

Libros de **Cátedra**

Cuaternario y geomorfología de Argentina

Distribución y características
de los principales depósitos y rasgos geomorfológicos

Enrique Fucks - M. Florencia Pisano (coordinadores)

FACULTAD DE
CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

n
naturales



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA DE ARGENTINA

Distribución y características de los principales depósitos y rasgos geomorfológicos

Enrique Fucks
M. Florencia Pisano
(Coordinadores)

Facultad de Ciencias Naturales y Museo



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



A aquellos que dieron el puntapié inicial en los estudios de la Geología del Cuaternario en la UNLP:

Florentino Ameghino, Joaquín Frenguelli y Francisco Fidalgo.

A los estudiantes por generarnos la necesidad y el compromiso de elaborar este libro,
con el objeto de que comprendan de manera más clara este período de tiempo.

Índice

Prólogo	6
Introducción	8
Capítulo I: El Cuaternario	
Fucks, Enrique	10
Capítulo II: Ciclos climáticos	
Fucks, Enrique	21
Capítulo III: Paleoclimatología: Datos Proxy	
Luengo, Mariel	34
Capítulo IV: Métodos de datación	
Mari, Florencia	54
Capítulo V: Provincias geológicas	
Nucetelli, Gustavo y Deluchi, Marta	69
Capítulo VI: Región Pampeana Continental: Loess y loessoides	
Rico, Yamile	88
Capítulo VII: Región Chaco Pampeana: Depósitos fluvio lacustres	
Pisano, M. Florencia y Pommarés, Nicole	109
Capítulo VIII: Región Pampeana Litoral	
Fucks, Enrique y D'Amico, Gabriela	129
Capítulo IX: Depósitos eólicos arenosos	
Gutiérrez, Mariana y Rodríguez, Betina	141
Capítulo X: Mesopotamia	
Carol, Eleonora	160

Capítulo XI: Noroeste argentino	
Pommarés, Nicole _____	169
Capítulo XII: Cuyo	
Deluchi, Marta _____	195
Capítulo XIII: Litoral patagónico	
Fucks, Enrique y Ramos, Nicolás _____	209
Capítulo XIV: Glaciaciones en la región patagónica cordillerana	
Rodríguez, Betina y Gutiérrez, Mariana _____	220
Capítulo XV: Región patagónica extra andina	
Rico, Yamile _____	243
Capítulo XVI: Geoarqueología	
Carola Castiñeira Latorre, Bruno Mosquera y Marco Alvarez _____	260
Los autores _____	272

Prólogo

Si bien el período Cuaternario constituye el más corto de la escala de tiempo geológico, los eventos que en él se produjeron representan globalmente hechos muy significativos como la aparición del *Homo sapiens* y los cambios climáticos. Estos aspectos sirven y están íntimamente relacionados, no sólo para entender la evolución de diferentes regiones, sino también para explicar muchos asentamientos y migración del hombre, como así también predecir el comportamiento climático futuro.

Partiendo desde una concepción actualista y sabiendo que "el presente es la clave del pasado", los estudios del Cuaternario representan un elemento central para entender las condiciones no sólo pasadas sino también futuras. Es por esto que diferentes disciplinas se han abocado a analizar las condiciones paleoclimáticas, tanto a nivel global como local, a través de diferentes "proxy", haciendo que el abordaje del Cuaternario se realice de manera multidisciplinaria y, por ende, más completa y compleja.

En los últimos años, ha sido muy grande el desarrollo de estudios y equipos de trabajos sobre Cuaternario y Geomorfología en Argentina, creciendo con mayor fