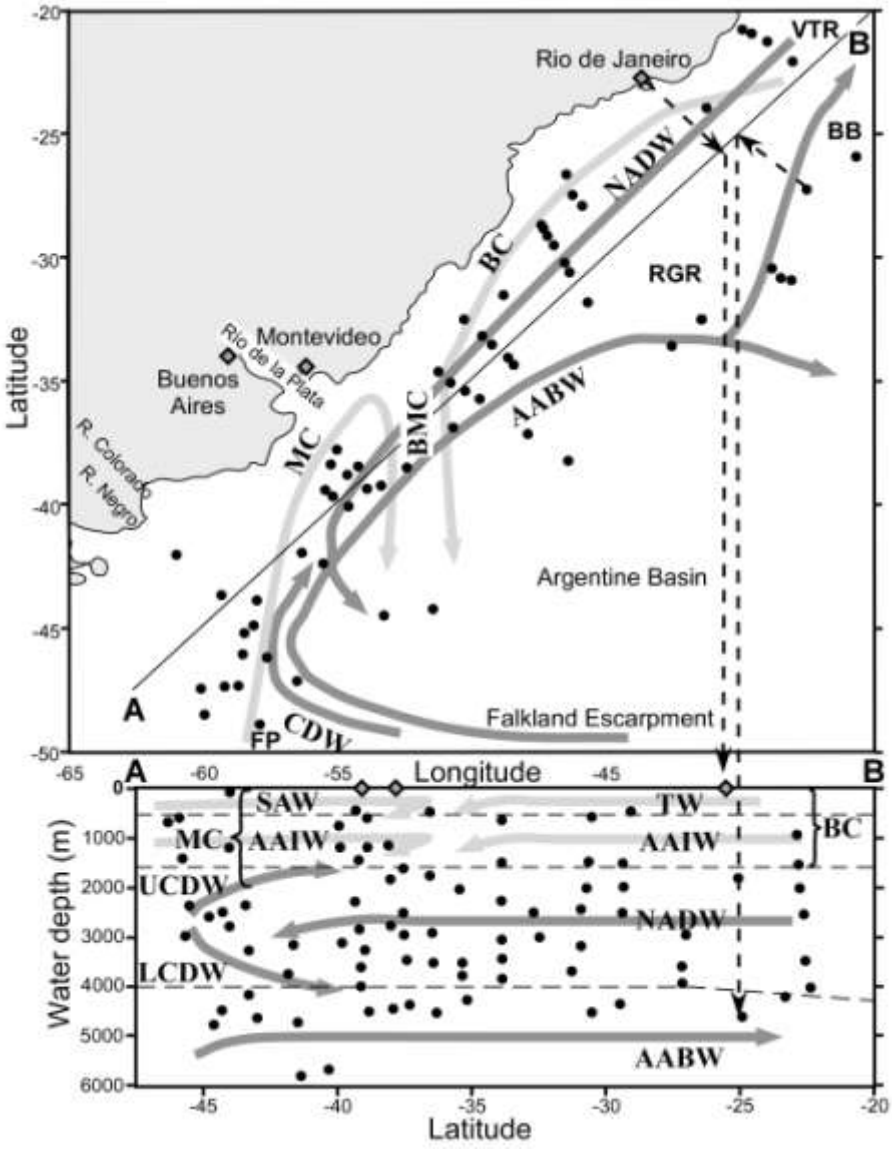
Ahora bien, el Atlántico Sur tiene realmente una identidad geográfica y topográfica que lo separan del Atlántico Norte. Existe una tendencia general de transporte de las cargas sedimentarias de los ríos sudamericanos hacia el norte (Fig. 2) (Iriondo, 19xxx). La cordillera oceánica Vitória-Trinidade (con dirección este-oeste algo al norte de Río de Janeiro) bloquea cualquier influencia amazónica al sur del paralelo de 20 grados y el predominio de la caolinita en los minerales arcillosos de la plataforma sudamericana; constituye el límite norte del Atlántico Sur. El límite sur del mismo está marcado por las islas de los Estados-Banco Burdwood- Georgias-volcanes submarinos diversos, que lo separan del Mar del Sur, caracterizado por la circulación periantártica y donde no se puede separar el océano Atlántico del Pacífico o del Índico.




14 - 2

Reduciéndonos a una zona “local” del Atlántico Sur, se debe considerar la plataforma continental, el talud y las áreas oceánica aledañas de 4000 a 5000 metros de profundidad (denominadas “cuenca argentina” en la literatura oceanográfica internacional). En ese volumen existen y actúan (Fig. 3):

- El Agua de Fondo del Atlántico Sur ((AABW por sus siglas en inglés).
- El Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW).
- La Corriente Intermedia (MC).
- La Corriente de Fondo (BC).



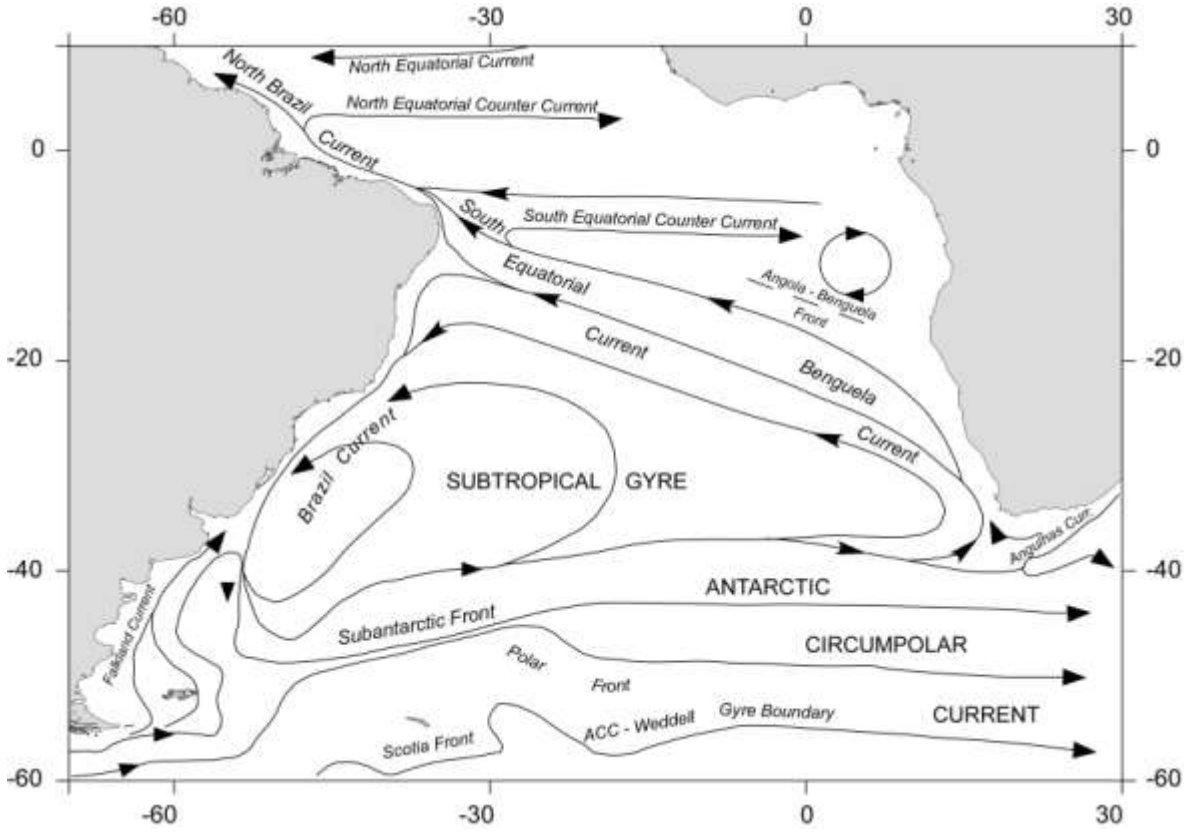

3

Se trata de enormes masas de agua de cientos a más de mil metros de espesor y cientos a miles de metros de ancho (compare el lector con el río Salado, por ejemplo). Utilizando marcadores geoquímicos y granulométricos, Frenz et al. (2004) estudiaron el talud continental entre las latitudes de 20*S y 50*S (desde la plataforma eterna e incluyendo parte de las profundidades abisales). Determinaron que la composición de los sedimentos es bastante diversa, concluyendo que las diferencias se deben a distintas condiciones climáticas y geográficas en el continente y a fuertes modificaciones producidas por la circulación oceánica.

En los últimos cientos de años se produjo la sedimentación de elevados porcentajes de carbonato de calcio entre 2000 y 4000 metros de profundidad, atribuible a la presencia de la NADW hasta la latitud de 48*S (desde allí esa masa de agua abandona el talud y fluye hacia el este). Debajo de 4000 metros el carbonato falta casi completamente, lo que indica la posición de la interfase NADW/AABW y marca simultáneamente la profundidad de la lisoclina en el área. También se distinguen las posiciones de las masas de agua AAIW y UCDW.

En general, los datos granulométricos revelan claros contrastes entre sedimentos de grano fino provenientes del noreste y sedimentos de grano grueso originados en el sudeste; la transición entre ambas modas está localizada a la longitud de 53* W. La acumulación de sedimentos ocurre en tres sistemas: El de granulometría más gruesa se observa frente a la boca del Río de la Plata; se trata de una lengua que baja en forma directa hasta la profundidad de 4000 metros. Un segundo sistema, dominantemente limoso, se acumula en un corredor localizado entre los 52 y los 54* W (Río Grande do Sul y este de Uruguay) en combinación con alta acumulación de carbono orgánico y baja acumulación de carbonatos; esto se debe a la incorporación de la carga de sedimento en suspensión aportada por el Río de la Plata en la MC y la posterior mezcla en otras masas de agua (BC y BMC), o sea es un sistema más oceánico que el anterior. El tercer sistema sedimentario es limo arcilloso y está dominado por la dinámica de la AABW (agua de fondo de origen antártico). En algunos puntos el talud brasileño está cortado por canales de corrientes de turbidez. Todo este esquema es válido para la actualidad y los últimos cientos de años; se entiende que anteriormente (hypsithermal y UMG especialmente) la distribución de las masas de agua fue necesariamente diferente.

Todo esto circula (Fig. 4): El litoral argentino está localizado en la zona de influencia de la Corriente Circumpolar Antártica y del Giro Subtropical (Schulte et al., 2004). El Giro Subtropical es bastante conocido; está compuesto por la Corriente Ecuatorial, la Corriente de Brasil y la de Benguela a lo largo de África del Sur. La CCA está compuesta por tres masas bien definidas, caracterizadas internamente por temperatura y salinidad homogéneas, separadas por discontinuidades llamadas “frentes”, donde aparecen las variaciones bien marcadas. Así se definieron: el Frente de Scotia, que la separa del Giro de Weddel (un sistema antártico cerrado que se congela en invierno); el Frente Polar, a los 50* de latitud Sur; el Frente Subantártico a los 45*S; y el Frente Subtropical a los 40*S que la separa del Giro Subtropical. Aproximadamente 500 kilómetros de ancho cada una de ellas. La CCA gira permanentemente de oeste a este, arrastrada por los Vientos del Oeste, de circulación planetaria. Frente a la Argentina el Frente Subantártico forma un bucle de casi 1000 kilómetros hacia el norte por influencia de la Corriente de las Malvinas, llegando hasta frente a Mar del Plata.

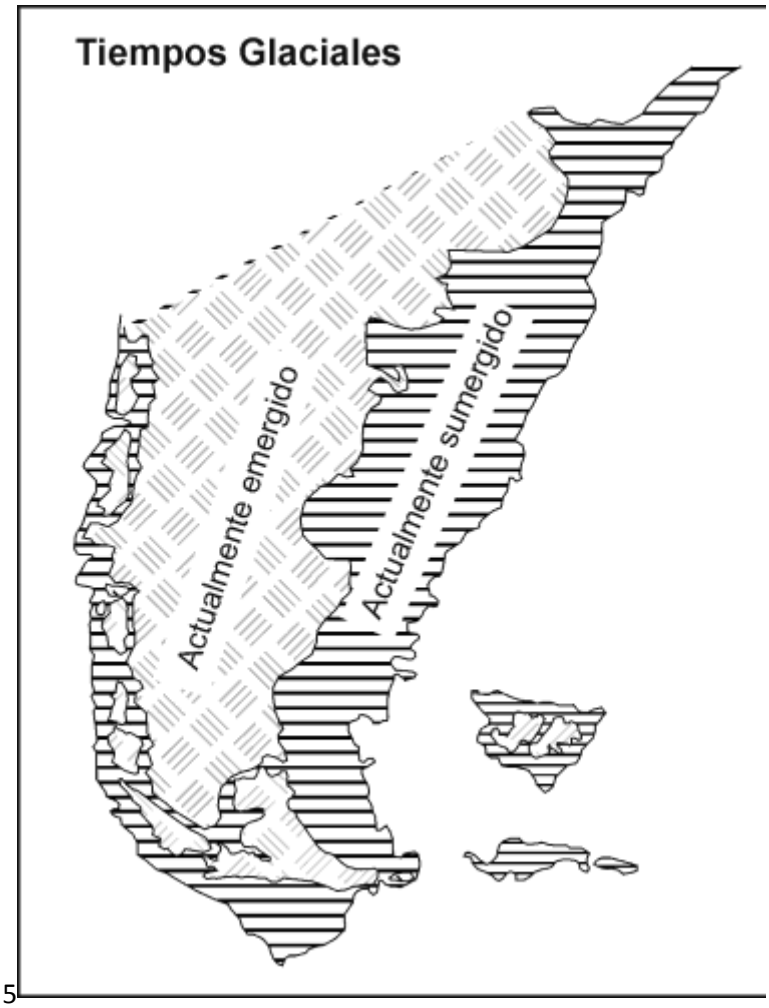



4

El gran cambio del límite Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio – Existe evidencia provista por foraminíferos bentónicos que un importante cambio en el régimen de circulación ocurrió en el Atlántico Sur alrededor de 700 ka A.P., es decir en la transición entre el Pleistoceno inferior y el Pleistoceno medio (Peterson y Lohman, 1982). En esa época se produjo un aumento considerable y rápido del caudal de la Corriente de Fondo (BC), mientras que la NADW no parece haber sido afectada. Se trata de un cambio mayor, que se sobreimpone a las respuestas rápidas del océano a los ciclos glacial/interglacial (mil años de adaptación global según las estimaciones actuales).

LA PLATAFORMA

Se denomina Plataforma Continental a la región de corteza continental sumergida en el océano; su superficie se extiende hasta los 200 metros de profundidad, más o menos, con irregularidades menores. La plataforma argentina es una de las más anchas del mundo y abarca entre 940.000 y 990.000 Km2 con el nivel del mar actual. Durante las glaciaciones, su superficie disminuyó considerablemente; en el máximo del Último Máximo Glacial tenía menos de la cuarta parte que en la actualidad (Petit-Maire et al., 2000) (Fig. 5), pues el nivel del mar bajó 125 metros.




5

La geomorfología y sedimentos de la superficie de la Plataforma están principalmente influidos por la dinámica actual y por los procesos ocurridos durante el último máximo deglacial. Sobresalen en esta región la influencia del Río de la Plata y el desarrollo de albuferas en los actuales golfos patagónicos (San Jorge, San Matías) durante el Holoceno inferior. Urien y Martins (1978) publicaron el mapa de la composición granulométrica de los sedimentos superficiales, de la que obtuvieron un esquema geológico general (Fig. 12). Dichos autores separaron en la memoria explicativa cinco sectores: 1) Río Grande do Sul. 2) Uruguay. 3) Buenos Aires. 4) Patagonia. 5) Tierra del Fuego. La arena predomina en todo el sistema, con variaciones interesantes.

Uruguay – En esta región los sedimentos provenientes del Río de la Plata imprimen a la plataforma interna una textura predominantemente limo arcillosa, formando “pozos de barro” que se extienden hasta Río Grande do Sul. Esos sedimentos finos cubren paleocanales y albuferas, y también paleocauces del Río de la Plata del Holoceno inferior. En la plataforma

intermedia se encuentra arena con material conchífero, en cuerpos alargados; se trata de antiguas líneas de costa. La plataforma exterior está cubierta con barros.

Plataforma bonaerense – Está formada casi exclusivamente por arena con características variables. La plataforma interna presenta una superficie irregular producida por la existencia de cordones de playa, dunas y escalones erosivos. Frente al Río de la Plata se encuentra una línea de costa de tipo "barrera" a 40 metros de profundidad, de edad Holoceno inferior (Urien y Mouzo, 1968); forma un cuerpo saliente de forma alargada a las líneas batimétricas, es rico en arena biodetrítica y conchas enteras y fragmentadas. Parker y Violante (1992) la dividen en Terraza Rioplatense y Plataforma Exterior.

La Terraza Rioplatense es sinónimo de Plataforma Continental Interior en esta zona. Abarca la franja sumergida desde el frente de costa hasta el pie de un escalón ubicado a 70 metros de profundidad, con un punto de flexura a los -30 m. Su borde oriental mantiene un rumbo noreste-suroeste. Se aproxima sensiblemente a la costa en el sur, frente a Mar del Plata, y en el norte, frente a Punta del Este. La terraza está cortada por el paleocauce del Rio de la Plata (Canal Oriental). (Fig. 10). Sobre este nivel yacen unidades geomorfológicas de menor orden: Alto marítimo, Banco La Plata, Restinga de los Pescadores, Sistema de Bancos Alineados, Canal Oriental y otras. (ver Parker y Violante, 1992).

La Plataforma Exterior es una superficie ondulada y suavemente inclinada hacia el sureste, labrada en sedimentos del Plio-Pleistoceno y cubierta por un manto discontinuo y poco espeso de arenas holocenas. Su borde interior no es recto, sino que en el mismo se insinúan entradas o rampas de bajo gradiente topográfico que suben hasta la escarpa que la separa de la Terraza Rioplatense, y que se diluyen progresivamente hacia el norte.

Parker y Violante establecieron un esquema estratigráfico y evolutivo detallado en la publicación citada, que incluye a la plataforma continental en relación con el Río de la Plata y la llanura costera bonaerense (Fig. 9). Utilizan el término "aloformación" en un sentido similar a lo que el autor de este volumen llamaría "grupo". Las unidades estratigráficas definidas por Parker y Violante en la plataforma son:

- Aloformación Banco Punta Médanos Exterior. Es un manto arenoso extendido en la plataforma y que trepa aun hasta las playas, resultantre del aparato costero de mar abierto como consecuencia del retroceso de la línea de costa iniciado durante el evento transgresivo y que se manifiesta aun hoy en día. Son arenas medianas a finas castaño amarillentas con conchilla, inconsolidadas. La unidad muestra en partes características morfológicas de bancos alineados o playas paralelas. Tiene 2 a 3 metros de espesor.

- Aloformación Pozo No. 8. Atravesada en una perforación en la estancia San José de las Chilcas. Corresponde al último aparato costero de playas de barreras y lagunas desarrollado durante la transgresión holocena en la plataforma bonaerense, que quedó preservado como tal en el registro geológico. Son arenas de granulometría variable, de finas a gruesas con predominio de las medianas, de color castaño amarillento, con gravas

abundantes y restos de bivalvos. Se intercalan capas con rodados y restos bioclásticos en matriz arenosa. El sedimento es inconsolidado, con frecuentes intercalaciones de arenas cementadas con carbonato de calcio que conforman niveles muy litificados, denominados “beach rocks”. Los autores definen ¨facies¨ (que en nuestro criterio serían formaciones o miembros): Pinamar (arenas medianas castaño amarillento); La Victoria (arcillas verde grisáceas); Destacamento Río Salado (descrita como formación por Fidalgo et al.); Arenas arcillosas Pardas (color castaño, incluye conchillas y toscas); Cañadón Grande (arenas y arcillas verde amarillentas).

- Aloformación Pozo No. 17. Corresponde a un aparato costero regresivo. Fue utilizado por Parker (1979) con el carácter de formación. La localidad tipo corresponde a una perforación realizada en el Puesto Viuda de Venner, cerca de Mar de Ajó. Está compuesta por varias facies: Mar de Ajó (arenas medianas limpias con grava y conchillas); La Ernestina (arcillas verdes); Miembro Salada Grande (arenas finas y limos castaño amarillentos); Miembro Las Chilcas (arcillas limoarenosas grises); Estancia La Fe (mantos arenosos); Chenier General Lavalle (conchillas en matriz arenoarcillosa); La Diana (gravas de conchillas); Punta Médanos (arenas finas castaño amarillentas).

En la Bahía Blanca y otros lugares similares domina localmente el sedimento fino. En el talud continental frente al río Colorado se ha desarrollado un cañón submarino de gran tamaño (Petit-Maire et al., 1999).

Patagonia – En la Patagonia norte (Río Negro y Chubut) la plataforma está caracterizada por una variedad de sedimentos, porque en la parte intermedia y externa predomina la arena, mientras que en la interna a una cobertura areno limosa y limo arcilloso. En los golfos Nuevo y San José la arena es el sedimento dominante, aunque junto a la costa se asocia a rodados y bloques riolíticos, junto con limo de origen tobáceo (del mismo tipo que compone los sedimentos terciarios costeros). En esa zona el aporte fluvial es insignificante; los sedimentos finos existentes están relacionados con climas más húmedos del Holoceno inferior o del Pleistoceno. En el talud frente al río Negro se encuentra un cañón submarino algo menor que el del río Colorado.

El golfo de San Matías está ocupado por 50 metros de espesor de arcilla limosa y está separado de la plataforma adyacente por un umbral cubierto por arena rica en material conchífero y rodados riolíticos, que se interpretan como un antiguo cordón litoral cerrando una albufera (el actual golfo). Al norte de la península Valdéz y en la costa sur de Río Negro predominan los sedimentos gruesos. En la plataforma intermedia, se encuentra una antigua línea de playa de 130 Km de extensión, compuesta por arena mezclada con conchas. Frente a los ríos Negro, Colorado y otros también aparecen cuerpos alargados paralelos a la batimetría, que e interpretan como líneas de barrera y deltas sumergidos (Urien y Martins, op. cit.).

En la Patagonia sur (Santa Cruz-Islas Malvinas) la plataforma continental alcanza su mayor extensión y su menor gradiente. Un 50 % del material superficial es arena, con material

biodetrítico y rodados subordinados. La batimetría forma un gran abanico de canales sumergidos, que a los 100 metros de profundidad aparece bordeado por una extensa faja de rodados y material bioclástico mezclado con arena. La arena es mediana a fina y está compuesta por plagioclasas, fragmentos líticos y bajo contenido de pesados. Entre 100 y 200 metros de profundidad la superficie está formada por conchas fracturadas mezcladas con rodados de basalto. En el golfo San Jorge existe una depresión de casi 150 metros de profundidad, con desnivel de 50 metros por debajo de la profundidad media de la plataforma; el sedimento predominante en esa área es el limo arcilloso y está rodeado mar afuera por sedimento más grueso, en un sistema similar al de San Matías. El archipiélago de las Malvinas es el tope emergente de un bloque cuadrado bien definido, de 200 millas de lado.

Tierra del Fuego está caracterizada por una faja de limo arcilloso en la plataforma interna, y rodados y bloques de probable origen glacial fuera del cabo Vírgenes. La topografía en esta zona es bastante irregular y en general abrupta, formada por fiordos (el mayor de los cuales es el Estrecho de Magallanes). En esta región sobresale la presencia del Banco Burwood, una superficie de 50.000 Km2 de extensión que quedó emergida durante el Último Máximo Glacial (y seguramente también durante la GGP), formando una isla mayor que el actual archipiélago de las Malvinas (Petit-Maire et al., op. cit.).

## EL COMPLEJO LITORAL EN LA DESEMBOCADURA DEL RIO PARANA

El río Paraná mide unos 4000 kilómetros de longitud; su cuenca alcanza 2.600.000 $Km^2$

de superficie, abarcando varias regiones con características geológicas y climáticas bien diferenciadas. El Escudo Brasileño y la Cordillera de Los Andes son dos sistemas geológicos contrastados que resultan factores importantes en la sedimentología de la cuenca. La influencia de éstos es principalmente indirecta en la actualidad: las áreas de escudo y cordillera forman solamente el 15 % de la cuenca actual (Iriondo, 1988). Sin embargo, las características fundamentales del escudo se conservan en las provincias carbonífera y Jurásico-cretácica de la cuenca.

La cuenca inferior del Paraná sufrió importantes cambios durante el Cuaternario. Durante los períodos húmedos la mayor parte de la Cordillera y áreas pampeanas

formaron una cuenca fluvial independiente, que desembocaba en el Atlántico a la latitud de la provincia de Buenos Aires. El río Paraná también cambió de posición varias veces durante el último millón de años por procesos de avulsión, generando varias

llanuras aluviales paralelas de orientación norte-sur. La más joven de éstas cruzaba la provincia de Corrientes (formando la depresión del Iberá) y se extiende aguas abajo hacia el sur paralela a la actual llanura aluvial hasta la ciudad de Santa Fe; fue abandonada en el Holoceno y no ha sido cubierta por sedimentos loéssicos. La relación entre los ríos Paraná y Uruguay es particularmente interesante. Ambos colectores confluyeron unos 600-700 km aguas arriba del Río de la Plata por lo menos dos veces durante el Pleistoceno, formando un amplio cauce con grandes meandros (Iriondo y Krohling, en prensa).

La desembocadura del Paraná en el océano Atlántico migró a diferentes posiciones durante el Plioceno y el Pleistoceno, principalmente hacia el borde de la cuenca del Salado, dentro de la provincia de Buenos Aires. En una época todavía indeterminada, pero que se estima dentro del Pleistoceno superior, el tramo inferior del Paraná fue dirigida a la depresión tectónica ocupada hoy por el Río de la Plata.

Este capítulo reporta la dinámica holocena del segmento inferior del Paraná, que resulta en una síntesis de influencias geológicas y climáticas de diferentes regiones de esta cuenca de dimensiones continentales, combinadas con la dinámica del Atlántico Sur. El esquema general no es simple: los cambios climáticos tuvieron sentido opuesto en San Pablo y en el Altiplano boliviano y Puna argentina durante el Holoceno y Pleistoceno superior (Iriondo, 1999).La mayor parte de la descarga de agua es originada en la región tropical húmeda del noreste de la cuenca. Los Andes y el Chaco, en el oeste, contribuyen con un porcentaje modesto de agua, pero proveen la mayor parte de los sedimentos suspendidos. La región pampeana contribuye con una considerable proporción de sales disueltas mediante varios tributarios menores y por surgencia directa de agua subterránea en la llanura aluvial (Iriondo, 2000).

La zona de desembocadura del río Paraná en el Río de la Plata está formada por varias unidades que se desarrollaron durante la ingresión marina del Holoceno medio. Todo ese sistema estuvo vinculado a la dinámica de este río durante esa época, pero actualmente un sector considerable del mismo (entre el 25 y el 30%) vuelca sus aguas en el río Uruguay, debido a un suave basculamiento ocurrido en los últimos dos a tres mil años.

La descarga media anual del Paraná, durante el siglo XX, fue de 16.000 $m^3/s$, con picos de hasta 60.000 $m^3/s$(Soldano, 1947). La descarga anual de sedimentos en suspensión en el océano Atlántico es estimada en alrededor de 200 millones de toneladas, con una composición granulométrica dominada por partículas y agregados de tamaño limo. Esos agregados son flóculos de coloides y arcillas; después de dispersos en

el laboratorio, la composición del sedimento resulta en 40% de arcilla, 25% de coloides y 35% de partículas monominerales de limo. En este aspecto llama la atención el gran volumen de coloides en el sistema. El sedimento transportado por arrastre en el fondo se calcula en 10 millones de toneladas por año, aunque este valor debe ser tomado solo como indicativo, pues el error de cálculo puede ser grande. En el período anual junio 2003/mayo 2004 se midió una concentración media de 93,56 mg/l de sales disueltas a la altura de Paraná , lo que resulta en una decarga de 47 millones de toneladas, entre cuatro y cinco veces más que el transporte de arena.

El Paraná y el Uruguay desembocan en un amplio complejo litoral desarrollado en el área interna del Río de la Plata, que estrictamente descrito es un profundo golfo que ocupa la superficie de un bloque tectónico hundido. El sector emergido de este complejo, que es que se describe en esta contribución, pertenece solo parcialmente a la provincia de Buenos Aires (aproximadamente un tercio) y el resto a Entre Ríos. El límite entre ambas provincias corre por el cauce principal del ssistema, llamado Paraná Guazú. De todas maneras, se hace necesario describirlo en su totalidad, como sistema natural.

La mayor parte del sedimento en el complejo fue aportado por el Paraná (Iriondo y Scotta, 1978). Los depósitos litorales ocupan un área de 13.500 km² con una longitud de 300 km. Durante la fase de máximo nivel del mar las corrientes marinas circularon en sentido horario dentro del golfo, resultando en la acumulación de sedimentos a lo largo de la costa noreste (cerca del río Uruguay). En consecuencia, se formó un cordón litoral que encerró una albufera. Dentro de la albufera los afluentes menores del norte comenzaron a construir deltas, mientras que los afluentes de la costa suroeste en la provincia de Buenos Aires desarrollaron amplios estuarios. Durante la regresión subsiguiente se formó una serie de playas regresivas; en una fase estuárica posterior se generó una llanura de mareas de cerca de 150 km de largo. La fase actual está caracterizada por tres unidades geomorfológicas: 1) una faja de bancos y meandros a lo largo de los cauces principales del Paraná. 2) una planicie de meandros finos generada por distributarios menores en la zona superior. 3) un delta progradante en el Río de la Plata cuyo frente llega hasta casi la barranca uruguaya (Fig 1). El espesor promedio del complejo litoral se estima en 40 metros (Bonfils, 1962); este valor coincide con el espesor del relleno de la llanura aluvial a la altura de Santa Fe, 300 km aguas arriba. El río Uruguay se une al Paraná dentro del complejo litoral. Este río reproduce en menor escala la historia holocena del Paraná (Iriondo y Krohling, 2002). También, la composición sedimentaria de los sedimentos holocenos en el subsuelo (Iriondo, 1985) sugiere que la ingresión tuvo una historia realmente compleja.

La dinámica de este sistema es muy activa en la actualidad. Todo el complejo litoral es enteramente inundado durante las grandes crecientes del Paraná, que ocurren cada varios años. Las crecidas mayores del Uruguay producen inundaciones parciales en el área oriental del complejo, cubriendo una faja de barrizales y playas y el área frontal del delta del Paraná. Las crecidas mayores del río Gualeguay cubren la albufera y un sector de las playas durante varios meses. Sin embargo, el factor de inundación más importante es la “sudestada”, viento del sudeste que provoca la elevación del nivel del agua hasta 2,5

m por sobre el terreno. Las áreas afectadas son el delta, las playas de regresión y la albufera. Las mareas tienen alrededor de 1 m de amplitud normal en el delta, cubriendo amplias extensiones diariamente. Aguas arriba, la amplitud de mareas decrece gradualmente hasta llegar a valores imperceptibles en Rosario, en el ápice del complejo litoral. En el río Uruguay la marea es perceptible hasta Concepción del Uruguay.

También es notable la acción morfogenética del viento en la actualidad. Los vientos del S y SO deflacionan el cordón litoral formando dunas de varios metros de altura en algunos lugares, que migran hacia dentro de la albufera, avanzando hacia el norte con alturas de hasta 12 y 15 m en Puerto Arizmendi y otros lugares; sin embargo la mayor parte de estos campos de dunas tienen sólo entre 1 y 1,5 m de altura, cubriendo parcialmente alambrados y árboles vivos. El frente de los mismos es irregular, con corredores de deflación y pequeñas formas erosivas. Hay algunos indicadores de que el período actual de deflación no ha sido el único en la historia holocena del complejo litoral. Por ejemplo, en el área de la estancia Sol de Mayo la superficie general del terreno es superior a 10 msnm, considerablemente mayor que la general; muy probablemente ese caso es el resultado de la disipación de un antiguo campo de dunas, ocurrida en el Holoceno superior.

Las unidades geomorfológicas definidas en el complejo se describen a continuación en el orden cronológico en que se formaron (Iriondo y Scotta, 1978; Iriondo, 2004):

### a) Llanura aluvial pleistocena del Río Paraná

La llanura aluvial pleistocena está caracterizada por una gran cantidad de lagunas redondeadas y elípticas, pantanos y bañados, cortados por cauces pequeños adventicios. Actualmente forman un sistema producido por una historia compleja que comprende (en sucesión) una fase húmeda durante la formación de la planicie, un pe´riodo seco caracterizado por erosión eólica y deflación de las depresiones, y finalmente una tercera fase húmeda con formación de cauces adventicios. Estos son tortuosos, estrechos y bordeados por albardones; su origen es aun incierto. Actualmente, los cauces son activos solamente al comienzo y al final de las crecientes. Las aguas de inundación cubren todo el sistema, su movimiento es sumamente lento por la muy escasa pendiente y el efecto de frenado producido por elementos morfológicos relativamente elevados (albardones, etc.).

Básicamente, esta unidad es el resultado de una larga evolución bajo dinámica de inundación, es decir, sin la participación del cauce del río: cuando un área queda protegida de la influencia de cauces activos por albardones grandes y bien desarrollados, la misma está sujeta solamente al efecto de las crecientes. Las crecientes del Paraná inferior son muy lentas (el agua subre solamente algunos

centímetros por día) y transportan sedimentos finos en suspensión, principalmente arcillas y coloides. El efecto neto es un suavizamiento del relieve local. La vegetación, actuando como filtro, contribuye a la fijación de los sedimentos. Adicionalmente, el viento actuando sobre cuerpos de agua cerrados, genera una dinámica de cuerpos leníticos, la cual (aunque no sea intensa) suaviza las formas irregulares heredadas, lo mismo que las profundidades de lagunas y pantanos, y marca orillas bien definidas. Dichos procesos se intensifican cuando la región es sometida a períodos de sequías y climas áridos.

Dos áreas de esta unidad aparecen en la zona mapeada (Fig. 1). La mayor de éstas es rectangular; está localizada al oeste del delta del Nogoyá, adyacente a la barranca norte del complejo. Tiene 70 km de longitud y un ancho medio de 15 km. Mide unos 1000 kilómetros cuadrados. Está caracterizada por un gran número de lagunas permanentes de diferentes tamaños. Los mayores varían entre 20 y 150 km², los menores entre 0,5 y 3 km². Esta área está atravesada por un distributario activo del cauce principal (el riacho Victoria). Dicho distributario no desarrolla actividad morfogenética propia en su tramo superior, funcionando como solamente de una línea de drenaje entre lagunas; por el contrario, en su tramo inferior ha desarrolado meandros bien formados.

La segunda área ocupa el rincón noroeste del complejo litoral. Mide 35 km de longitud norte-sur y tiene ancho variable, en promedio 8,5 km. Su superficie es de 250 km² y está caracterizada por lagunas y cuerpos de agua más pequeños, con áreas entre 1 y 2,5 km2. Esta área no está drenada por cauces activos.

## *b)* El cordón litoral

El cordón litoral se formó durante la fase de máximo nivel del mar de la ingresión por adosamiento de fajas menores (Fig. 2 ). Una vez establecido el nivel máximo, la dinámica litoral distribuyó la carga de arena aportada por el Paraná en la costa noreste a lo largo de una distancia de más de 220 km, hasta la desembocadura del río Gualeguaychú en el golfo que hoy es el río de la Plata. El primer segmento de la unidad, desde la antigua boca del Paraná hasta el río Nogoyá (65 km de distancia), es un complejo de crestas adosadas con ancho variable, entre 200 y 700 m, que bordea la llanura aluvial pleistocena. Desde ese punto hacia el este la unidad es un típico cordón litoral desarrollado en el interior del golfo, fuera de la costa original, a una distancia entre 6 y 30 km mar adentro. El ancho del cordón es variable, con valores mayores observados en áreas donde la deflación actual ha formado dunas, que migran hacia el norte dentro de la laguna. En los lugares donde el cordón no ha sufrido alteración tiene un ancho raramente mayor a 400 m.

El cordón está compuesto por una secuencia de fajas de arena adosadas, cada una de las cuales tiene varios cientos de metros de longitud y entre 10 y 100 m de ancho. Las bermas son relativamente estrechas e irregulares, con depresiones intercaladas amplias y planas (con profundidades de 1,5 m y menores). La altura típica del cordón sobre la planicie vecina es de 2 a 3 m. La granulometría de la arena que lo forma es variable, predominando arena fina. Mas del 90% de la arena está compuesto por cuarzo.

Varios segmentos pueden ser definidos en el cordón. Cerca del río Gualeguay, está bien marcado en el paisaje a lo largo de 6 km. Tiene un ancho de 200 a 300 m y el tope está a 6 m por encima del nivel actual del mar (3 m por encima del nivel general de la planicie). El cordón está compuesta alli por arena media a gruesa. Este sector fue generado por corrientes litorales locales con dirección contraria al rumbo general de la deriva sedimentaria (SO-NE). Dicho patrón está marcado por varios ganchos litorales en la paleocosta cerca de la estancia La Calera. Los ganchos son pequeños (con 50 m de longitud) y 100 de ancho. Están compuestos por arena fina limpia, con abundantes fragmentos de bivalvos. El cordón se bifurca en el extremo sudeste del área.

El segmento siguiente tiene 15 km de longitud y una forma bastante irregular, con 100 a 400 m de ancho. Está caracterizado por numerosos ganchos paralelos; esas geoformas son relativamente grandes, con 2.500 a 3.500 m de largo. Está cruzado por un pequeño cauce moderno, el riacho La Calerita, que drena una porción pequeña del delta del Gualeguay. Sobre ambas márgenes de dicho canal el viento formó sendos campos de dunas; el mayor de ellos tiene 9 km de largo y hasta 1 km de ancho, el otro tiene un área de aproximadamente la mitad de ese tamaño.

Hacia el sudeste continúa un segmento de 24 km de longitud, con ancho variable de 200 a 300 m. La altura es muy modesta en la primera parte (4 a 5 msnm). Varios canales de marea cruzan el cordón; el mayor de ellos lleva el nombre de arroyo San Agustín. Su red fluvial actual drena un importante sector del delta del Gualeguay. El cordón es más alto y más ancho en la segunda mitad del sector, desde Puesto Dutra hasta la ruta nac. 12. A la altura de Puesto Ramos su ancho alcanza los 600 m. No se registra deflación en ese sector. Un canal de marea bien preservado en esa área (el arroyo El Gallego) tiene dimensiones originales de 16 m de ancho y 2 m de profundidad. El cordón está formado allí por cuatro fajas paralelas con relieve interno de 1 a 1,5 m. Las bermas están localizadas a distancias de 30 a 100 m entre sí. El microrelieve es variable, está en el orden de los 30 cm y es formado por depresiones cerradas y pequeñas lomas elípticas. Este es más visible en las depresiones que sobre las bermas, que son bastante planas. La altura del cordón sobre las playas de regresión vecinas es de más de 3 m. La arena es fina a muy fina en el sector. El sector siguiente tiene sólo 2 km de longjtud e incluye el pequeño pueblo de Médanos, donde la arena ha sido completamente deflacionada. El ancho original allí fue de alrededor de 1 km.

Varios campos de dunas han sido generados por deflación del cordón litoral, muy probablemente como resultado de actividad antrópica.

### *c)* La albufera *(lagoon)*

El desarrollo del cordón litoral formó una albufera o laguna litoral hacia el norte. Esta fue posteriomente rellenada en forma parcial por los deltas de los arroyos Nogoyá y Clé y por la faja fluvial del Gualeguay, restando dos áreas de albufera hacia el final de la ingresión holocena. Una de ellas está localizada al este de la llanura aluvial del Gualeguay. Tiene forma elíptica con 65 km de largo y 30 km de ancho. La segunda forma un rectángulo de 25 km de largo y 15 km de ancho al oeste del delta del arroyo Clé. El área mayor está formada por tres zonas bien diferenciadas: a) una rampa de 6 a 7 km de longitud que forma una muy suave pendiente hacia el área central, con pequeños cauces que colectan el agua de áreas altas cercanas. b) un área central ligeramente cóncava con pendiente hacia el sur y el este, con un ancho máximo de 12 km, cubierta actualmente por amplios pantanos. c) una faja de 10 km de ancho al sur, caracterizada por numerosos canales de marea meándricos con anchos de hasta 200 m, que cruzan el cordón litoral. El gran número de canales observado hace suponer que estos no funcionaron simultáneamente, sino de acuerdo a un mecanismo de obstrucciones y aberturas alternadas de sus desembocaduras, proceso típico de cordones con abundante arena en transporte. En el área menor pueden observarse los mismos tres sectores, aunque con un área central proporcionalmente mayor; la rampa se encuentra solamente en el sector NO de la misma y tiene 2 km de largo, además allí el sector de canales de marea está escasamente definido.

En el sector mayor, la faja de canales de marea es topográficamente algo más alta que el área central. Su superficie se halla entre 5,5 y 7 m.s.n.m. Un canal de marea típico y bien preservado se encuentra atravesado por la ruta nac. 12 a 30 km de la ciudad de Gualeguay. Dicho canal tiene 0,50 m de profundidad y 200 m de ancho ; incluye ahora un cauce fluvial permanente en su parte central, con 20 a 25 m de ancho y 0,60 m de profundidad. El resto está formado por sedimentos orgánicos cubiertos por vegetación palustre. La fracción detrítica en esos depósitos está compuesta por arcillas y limos con predominio de arcilla de baja plasticidad.

### d) El Delta del Río Gualeguay

El río Gualeguay, con una longitud de 300 km y una cuenca de 20.000 km², drena el área central de la provincia de Entre Ríos. Durante la ingresión el río extendió su faja aluvial

dentro de la laguna y a través del cordón litoral hasta aguas abiertas del golfo (Fig. 3). Sus depósitos formaron allí un delta que avanzó unos 8 a 9 km dentro del mar hasta que alcanzó un perfil de equilibrio y comenzó a crecer lateralmente, resultando en un frente de 40 km de ancho. El frente de equilibrio produjo una línea de playas compleja y bien desarrollada que hacia el este se une al cordón litoral.

Actualmente el delta del Gualeguay forma un triángulo con vértice en Puerto Ruiz. Está limitado al noroeste por el pequeño delta del arroyo Clé, hacia el este por la albufera y por las playas regresivas en el resto de su perímetro. La superficie total es de 210 km². El río fluye actualmente por el borde norte del delta, en una sucesión de grandes meandros y con 100 a 200 m de ancho. A ambos lados del cauce aparecen bancos de arena laterales. Durante las crecientes el agua penetra en el delta por varios puntos de la margen izquierda; en cada uno de dichos puntos se ha formado un cauce estable e intermitente que penetra al interior de la planicie deltaica. Dichos cauces son anastomosados e irregulares; tienen varios kilómetros de largo y 20 a 40 m de ancho. Se van haciendo menos visibles aguas abajo, hasta desaparecer en la planicie dejando depósitos de derrame. Dichos cauces conducen agua en dirección contraria (es decir, hacia el cauce del Gualeguay) durante la fase de bajante de la inundación. El lecho de esos cauces intermitentes está compuesto por fango y cubierto por pajonal. Los cauces mayores son los arroyos El Pato y La Cruz. La mayor parte de la superficie del delta está formada por los derrames de esos pequeños cauces.

Un importante lóbulo de derrame fue formado dentro de ese delta por el arroyo San Agustín, ubicado en su parte oriental. El lóbulo comienza en el ápice del delta, cerca de la estancia El Destino y se extiende 14 km con una superficie total de 35 km². Otros depósitos análogos, menores o más antiguos que aquel, son menos visibles. El lóbulo del San Agustín está compuesto por sedimentos finos cohesivos. Cuando se seca aparecen en superficie eflorescencias salinas y cristales de yeso de tamaño milimétrico. Además, numerosas concreciones de óxidos de hierro están incluídas en el sedimento, la mayor parte de ellas menores a 1 cm. La interpretación de estos indicadores ambientales contradictorios es provisoriamente la siguiente: Las eflorescencias salinas son producidas por la surgencia de agua freática proveniente de las tierras altas en época actual. Por otro lado, las concreciones de hierro precipitaron durante un clima sub-reciente, bajo un clima más cálido que el presente. La teoría general establece que el hierro es movilizado masivamente con temperaturas anuales de 20ºC o mayores, o sea a partir de 2°C más que hoy en día.

La composición sedimentológica del delta del Gualeguay es compleja. Aguas abajo de Puerto Ruiz el sedimento varía entre limo arcilloso y arena arcillosa. Un albardón con 200 a 300 m de ancho y 1,5 m de alto se ha desarrollado en ese sector del río. El fondo de los cauces locales de derrame en ese sector está compuesto por arena limpia, indicando condiciones de mayor energía que en el caso general. Los cauces de derrame

mayores en esa área tienen 200 a 300 m de ancho en el corte del albardón y 60 a 80 m de ancho varios kilómetros aguas abajo. La profundidad varía de 1,5 m en la primera parte a 0,5 m en el final. Aguas abajo el albardón está compuesto por limo conteniendo aproximadamente 20% de arena fina. El área de la estancia La Calera está dominada por una morfología de ganchos litorales con barreales intermedios (limo de baja plasticidad conteniendo 10 a 15 % de arena cuarzosa fina). El relieve del delta del Gualeguay es extremadamente bajo, varía entre 4,6 y 4,9 m.s.n.m. en casi toda su superficie. Muy escasas áreas superan los 5 msnm. Las crecientes del Gualeguay desbordan actualmente hacia el río Uruguay, o sea que fluyen con un ángulo de 90 grados con respecto a la pendiente de la época de formación de su delta .

## e) Las playas de regresión (*beach ridges*)

En la fase de retroceso del mar, amplias áreas costeras emergían. Este proceso fue complementado con el aporte de grandes cantidades de arena del río Paraná. Los trenes de olas, circulando en dirección horaria, distribuyeron la arena a lo largo de la costa a niveles sucesivamente más bajos. Este proceso resultó en una sucesión de playas adosadas o separadas por barreales constituyendo un sistema de playas de regresión (*beach ridges; Figs. 2 y 3*).

El área de playas de regresión en esta región es particularmente amplia y compleja debido al gran volumen de arena aportado por el Paraná. La descarga actual de arena en el río es estimada en alrededor de 20 millones de toneladas/año. Durante la formación de estas playas (alrededor de 4.000 años A.P.) la descarga fue probablemente similar si se considera que el clima de la cuenca era húmedo. Durante esa época la desembocadura del Paraná estaba localizada cerca de Rosario, unos 250 km aguas arriba que en la actualidad.

Las playas individuales son en general discontinuas, de 4 a 8 km de largo con valores extremos de 20 km. El ancho típico oscila entre 100 y 200 m, con casos excepcionales de 300 m. El sector caracterizado por la mayor concentración de playas se extiende desde Ceibas hasta la estancia La Matrera, donde están adosadas directamente o separadas por barreales estrechos. El relieve interno de la unidad varía entre 0,50 y 1,30 m. La arena es fina y bien seleccionada y compuesta por granos de cuarzo. Los barrizales intercalados están formados por arena muy fina de color gris con manchas ferruginosas, débilmente laminada; se destaca un mineral micáceo en placas menores de 1 mm, probablemente correspondientes a caolinita autigénica (Iriondo y Krohling, 2003).

En el sector adyacente al delta del Gualeguay, las playas son más cortas y más angostas (2 a 3 km de largo y 50 a 100 m de ancho). Las distancias entre playas son mayores (alrededor de 1 km). Los barrizales están cruzados allí por numerosos canales de marea. El espesor de los cuerpos arenosos oscila entre 1 y 1,3 m. La topografía de esta unidad muestra una inclinación general NO-SE, desde 3 m.s.n.m. cerca de Gualeguay con 2,8 a 2,6 m.s.n.m. hasta 1,7-1,4 m.s.n.m. cerca de Ceibas.

### *f)* El gran bajío *(the big shoal)*

Al sur del delta del Gualeguay se formó durante la ingresión marina un gran bajío provocado por una topografía heredada que quedó cubierta por una escasa profundidad de agua. Durante la época de formación de las playas de regresión, las irregularidades del fondo povocaban la difracción de los trenes de olas. Dicho proceso resultó en la generación de varios depósitos de arena en forma de arco de gran tamaño, que actualmente alcanzan varios metros de altura por sobre el relieve heredado (Fig. 2).

El mayor de ellos es el arco de Ibicuy, con 35 km de largo y 1 a 3 km de ancho. Está formado por un complejo de barras adosadas, depresiones y dunas eólicas. La barra mayor está ocupada por la villa Paranacito y varias estancias; la localidad principal del área (Ibicuy) está ubicada una faja lateral caracterizada por numerosos ganchos de arena. La elevación de la barra mayor es de 8 a 10 m.s.n.m. El nivel de la faja lateral es de 5 a 6 m.s.n.m.

La superficie general del arco es bastante plana y resulta un poco difícil de explicar la considerable altura de este elemento geomorfológico. La hipótesis más probable es que la arena de la playa original haya sido deflacionada formándose dunas de varios metros de altura que fueron posteriormente disipadas por procesos pluviales. Posiblemente ocurrió más de un ciclo de este tipo. La hipótesis está apoyada por la existencia de bolsones de arbustos semi-descompuestos, enterrados erráticamente en la arena. De acuerdo con la forma del arco, el agente principal de transporte de arena en el área fue el viento del sudeste. En el interior del arco principal se han depositado fajas de arena menores de varios kilómetros de longitud y 300 a 500 m de ancho. Dichas fajas no han sido deflacionadas; su elevación por sobre los barrizales es de sólo 1,5 m. El área central rodeada por este arco está formada por loess de la F. Tezanos Pinto, sin cobertura alguna de sedimentos de la ingresión marina, lo que indica que esa área formó una isla. Por otro lado, resulta notable la referencia de Cavalotto (*com.pers*.) sobre el hallazgo de sedimentos marinos en ese sector.

Junto a la isla el bajío produjo una neta difracción de los trenes de ondas, resultando en una distribución en abanico de numerosos bancos de arena cortos y bajos. El ápice del abanico está localizado cerca de la estación de ferrocarril de Paranacito. El diámetro del mismo tiene una longitud de 15 a 20 km, alcanzando al río Paranacito en su borde. Los bancos de arena miden entre 700 m y 2 km de largo y alrededor de 100 m de ancho. Las distancias entre las sucesivas líneas de bancos son de varios cientos de metros, raramente 1 km. El espesor de los bancos oscila entre 1,20 y 1,40 m; tienen perfil transvesal convexo con amplios topes planos. La composición sedimentaria de estos bancos está dominada por arena fina mal seleccionada que contiene hasta 10% de arena media y 3% de finos.

Los barrizales intercalados están atravesados perpendicularmente por una densa red de canales de marea, resultando en un patrón de drenaje rectangular. Dicho patrón indica un equilibrio entre la acción del oleaje durante el ascenso de la marea y el efecto de la marea durante la bajante. Varios arcos menores se extienden hacia el noroeste; el más importante de los cuales, localizado en la estancia San Juan, forma una elipse de 8 km de largo y 4 km de ancho.

## g) La zona distal con cheniers

La zona distal representa una fase avanzada de la regresión holocena, durante la cual una dinámica de mareas dominaba el área. Los elementos litorales más importantes allí son barrizales y canales de marea, con cheniers subordinados. Los canales de marea forman una densa red, con colectores someros y anchos (400 a 600 m). La pendiente original fue NE-SO; actualmente dichas redes hidrográficas están ocupadas por pequeños ríos locales como el Paranacito, el Grande, el Sagastume y otros. El punto importante aquí es que fluyen en sentido O-E, marcando un basculamiento regional reciente (< 4.000 años).

El perfil sedimentario de la zona distal está caracterizado por un contacto discordante con la arena basal. El relieve del contacto es de 40 m, una magnitud importante para la región.

## h) La planicie de mareas

Esta planicie está compuesta por sedimentos depositados en el ambiente estuárico que apareció despues de la fase alta de la ingresión. Es una extensa unidad, con 150 km de longitud, lo que permite suponer que las corrientes de marea desarrollaban altas velocidades y una gran energía morfogenética. La sedimentación fue homogénea en toda el área, con canales de marea principales, subparalelos, formados por segmentos rectos y ángulos bien definidos. Cada canal principal desarrolló una red de tributarios de hasta el 3º orden manteniendo el mismo patrón: las confluencias ocurren predominantemente a ángulos rectos. Actualmente la unidad está sujeta a dinámica fluvial dominada por las aguas del Paraná que fluyen parcialmente dentro de la red de canales de marea, modificándolos en algunos lugares.

### i) La faja actual de bancos y meandros del Paraná

La faja de bancos y meandros es una unidad sedimentaria y geomorfológica desarrollada en el presente y época sub-reciente por los cauces principales del Paraná mediante la sedimentación de su carga de fondo formada por arena fina. La faja de bancos está generada por la yuxtaposición de bancos elípticos en el cauce en la fase final de las crecientes. Durante la bajante que sigue los bancos son ocupados por especies arbóreas colonizadoras (sauce y aliso), que forman una eficiente trampa para acumular sedimentos arrastrados y suspendidos en las crecientes subsecuentes. Eventualmente, un banco se transforma en isla estable mediante agradación vertical. La yuxtaposición irregular de islas y bancos forma finalmente una planicie baja, frecuentemente inundada, con lagunas y pantanos irregulares (Iriondo, 1972). Esta unidad geomorfológica se forma en cauces anastomosados, y es el componente más frecuente de la faja de bancos y meandros.

En los cauces meándricos, aparecen depósitos largos, estrechos y curvados en la orilla interna (espiras de meandro) generados por flujo helicoidal. El cauce principal del Paraná tiene un segmento meándrico a la altura de San Nicolás. La faja de bancos y meandros tiene 2,5 a 8,5 km de ancho en la parte superior del complejo litoral, desapareciendo en algunos trechos. Está compuesta principalmente por bancos y numerosas islas elípticas de 3,5 a 15 km de longitud. Frente a Villa Constitución el cauce se bifurca, generando una zona de intensa migración, con meandros abandonados, espiras y bancos de arena.

## j) El delta del Paraná

Es un clásico cuerpo deltaico de forma triangular, construído por el avance frontal del Paraná en el Río de la Plata. Está caracterizado por amplios canales con albardones bien desarrollados. Varios de estos desembocan en el tramo final del río Uruguay. El avance subacuático de los albardones en el Río de la Plata forma islas con bordes relativamente altos y una depresión central ocupada por una laguna o pantano. El Paraná descarga la mayor parte de su carga sedimentaria de fondo en el frente deltaico. Las mareas, con una amplitud media de 1 m, son un agente morfológico significativo sobre el delta.

Esta unidad tiene 85 a 90 km de longitud (3.500 km² de superficie). La corriente se distribuye en dos grandes brazos en el ápice del delta: el Paraná de las Palmas y el Paraná Guazú. El brazo sur está representado por un canal recto, mientras que el brazo norte sufre sucesivas divisiones desembocando en la parte final del río Uruguay. La agradación deltaica ha reducido al Uruguay inferior a ¼ de su ancho normal en ese punto. De acuerdo con documentos cartográficos, el frente del delta ha avanzado en un promedio de 70 m/año desde 1818 (Soldano, 1947).

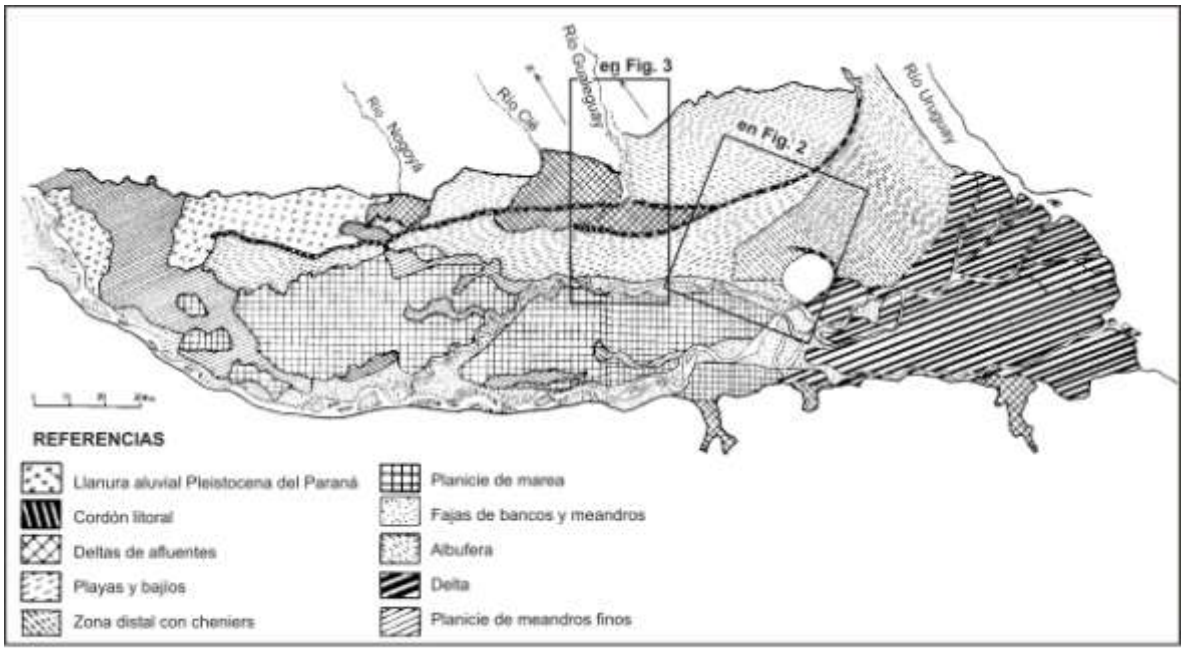



Fig. 1 - Mapa del complejo litoral en la boca del Río Paraná.

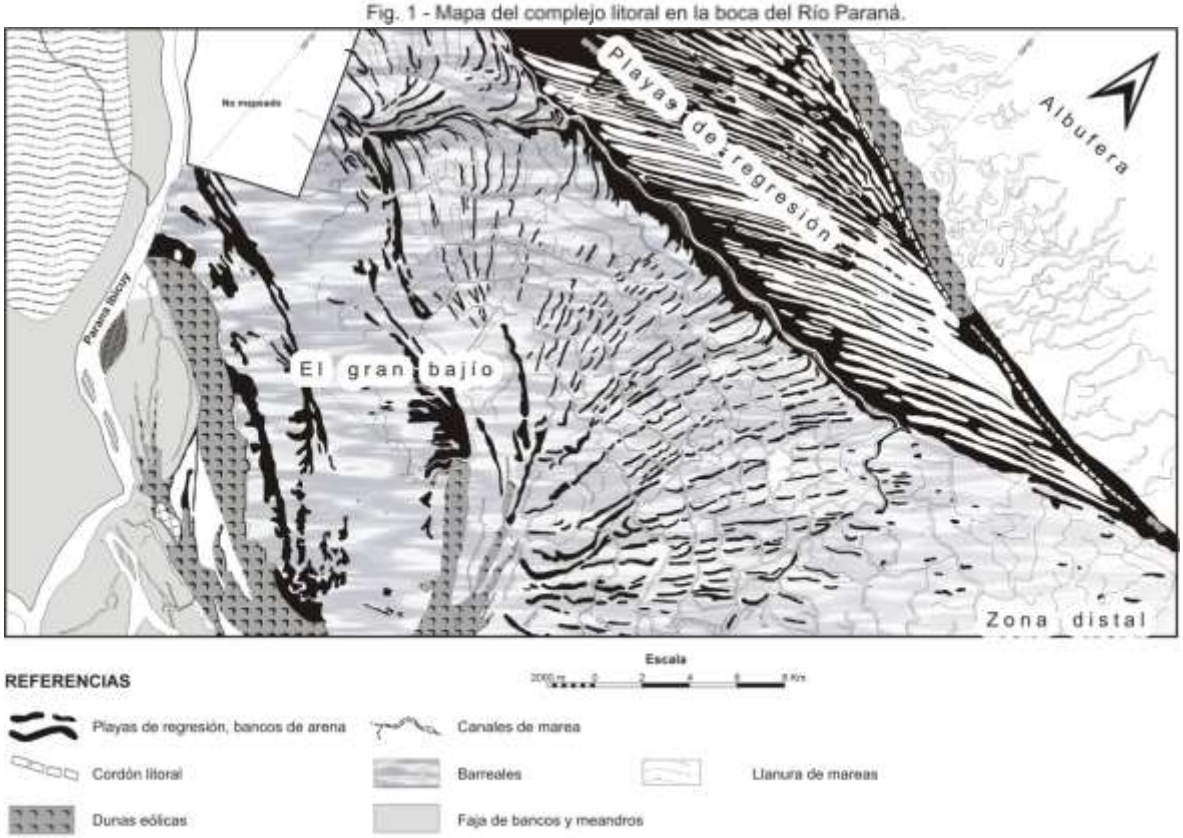



Fig. 2 - Detalle del área central con el gran bajío y playas de regresión (beach ridges)

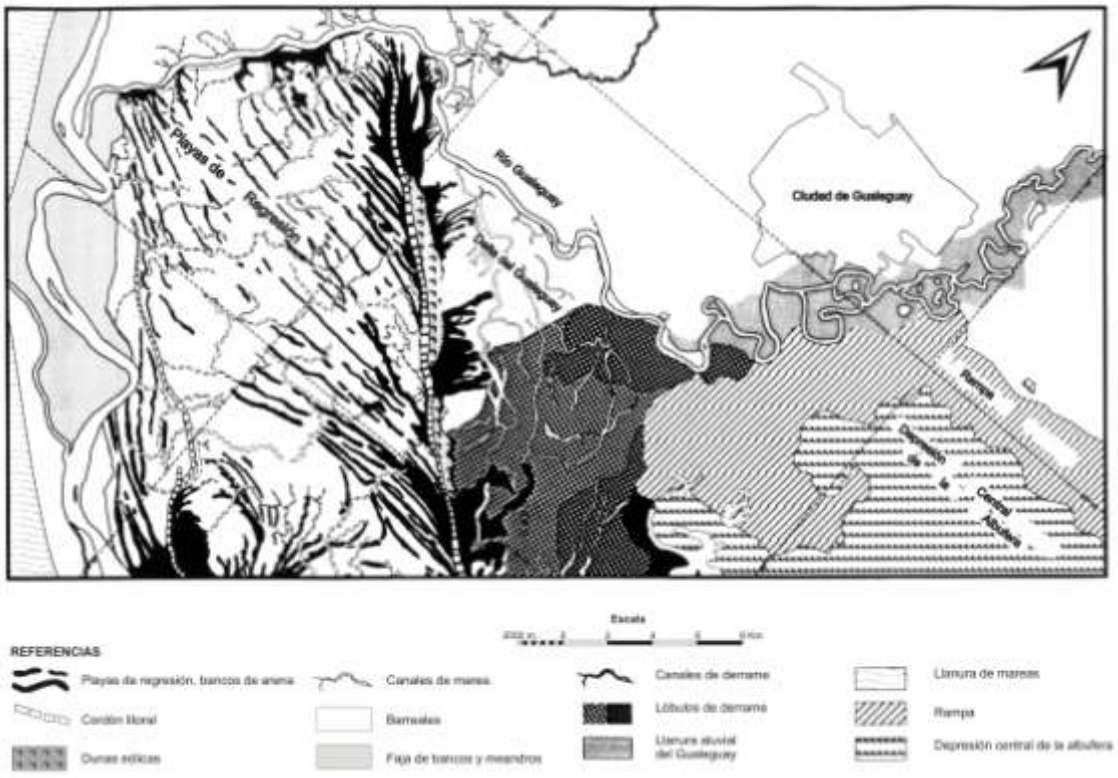



Fig. 3 - Detalle del área central con el delta del Gualeguay y albufera.

RÍO DE LA PLATA

El Río de la Plata es un profundo golfo de origen tectónico ocupado actualmente por agua dulce proveniente de los ríos Paraná y Uruguay, pero que conserva en gran medida morfología y dinámica litorales. Su condición actual es transitoria en alto grado. Durante el Último Máximo Glacial su cauce era normal (no más ancho que el Paraná actual) y atravesaba las plataformas interna e intermedia, desembocando en la plataforma exterior a 125 metros por debajo del nivel actual. Su arena se derramaba en las planicies abisales del Atlántico. En el Holoceno fue ocupado en su totalidad por el agua marina, que llegó hasta Rosario y Concepción del Uruguay.

Parker y Violante (1992) publicaron el mapa geomorfológico del lecho del Río de la Plata (Fig. 10), al que denominan “Terraza Rioplatense”, en el que figuran varias unidades: Canal Oriental (paleocauce del Río de la Plata en el UMG); Alto Marítimo; Banco La Plata; Restinga de los Pescadores; Sistema de Bancos Alineados; Canal Oriental; Umbral de Samborombón; y Canal Marítimo entre varias otras. Estos autores consideran todo el sistema en su conjunto, incluyendo el estuario hasta la línea Punta del Este-Mar del Plata.

Alto Marítimo : Es un relieve positivo formado por sedimentos pre-holocenos que constituye la extensión subácuea de Punta Piedras. Incluye los bancos Rouen, Arquímedes e Inglés.

Banco La Plata : Es un bando de rumbo noreste de más de 70 kilómetros de largo y 20 Km de ancho, constituido por arenas no consolidadas. Tiene un relieve relativo máximo de 12 metros en

su flanco noroccidental. Es un relicto de una línea de islas de barrera (Urien y Mouzo, 1968). Su edad es Holoceno inferior.

Restinga de los Pescadores : Constituye un relieve positivo alargado en dirección NE-SO a lo largo de la isobata de 30 m. Su máxima expresión se encuentra a la latitud de Mar del Plata, donde se manifiesta como un cordón de conchillas semiconsolidadas con 4 a 5 m de relieve relativo, que limita a la Terraza Rioplatense por el ESE. El borde oriental de la restinga está limitado por un talud de 40-50 m de altura, que indica el comienzo de la plataforma intermedia.

Sistema de Bancos Alineados : Se extiende a lo largo de la costa desde San Clemente hasta Mar Chiquita. Constituye una zona de bancos arenosos no consolidados, que alcanza un ancho máximo de 25 Km en Punta Médanos. Edad: Holoceno inferior.

Canal Oriental : Es el valle fluvial sumergido del Río de la Plata, labrado durante etapas interglaciales cuaternarias, que se continúa en los Pozos de Fango frente a las costas de Brasil.

Umbral de Samborombón : Es un relieve positivo conformado con sedimentos del Pleistoceno, localizado en el interior de la bahía de Samborombón.

Canal Marítimo : Se encuentra limitado por el Alto Marítimo al este, la Plataforma Deltaica al noroeste, y el Umbral de Samborombón/zona costera al oeste. Es un rasgo que no se encuentra en equilibrio (Parker y Violante, op.cit.).

Además de los elementos y unidades geomorfológicas anteriores, se debe mencionar que el cañón sumergido del río Uruguay (Iriondo y Kröhling, 2008) entra en el Río de la Plata varias decenas de kilómetros, pasando entre la isla Martín García y San Isidro y desapareciendo aguas abajo. Es una enorme “zanja” de 1 a 2 kilómetros de ancho y más de 15 metros de profundidad relativa que comienza en el Alto Uruguay y continúa sin interrupciones hasta el centro del Río de la Plata.

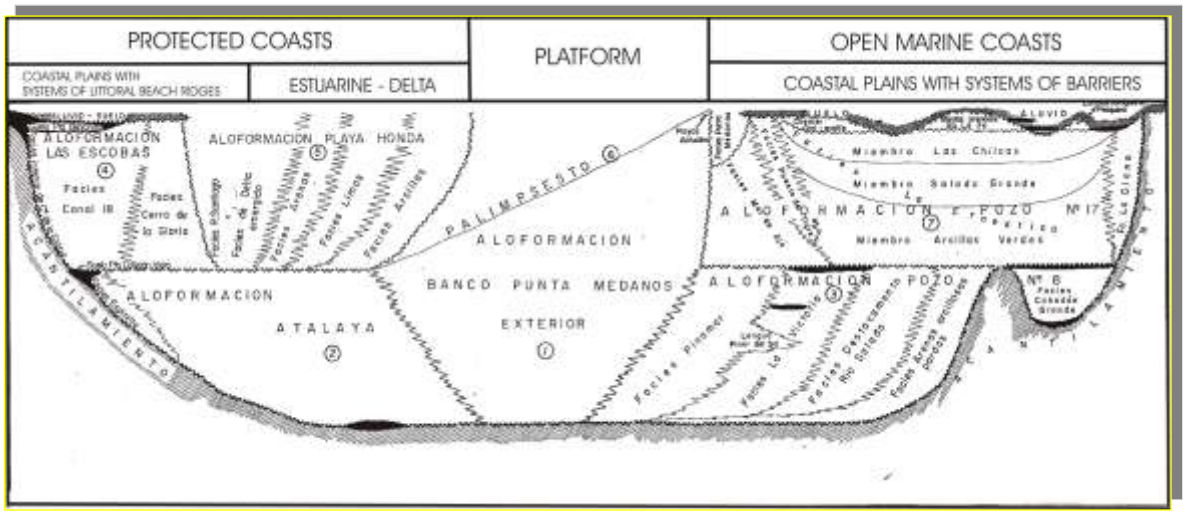
Las conclusiones de Parker y Violante son las siguientes:

1) En la región en consideración, el paquete sedimentario holoceno conforma una típica Secuencia Depositacional de áreas costeras, vinculadas a una plataforma de un margen continental pasivo, influido por la presencia de un importante sistema fluvial. Está compuesto por Sistemas Depositacionales constituidos por asociaciones de facies o litosomas, representativos de los siguientes ambientes sedimentarios: costas protegidas (llanuras costeras, estuario y delta); costas abiertas (llanuras costeras con sistemas de barrera); y plataforma interior e intermedia.
2) La Secuencia evolucionó por la interacción de diversos factores: glacioeustáticos, tectónicos, morfológicos, litológicos y dinámicos.
3) La Secuencia Depositacional es consecuencia de un único evento marino que tuvo las siguientes características: a) Una etapa transgresiva inicial de ascenso rápido del nivel del mar entre 18/20.000 años A.P. y 7.000 años A.P. b) Una etapa de transgresión lenta entre

7.000 y 6.000 años A.P. c) Una etapa final de regresión acompañada de fuerte progradación costera entre 6.000 años A.P. y la actualidad.

4) La discordancia que separa a los registros sedimentarios del Holoceno de los infrayacentes del Pleistoceno es tiempo-transgresiva, porque se desarrolló durante todo el tiempo que duró la transgresión holocena. Abarca, por lo tanto, el lapso comprendido entre los 18/20 ka. A.P. en la plataforma exterior, y los 6 ka. A.P. en las partes continentales más interiores (Rosario, Concepción del Uruguay) afectadas por la transgresión.

La isla Martín García – Esta isla es un pequeño sector de basamento, de pocos kilómetros cuadrados de extensión, que emerge en el interior del Río de la Plata. Se han conservado en ella cuatro (o tres) formaciones sedimentarias cuaternarias, cuyas relaciones estratigráficas no son completamente claras (González y Ravizza, 1987). A) La más antigua es una coquina fuertemente cementada por carbonato de calcio, color amarillo, que se apoya sobre una plataforma de abrasión labrada en el Complejo Ígneo-Metamórfico; lateralmente pasa a limos, sábulos de cuarzo y ágatas, de color castaño claro. Se le atribuye edad EI5, o sea Último Interglacial. B) Limos y limos arenosos castaño claros, con concreciones de tosca. Se trata de la formación Tezanos Pinto, del UMG. C) Un depósito estuárico atribuido a una hipotética "Transgresión Interestadial" del Pleistoceno superior. D) Depósitos holocenos yaciendo en discordancia erosiva sobre la Unidad B; están compuestos por gravas gruesas con litoclastos de metamorfitas, alternando hacia arriba con arena y conteniendo abundantes valvas de moluscos oligohalinos. Fueron datados en 5800 +- 120 y 5740 +- 130 años A.P. mediante radiocarbono.




LITORAL ATLÁNTICO BONAERENSE

El litoral atlántico bonaerense está formado por tres ambientes diferentes: 1) La Bahía de Samborombón y tierras bajas asociadas, que fue anegada durante la ingresión holocena. 2) La faja de acantilados y playas que comienza en Mar Chiquita y alcanza hasta el río Sauce Grande, sometida a dinámica de oleaje. 3) Los deltas del río Colorado (incluyendo la Bahía Blanca) al sur del paralelo de 39* S. Aclaremos que este esquema está fundado en una visión "terrestre", de colegas que trabajan en la orilla del mar, y que se contrapone (y superpone constructivamente) con la visión de Parker y asociados, que miran al sistema desde el mar hacia el continente. Sin dudas, la opción de Parker es más racional y científica, pero la inmensa mayoría de nosotros está obligada a optar por la otra, debido a obvias limitaciones operativas. O sea que el lector encontrará superposiciones en este capítulo.

El Belgranense -De la misma manera que el resto de la Faja Costera, el litoral bonaerense ha sido afectado principalmente por la ingresión holocena, cuya morfología y sedimentos aparecen bien preservados. Una ingresión anterior, correspondiente al deshielo del Último Interglacial, se conoce en Argentina desde Ameghino. Sus depósitos suelen aparecen en perforaciones en cotas más altas que las del equivalente holoceno, debido a que el nivel del mar alcanzó alturas de +6 m con respecto al nivel actual. Isla et al. (2007) determinaron diferentes facies en esta formación: depósitos estuáricos transgresivos (Claromecó, Centinela del Mar); playas de alta energía (Claromecó); y dunas costeras (Centinela del Mar). Además, se han registrado plataformas de abrasión en el bajo Uruguay (Iriondo y Kröhling, 2008) y coquinas cementadas en Martín García González y Ravizza (1987). Conviene notar aquí que la edad absoluta obtenida por el método U/Th para este depósito en Claromecó fue de 93,5 +- 3,5 ka A.P., que corresponde al Estadio Isotópico 5a. Valores similares aparecen para el Último Interglacial en Argentina en diferentes depósitos y aplicando distintos métodos (OSL, TL). Que resultan diferentes a la edad de 120 ka A.P. que se acepta corrientemente en Europa.

Guida y González (1984) mencionan al Belgranense en el sur de Entre Ríos hasta la altura de Irazusta unos 40 kilómetros al norte del complejo litoral holoceno, en cotas algo inferiores a +10 m.s.n.m. Estos autores dataron a esa formación mediante radiocarbono, obteniendo edades algo anómalas, debido a que se supera el rango de ese método. Perfiles de perforaciones utilizadas en el Mapa Hidrogeológico de Entre Ríos confirman la existencia de sedimentos marinos en esa latitud (Santi, 2009).

Samborombón y tierras bajas – Se extiende desde Punta Piedras (35* 30'S) hasta el cabo Corrientes (38*S). Fue cubierto por el mar durante la ingresión hypsithermal del Holoceno medio. Está actualmente a escasa altura sobre el nivel del mar y sometida a la dinámica de mareas del estuario. Está incluido parcialmente en el estudio de Parker y Violante; por otra parte, Fidalgo et al. (1973) describieron las ingresiones marinas cuaternarias aflorantes y localizadas en el subsuelo cercano; se trata de tres formaciones geológicas de origen marino, intercaladas con otras de ambiente continental. De abajo a arriba:

Formación Pascua – Está compuesta en su parte superior por sedimentos organógenos, formados por abundantes restos de valvas de moluscos fuetemente cementados por carbonato de calcio.

Debajo aparece un sedimento arenoso, castaño rojizo, con fragmentos de valvas de moluscos muy diseminados y rodados de tosca menores de 1 cm, con finas intercalaciones arcillosas. El espesor alcanzado es de 2,50 m. Se trata de la ingresión eemiana, del Último Interglacial (alrededor de 100 ka. A.P.), conocida clásicamente en Argentina como Belgranense.

Formación Tezanos Pinto – Esta unidad fue descrita informalmente como "Formación Pampiano", con identidad local según Fidalgo (op. cit., pág. 240). Se trata de la Faja Periférica de Loess del Sistema Eólico Pampeano, Ver Caps. Pampa Norte y Pampa Sur de este volumen. Encima de la Fm Pascua está compuesto por limo arenoso de color castaño rojizo, con algo de tosca y un espesor superior a los 2 metros.

Formación Destacamento Río Salado – Se trata de un sedimento arenoso o areno limoso, de color oscuro casi negro en húmedo, pasando a gris oscuro cuando seco. En ambas márgenes de la desembocadura del río Salado está formada por sedimentos arenosos a limosos de tonalidades grisáceas a castañas, con abundantes conchillas. La edad es Pleistoceno superior (Fidalgo, 1992).

Formación Las Escobas – Compuesta por dos miembros: M. Cerro de la Gloria y M. Canal 18. El primero de ellos está compuesto por sedimentos conchiles con matriz arenosa, formando cordones muy conocidos en la región, que pertenecen a una barra costera de dirección norte-sur de la ingresión hypsithermal (Holoceno medio). El Miembro Canal 18 está formado por sedimentos arenosos que alternan con lentes y estratos limosos hasta arcillosos, de color castaño a verdoso en la parte inferior, pasando hacia arriba a castaño. Esta unidad se apoya en discordancia de erosión sobre la Fm Destacamento Río Salado y es el Platense de Ameghino y Frenguelli.

Formación La Postrera – Está constituida por sedimentos eólicos de color amarillento a gris claro, de granulometría arena muy fina limosa; suelen mostrar formas de dunas disipadas. Se trata del clásico Cordobense.

La columna estratigráfica de esa zona está coronada por "aluvio reciente", de origen tanto continental como mareal.

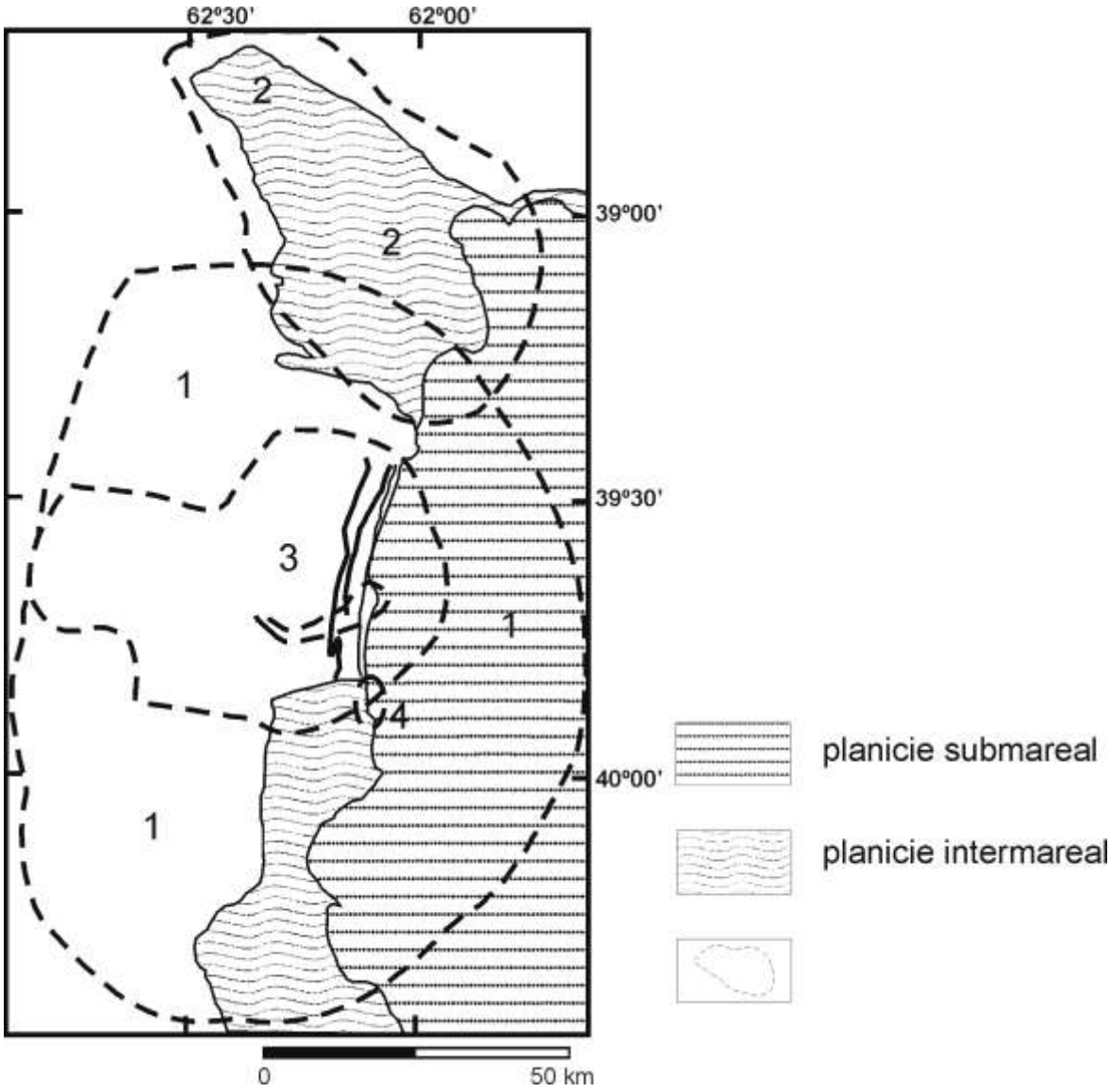
<u>La faja de acantilados y playas</u> – Desde cerca de Bahía Blanca hasta pasar Mar del Plata, la costa bonaerense está formada por altos acantilados labrados en sedimentos plio-cuaternarios y una serie discontinua de playas. La dinámica general está movilizada por la Corriente de Malvinas y corrientes costeras asociadas, con dirección suroeste-noreste. En consecuencia, existe una deriva permanente hacia el noreste de arena mineralógicamente inmadura (con abundantes plagioclasas y vidrio volcánico) originada en la destrucción de esos acantilados. Las playas se encuentran en estado dinámico y sufren modificaciones debido a cinco procesos (Bértola, 2006):

- Ciclos estacionales invierno/verano. Se pierde arena en invierno y se recupera a fines del verano.
- Tormentas marinas y continentales. Ocurren en períodos interanuales durante períodos El Niño.
- Sudestadas.

- Efectos topográficos producidos por bancos arenosos submareales, que modifican el ángulo de incidencia de las olas. Existe un brusco cambio en la batimetría en el paralelo de 38*.
- Efectos antrópicos de diverso tipo.

Los deltas del río Colorado - La faja fluvial del río Colorado representa el límite norte de la Patagonia extraandina. En su tramo final, entre las latitudes de 39* y 40* 20' (o sea entre Bahía Blanca y la isla Jabalí), ha desarrollado en el Cuaternario por lo menos cuatro deltas y un gran cañón submarino en el talud continental. Spalletti e Isla (2003) analizaron el sistema litoral (llaman "lóbulos" a lo que aquí se consideran deltas) y concluyeron:

- En el área de estudio existen por lo menos tres deltas mayores que el actual (Fig. 11). Éstos han sido retrabajados por el viento del oeste, que formaron "bajos patagónicos" y generaron dunas longitudinales.
- El delta 1 de la figura 11 es el más antiguo, la generación de la planicie deltaica corresponde a un nivel del mar más bajo que el actual y se asocia con una sobrealimentación fluvial, tanto de carga traccional como de descarga. El delta 2 se localiza en el área de la ciudad de Bahía Blanca; la contribución fluvial está prácticamente abandonada, mientras que la antigua planicie deltaica está en estado de destrucción por mareas. El delta 3 se ha formado en condiciones de menor gradiente, con desarrollo de un sistema multicanal de alta sinuosidad durante un sostenido ascenso eustático; también muestra efectos destructivos mareales y de olas.
- Tanto las fases constructivas (fluviales) como destructivas (cuencales) identificadas en los deltas 1 a 3 ponen en evidencia marcadas oscilaciones del nivel del mar.
- Por encima del nivel del mar actual se preservan cordones litorales que aparecen alineados en dirección norte-sur. Ellos reflejan la acción de sucesivos fenómenos de retrabajamiento de los deltas en playas con dinámica de oleaje, y constituyen la evidencia de una regresión durante los últimos 4000 años.
- La desembocadura del río Colorado en tiempos recientes se desarrolló con el nivel del mar estable; no obstante, el sistema es regresivo, pues los canales distributarios han cortado barreras litorales correspondientes a un nivel del mar más alto que el actual. El sector distal del río es un canal meandroso muy divagante, con predominio de carga suspensiva y de lavado; sufre colmatación por depósitos eólicos y efectos antrópicos adversos.
- La desembocadura del Colorado Nuevo es un pequeño delta de plataforma progradacional (delta 4) favorecido por la caída eustática de los últimos siglos. Su geometría lobulada se debe a un importante retrabajo por corrientes asociadas al oleaje.
- A través de las distintas disponibilidades de sedimentos documentadas por el tamaño de los deltas, se infiere que el Sistema del río Desaguadero-Curacó dejó de influir sobre el tramo inferior del río Colorado durante el Pleistoceno superior.




14 - 11

LAS TERRAZAS PATAGÓNICAS

La meseta patagónica sufre desde el Plioceno un proceso de levantamiento suave y más o menos continuo (epirogenia), lo que hace que su línea de costa esté formada en su mayor parte por acantilados de 20 a 100 metros de altura, y sometida a erosión litoral. Estudios recientes (Schillizzi et al., 2003) revelan que el retroceso de los acantilados depende de la litología y estructura de sus perfiles, que actúan de manera diferencial ante los agentes exógenos. Éstos provocan la formación de medias cañas y caídas de bloques en la base por acción del oleaje. La erosión litoral es siempre eficaz. Varios procesos intervienen en el retroceso:

a) Movimientos de partículas y bloques – Se subdividen en dos clases. La primera corresponde a la desagregación o remoción simple; suelen intervenir en ella la deflación y el rocío o "spray marino". La segunda es el derrumbe de bloques, al erosionar el mar las diaclasas de la base.
b) Movimientos en masa – Son deslizamientos por reptación o en escalera (flujos lentos) y actúan en los lugares en que el acantilado está compuesto por arena y limo con bajo grado de consolidación.
c) Movimientos complejos – Se trata de combinaciones de deslizamiento y flujo.

Al pie de los acantilados y también labrados en los mismos, se conservan antiguas líneas de costa que marca diferentes estadios del nivel de mar. Dichas líneas de costa son posteriormente elevadas junto con el resto de la masa continental, y quedan formando escalones o terrazas marinas. Feruglio (1950) determinó la existencia de seis de estas terrazas, de altura y edad decrecientes:

- Terraza I : Entre 170 y 186 metros sobre el nivel del mar.
- Terraza II : 105 – 140 m.s.n.m.
- Terraza III: 70 - 80 m.s.n.m.
- Terraza IV : 25 – 40 m.s.n.m.
- Terraza V : 15 – 18 m.s.n.m.
- Terraza VI : 8 – 10 m.s.n.m.

Las tres últimas terrazas son cuaternarias, y existen dataciones en la Terraza VI que la colocan en el Holoceno (Codignotto, 1983; Codignotto et al., 1992). Asumimos que la Terraza V corresponde al Último Interglacial y la IV a algún período indeterminado del Pleistoceno medio (en el que no se han registrado glaciaciones en Sudamérica). Las terrazas han recibido nombres formacionales en varios lugares de la costa patagónica. Los principales casos son los siguientes:

Terraza IV - Probablemente pertenece a este nivel la Formación Caleta Valdés (Haller et al., 2000). Está compuesta por conglomerados polimícticos con matriz arenosa gruesa, conformados por gravas medianas a gruesas bien redondeadas. Tiene 25 metros de potencia y fue depositada por la acción de corrientes litorales.

Terraza de Puerto Mazarredo (Feruglio, 1950). Forma cordones litorales y terrazas compuestos por arena y cascajo, en parte cementados por carbonato de calcio. Contiene fauna de moluscos de especies confinadas en el distrito fueguino-magallánico.

Terraza de Camarones (Feruglio, 1950). Bancos areniscosos y conglomerádicos, calcáreos, de color gris. Contiene moluscos marinos. Está labrada en rocas porfíricas mesozoicas y recubierta por un espeso manto de grava y cascajo continental. Aflora entre los 44 y 45*S.

Terraza V - Terraza de Bahía Sanguineto (Feruglio, 1950). Comprende un sector inferior compuesto de grava, arena y limos con abundantes restos de moluscos marinos, el que llega a 12 m.s.n.m.; un estrato de loess con fauna de mamíferos extinguidos del Pleistoceno; y un sector superior de

varios metros de potencia, que alcanza los 25 metros de altura sobre el nivel del mar, compuesto por aluviones guijarrosos (continentales) que se atribuye al UMG.

Terraza de Comodoro Rivadavia (Feruglio, 1950). Está compuesta por arena y grava de rocas porfíricas, sueltas y de estratificación irregular, que incluyen abundantes restos de valvas marinas. Forma un cordón litoral de 10 a 12 metros de espesor.

Formación Caleta Malaspina (Cionchi, 1987). Compuesta por grava fina a mediana de clastos pofiríticos, de 1 a 4 cm de diámetro, algo aplanados, subredondeados a redondeados, con matriz arenosa fina a mediana en partes limoarenosa, y con abundantes restos de conchillas en diferentes grados de conservación. Está bien estratificada en capas horizontales o levemente inclinadas, de 10 a 50 cm de espesor. Algunos están fuertemente cementados por carbonato de calcio, aunque la mayoría carece de cemento. Los depósitos de esta formación se disponen en una faja de ancho variable, entre 2 y 8 kilómetros, coincidiendo en partes con la costa actual. Forma cuerpos aislados, entre los que se interponen antiguas albuferas, afloramientos de rocas porfiríticas y aluviones. Cionchi la correlaciona con las formaciones Puerto Lobos Interior (Bayarsky y Codignotto, 1992), Baliza San Matías (Angulo et al., 1979) y Sistemas I a IV (Fasano et al., 1983).

Formación Limos Punta Asconapé (Panza e Irigoyen, 1995). Se trata de una unidad intermedia entre la Terraza V y la Terraza VI de Feruglio, pues se intercala en relaciones de discordancia (en lavase y en el techo) con ambas. Está compuesta por limolitas y areniscas finas color castaño claro, por lo general friables. Contiene fragmentos de megafósiles y un nivel con pedogénesis incipiente. Aparece en la zona de San Julián (Santa Cruz).

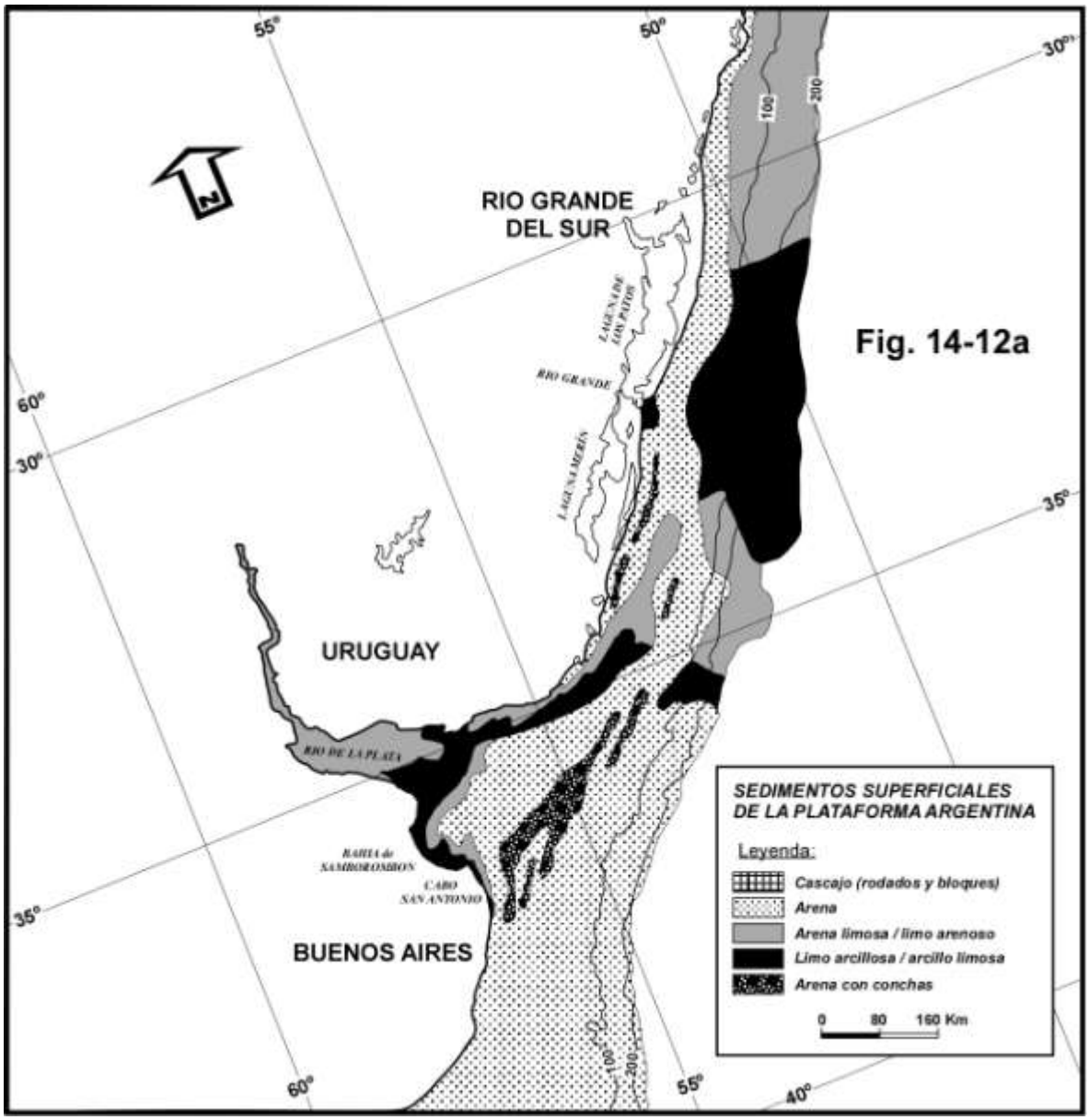
Terraza VI – Representa los depósitos litorales de la ingresión marina holocena. De acuerdo con dataciones de Codignotto et al. (1992) los niveles máximos del nivel del mar ocurrieron entre 6500 y 4000 años A.P. Se encuentra mejor preservada que las terrazas anteriores. Algunas de las unidades estudiadas son las siguientes:

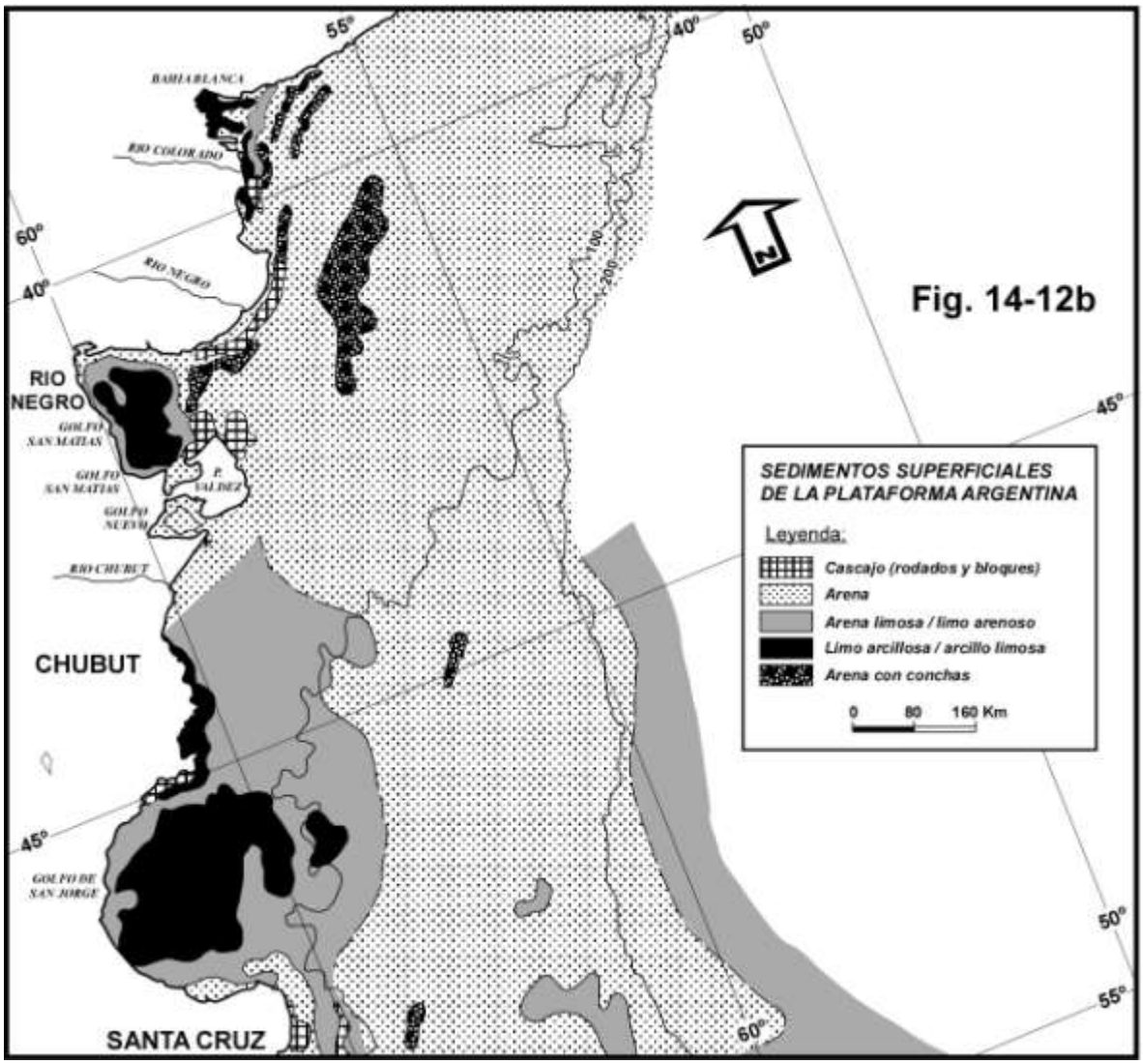
Formación Zanjón El Pinter (Cionchi, 1987). Aparece en Bahía Bustamante (Chubut), a lo largo de la costa actual; forma un escalón topográfico de 1 metro de altura que la separa de la costa actual; su diseño es lateralmente discontinuo debido a afloramientos de rocas más antiguas y también a fenómenos erosivos modernos. Está compuesta por grava mediana y rodados, con proporciones variables de arena mediana y abundantes restos de moluscos. La grava y rodados son de petrografía porfirítica de 3 a 5 cm de diámetro, excepcionalmente hasta 15 cm. El color es gris claro. Posee muy buena estratificación, definida por niveles de playa de 10 a 20 cm de espesor, pocos de ellos cementados por carbonato aunque en general son sueltos. Hacia arriba pasa en transición a niveles eólicos limoarenosos masivos. Codignotto obtuvo una edad radiocarbónica de 2880 a. A.P. en un sector de esta unidad. Cionchi la correlaciona con las formaciones Sistema V (Fasano et al., 1883), Puerto Lobos Exterior (Bayarsky y Codignotto, 1992) y San Antonio (Angulo et al., 1979).

Formación San Miguel (Haller, 1979). Gravas medianas a gruesas, con matriz de gravilla y arena gruesa, conteniendo bivalvos. La litología de los rodados incluidos corresponde a vulcanitas

mesosilícicas con distintos grados de alteración. Está escasamente consolidada. Feruglio (op. cit.) la denomina Terraza Marina de Madryn; Frenguelli la había llamado “la terraza más joven” en 1931.

Codignotto et al. (1992) analizaron las alturas relativas de la ingresión marina holocena en la costa argentina a lo largo de 3500 kilómetros. Concluyen que los máximos niveles del mar ocurrieron entre 6500 y 4000 años antes del presente. Las estimaciones de las tasas relativas de elevación varían entre 0,21 y 1,63 metros cada mil años, según las localidades, con un promedio de 0,7 m/ka. Existen claras evidencias de que las tasas máximas están ubicadas en regiones intercuenca, mientras que los segmentos con elevaciones mínimas están ubicados dentro de las cuencas geológicas atravesadas por la costa. Los autores estiman que esos valores son representativos para todo el Holoceno.




55°
40°
50°
BAHIA BLANCA
RIO COLORADO
60°
40°
RIO NEGRO
100
200
Fig. 14-12b
RIO NEGRO
GOLFO SAN MATIAS
GOLFO SAN MATIAS
P. VALDEZ
GOLFO NUEVO
RIO CHUBUT
45°
SEDIMENTOS SUPERFICIALES DE LA PLATAFORMA ARGENTINA
Leyenda:
Cascajo (rodados y bloques)
Arena
Arena limosa / limo arenoso
Limo arcillosa / arcillo limosa
Arena con conchas
0 80 160 Km
CHUBUT
45°
GOLFO DE SAN JORGE
50°
55°
60°
SANTA CRUZ

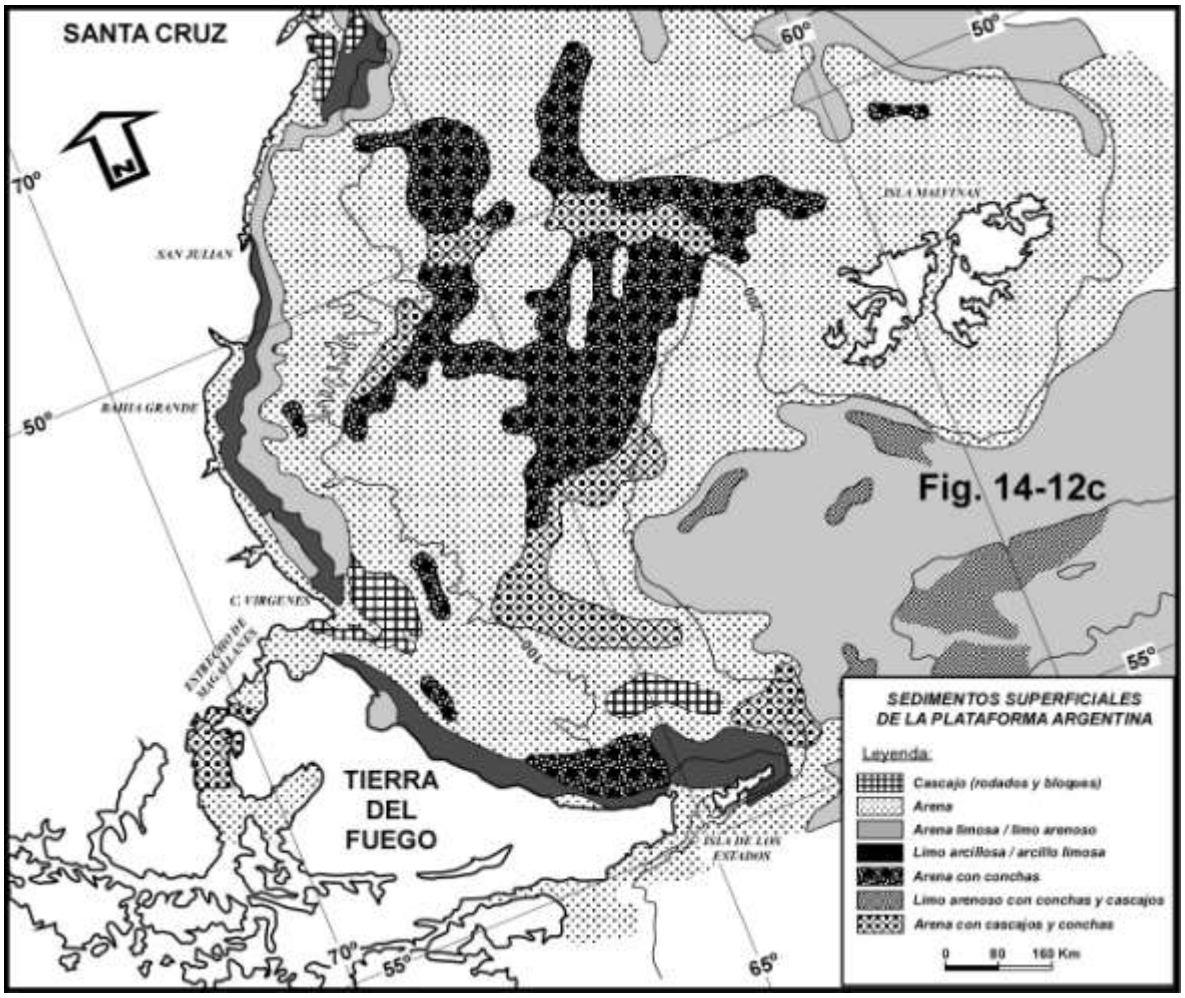



Fig. 14 – 12 a, b y c – Sedimentos superficiales en la plataforma continental argentina, según Urien y Martins.

ISLAS MALVINAS

Las Malvinas cuentan con cartas batimétricas desde el siglo XIX, lo que permitió al geomorfólogo Andersson (1907) marcar una antigua línea de costa sumergida a 47 metros de profundidad alrededor de todo el archipiélago. Previamente, había descubierto que la intrincada línea de costa actual es una curva de nivel de un sistema de avenamiento subaéreo parcialmente hundido. Posteriormente Roberts (1984) concluye tras un detallado estudio que se preservan cinco niveles elevados de paleocosta: 2-4 m, 6-8 m, 20-25 y 60 m.s.n.m. Clapperton (1993) describe dichos niveles de la siguiente forma:

- El depósito más moderno está compuesto por líneas de playa y bancos compuestos por arena y grava escasamente consolidada, que yace sobre una capa de turba datada en 9250 +- 70 a. A.P., lo que confirma su edad holocena.

- El siguiente nivel (6-8 m) está formado por tómbolos relictuales y terrazas en las islas mayores; también incluye una coquina y una plataforma de abrasión. La fauna de la coquina sugiere que el agua que rodeaba la costa era más fría que la actual. Le suponemos edad UIG.
- El nivel de 20-25 metros de altura es de playas, y se presume que su altura está (por lo menos en parte) vinculada a un levantamiento tectónico. Se la observó en por lo menos nueve localidades diferentes. Una característica de interés es la existencia de una costra ferruginosa cementando arena y rodados, lo que implica una edad mínima relativamente antigua. Fragmentos de dicha costra han sido afectados por criogénesis.
- El nivel de paleocosta de 60 metros de altura aflora solamente en un sitio (cabo Meredith) y consiste en clastos bien redondeados de 10 a 20 cm de diámetro, algunos de ellos destruidos por meteorización física.

TIERRA DEL FUEGO

El archipiélago de Tierra del Fuego está caracterizado por un sector asimilable a la meseta patagónica y otro, de características dominantes en morfología y estratigrafía cuaternaria. La actividad glacial fue intensa, y puede asumirse como casi continua, con el nivel del mar a diferentes niveles en los últimos dos millones de años. En consecuencia, la mayoría de sus valles es de morfología glacial; combinado esto con el anegamiento producido en la actualidad, casi toda la costa chilena y argentina está formada por fiordos, el mayor de los cuales es el Estrecho de Magallanes.

La región estuvo sometida a una glaciación de casquete durante el UMG, ocurriendo posteriormente una recuperación glacio-isostática que elevó el terreno, y por consiguiente las líneas de costa. Sin embargo, los especialistas consideran que dicho rebote fue pequeño, y que la elevación de la línea de costa holocena (registrada en varias localidades) se debe fundamentalmente a un levantamiento tectónico.

La línea de costa más alta (por lo tanto, la más antigua) registrada en el archipiélago es la Formación Laguna Arcillosa (Bujalesky et al., 2001). Está compuesta por fango verdoso, arena coquinoide con clastos dispersos de 2 a 10 cm de diámetro, gravas medianas a sábulos, con diámetro máximo de 6 cm. Forma parte de una terraza de 2,5 Km de longitud en la zona de Río Chico y tiene morfología de playa. Su espesor es de 1 metro.

Los mismos autores describen otra unidad litoral en la misma publicación: la Formación Las Vueltas, de edad UIG. Esos depósitos están compuestos principalmente por grava mediana a gruesa, con restos muy fragmentados de valvas.

En la Isla Grande existen extensos depósitos litorales y de playa a lo largo de la costa atlántica, formados por la ingresión holocena (Rabassa et al., 1992), particularmente en Bahía San Sebastián y a lo largo de las costas orientales, y como un extendido complejo glacial en Tierra del

Fuego occidental, principalmente en la Cordillera Darwin. Algunas de esas lenguas de hielo llegan actualmente al mar. El actual Canal de Beagle estuvo glaciado, con un espesor de hielo de por lo menos 500 metros en Ushuaia; después del retroceso glacial el Beagle estuvo ocupado probablemente por un lago de aguas de deshielo alrededor del 9400 A.P., con un nivel del lago de 30 metros por encima del nivel del mar actual (tal vez más). Poco antes del 8000 AP el lago fue invadido por el mar.

Varias unidades marinas (formales e informales) han sido descritas en el área argentina de tierra del Fuego. Codignotto Y Malumián (1981) fundaron la Formación San Sebastián, compuesta por gravas de cordones costeros y arcillas limosas grisáceas; dichos depósitos marcan un nivel del mar de + 8 m y una edad de 2990 +/- 100 años A.P. Está compuesta por tres miembros: a) Rodados cubiertos y semicubiertos por depósitos eólicos. b) Sedimentos finos limo-arena a limo-arcilla de color gris plomizo a blanco grisáceo; la arcilla es montmorillonita en el 100 %. c) Cantos rodados de textura calada. Contiene restos de cetáceos y fragmentos de conchillas.

Anteriormente, Codignotto (1969) describió la Formación La Sara, compuesta por gravas arenosas, en algunos niveles coquinoideas, de textura parcialmente calada. Los clastos son redondeados a subredondeados, contienen niveles con restos de conchillas. Los granos de arena y grava están parcialmente cubiertos por una pátina de color ocre. Los clastos son de cuarzo lechoso y fragmentos líticos. Aparece pedogénesis incipiente en el tope. La conchilla, datada por radiocarbono, indicó una edad superior al límite del método; de manera que se coloca a esta unidad en el Último Interglacial.

Varias unidades informales fueron descritas a lo largo del Canal de Beagle por Rabassa et al. (1986): Lapataia, Lago Roca, Punta Pingüinos, etc.

REFERENCIAS

Andersson, J. 1907 – Contributions to the geology of the Falkland islands. Wissenschaftliche Ergebnissen Schwedische Süd-Polar Expedition, Vol 3(2):1-38.

Angulo, R., Fidalgo, F., Gómez Peral, M. y Schnack, E. 1979 – Las ingresiones marinas cuaternarias en la Bahía San Antonio Oeste y sus vecindades, provincia de Río Negro. VII Congreso Geológico Argentino, Actas 1:271-283.

Bayarsky, A. y Codignotto, J. 1992 – Pleistoceno-Holoceno marino en Puerto Lobos, Chubut. R.A.G.A., 37(1):91-99.

Baliño, B., Fasham, M. y Bowles, M. 2000 – Ocean biogeochemistry and global change. Joint Global Ocean Flux Study. IGBP Science, No. 2. 32 pág.

Bértola, G. 2006 – La morfodinámica de playas del sudeste de la provincia de Buenos Aires (1983-2004). LAJSBA,13(1):31-58.

Bujalesky, G., Coronato, A. e Isla, F. 2001 – Ambientes glacifluviales y litorales cuaternarios de la región del río Chico, Tierra del Fuego. R.A.G.A., 56(1):73-90.

Cionchi, J. 1987 – Depósitos marinos cuaternarios de Bahía Bustamente, provincia del Chubut. R.A.G.A., 42:61-72.

Clapperton, Ch. 1993 – Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, 779 pág. Amsterdam.

Codignotto, J. 1969 – Nota acerca de algunos aspecto geológicos de la costa patagónica comprendida entre Punta Loyola y Cabo Vírgenes. SHN Bol. 6(3):257-263.

Codignotto, J. y Malumián, N. 1981 – Geología de la región al norte del paralelo de 54* de la Isla Grande de la Tierra del Fuego. R.A.G.A., 36(1):44-88.

Codignotto, J. 1983 – Depósitos elevados y/o acreción pleistocénica-holocénica en la costa fueguino-patagónica. Simposio "Oscilaciones del Nivel del Mar Durante el Último Demiciclo Deglacial en la Argentina". CONICET/UNLP. La Plata, pp. 12-26.

Simposio "Oscilaciones del Nivel del Mar Durante el Último Demiciclo Deglacial en la Argentina". CONICET/UNLP. La Plata

Codignotto, J., Kokot, R. y Marcomini, S. 1992 – Neotectonism and sea-level changes in the coastal zone of Argentina. Journal of Coastal Research, 8(1):125-133.

Fasano, J., Isla, F. y Schnack, E. 1983 – Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: laguna Mar Chiquita (Buenos Aires)- Caleta Valdés (Chubut). Simposio "Oscilaciones del Nivel del Mar Durante el Último Demiciclo Deglacial en la Argentina". CONICET/UNLP. La Plata. Actas:27-47.

Feruglio, E. 1950 – Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección Gral. de Y.P.F. Buenos Aires.

Fidalgo, F. 1992 – Provincia de Buenos Aires – Continental. *En:* El Holoceno en la Argentina (M. Iriondo, ed.) Vol. 1:23-38. CADINQUA, Paraná.

Fidalgo, F., Colado, U. y de Francesco, F. 1973 – Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Pcia. de Buenos Aires). V Congreso Geológico Argentino, Actas III:227-240.

Frenz, M., Höppner, R., Stuut, J., Wagner, T. y Henrich, R. 2004 – Surface sediment bulk geochemistry and grain-size composition related to the oceanic circulation along the South American continental margin in the Southwestern Atlantic. *En*: The South Atlantic in the Late Quaternary (G. Wefer, S. Mulitza, V. Ratmeyer, eds.) pp. 347-373. Springer Verlag. Heidelberg.

Guida, N. y González, M. 1984 – Evidencias paleoestuáricas en el sudeste de Entre Ríos, su evolución con niveles marinos relativamente elevados del Pleistoceno superior. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 3:577-594. S. C. de Bariloche.

González, M. y Ravizza, G. 1987 – Sedimentos estuáricos del Pleistoceno tardío y Holoceno en la isla Martín García, Río de la Plata. R.A.G.A., 42(3-4):231-243.

Haller, M., Monti, A. y Meister, C. 2000 – Hoja Geológica 4363-I Península Valdés, Chubut. SGMA, Buenos Aires.

Iriondo, M. 2005 – El compejo litoral en la desembocadura del río Paraná. *En*: Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires (R. de Barrio, R. Etcheverry, M. Caballé y E. Llambías, ed.). Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. Cap. 15:255-264. La Plata.

Iriondo, M. y Kröhling, D. 2008 – Cambios ambientales en la cuenca del río Uruguay desde dos millones de años hasta el Presente. Universidad Nacional del Litoral, 357 pág. Santa Fe.

Isla, F., Rutter, N., Schnack, E. y Zárate, M. 2007 – La transgresión Belgranense en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales. Cadincua/Comincua. Publ. Esp. 4:3-14. Buenos Aires.

Panza, J. e Irigoyen, M. 1989 – Hoja geológica 4969-IV Pto. San Julián, Santa Cruz.DNSG, Boletín 211. Buenos Aires.

Parker, G. 1979 – Geología de la planicie costera entre Pinamar y Mar de Ajó, provincia de Buenos Aires. R.A.G.A. 34(3):83-167.

Parker, G. y Violante, R. 1992 – El Rio de la Plata y regiones adyacentes. *En:* El Holoceno en la Argentina (M. Iriondo, ed.) Vol. 2:163-225. CADINQUA, Paraná.

Peterson, L. y Lohman, C. 1982 – Major change in Atlantic deep and bottom waters 700,000 years ago: Benthonic foraminiferal evidence from the South Atlantic. Quaternary Research, 17:26-38.

Petit-Maire, N., Bouysse, Ph., Iriondo, M., Kershaw, P., Partridge, T., Lisitsyna, O. 1999 – Map of the World environments during the last two climatic extremes. Scale 1:5,000,000. Commission for the Geological Map of the World/Agence Nationale pour la Gestion des Déchets Radiactifs (France). París.

Petit-Maire, N., Bouysse, Ph., Iriondo, M., Kershaw, P., Partridge, T., Lisitsyna, O. 2000 – Geological records of the recent past, a key to the near future world environments. Episodes 23,4:230-246.

Rabassa, J., Heusser, C. y Stuckenrath, R. 1986 – Nwe data on Holocene sea transgression in the Beagle Channel, Tierra del Fuego. Quaternary of South America and Antarctic Penninsula, 4:291-309.

Rabassa, J., Heusser, C. y Rutter, N. 1992 – El Tardiglacial y Holoceno de Tierra del Fuego. *En*: El Holoceno en Argentina (M. Iriondo, ed.), pp. 103-120. CADINQUA, Paraná.

Roberts, D. 1984 – Quaternary history of the Falkland islands. Tesis Doctoral, University of Aberdeen, Escocia (no publicada).

Schillizzi, R., Gelós, E. y Spagnuolo, J. 2003 – Procesos de retracción de los cantilados patagónicos entre la desembocadura de los ríos Negro y Chubut, Argentina. AAAS Revista, 11(1):17-26.

Schulte, S., Benthien, A., Andersen, N., Müller, P., Ruhlemann, C. y Sneider, R. 2004 – Stable carbon isotopic composition of the C37:2 alkenone. *En*: The South Atlantic in the Late Quaternary (G. Wefer, S. Mulit. F. eds).

Spalletti, L. e Isla, F. 2003 – Características y evolución del delta del río Colorado (Colu Leuvú). Provincia de Buenos Aires (Rep. Arg.). AAS Revista,10(1):23-38.

Urien, C. y Martins, L. 1978 – Texturas sedimentares da plataforma continental sulamericana entre Cabo Santa Marta (Brasil) e Terra do Fogo (Argentina). Mapa escala 1:2.000.000. Instituto Oceanográfico de Porto Alegre.

Urien, C. y Mouzo, F. 1968 – Algunos aspectos morfológicos de la plataforma continental en las proximidades del Río de la Plata. Servicio de Hidrografía Naval,4:4-24. Buenos Aires.

## REFERENCIAS

Bonfils, C., 1962. Los suelos del delta del río Paraná. Factores generadores, clasificación y uso. Revista de Investigaciones Agrícolas INTA,16:257-370.

Iriondo,M. y Scotta, E.,1978.The evolution of the Paraná River delta. In:Suguio,

K.,Martin,L.(Eds.),1978 International Symposium on Coastal

Evolution in the Quaternary - Proceedings,Sao Paulo,pp.405 –418.

IRIONDO, M., 1972. Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Paraná desde Helvecia hasta San Nicolás. RAGA, 27(2):155-160.

Iriondo,M.,1985.Los sedimentos del subsuelo del delta del río

Paraná. Editorial Universidad Nacional del Litoral,Santa Fe,
Argentina,16pp.

Iriondo,M.,1988.A comparison between the Amazon and the Paraná
fluvial systems. Mitteilungen des Geologisch-Palaontologisches
Instituts der Universitat Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband
66:77 –92.

Iriondo,M.,1999.Climatic changes in the South American plains:
records of a continent-scale oscillation. Quaternary International,
57/58:93 –112.

Iriondo,M.,2000. Características geológicas y geomorfológicas.
In: Paoli,C.,Schreider,M.(Eds.),El Río Paraná en su Tramo
Medio,Vol.1.Universidad Nacional del Litoral,Santa Fe,
pp.35 –53.

Iriondo, M. 2004. The littoral complex at the Paraná mouth. Quaternary International,114:143-154.

Iriondo,M. y Krohling,D.,2003. A neoformed kaolinitic mineral in the
upper Pleistocene of NE Argentina. 2001. A Clay Oddysey, E. Domínguez, G. Mas y F. Cravero, eds) Proceedings,109-116. 12th International Clay
Conference, Association Internationale pour l ’Etude des Argiles. Elsevier, 659 pp. Amsterdam.

Iriondo,M.,Krohling,D., 2002.The Holocene marine ingression in the lower Uruguay river, Argentina and Uruguay.International Geological Correlation Program 464, Abstracts, Sao Paulo, pp.49 –50.

Iriondo,M.,Krohling, D.,. Cambios ambientales en la cuenca del Uruguay desde dos millones de años atrás hasta el presente. Editorial Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe. 200 pág. (en prensa).

Soldano,F.,1947.Régimen y aprovechamiento de la red fluvial Argentina — Parte I: El río Paraná y sus tributarios. Editorial Cimera,Buenos Aires,p.264.

Figuras

1 - Corredor oceánico de transporte termohalino). (JGOFS, N.2)
2 - Transporte de sedimentos acarreados por los ríos sudamericanos (Iriondo, 19xxx).
3 - Masas de agua que componen el Atlántico Sur (Frenz, pág. 349).
4 - Principales corrientes oceánicas superficiales (Schulte, pág. 198)
5 - Patagonia en el UMG.
6 - Complejo litoral Paraná (Congreso Geológico).
7 - Ídem.
8 - Ídem.
9 - Cuadro estratigráfico del Holoceno – Plataforma, Río de la Plata y llanura costera (ver power point)
10 - Geomorfología del Río de la Plata (Parker y Violante, 1992).
11 - Deltas del río Colorado (Spalletti, Lajsba pp. 35).
12 - Plataforma de Urien y Martins.

FORMACIONES GEOLÓGICAS

- Bahía Sanguineto
- Banco Punta Médanos Exterior
- Caleta Malaspina
- Camarones
- Destacamento Río Salado
- La Postrera
- La Sara
- Laguna Arcillosa
- Las Escobas
- Las Vueltas
- Pascua
- Caleta Valdés
- Comodoro Rivadavia
- Pozo No.  8
- Pozo No. 17
- Puerto Mazarredo
- San Sebastián
- Tezanos Pinto
- Zanjón El Pinter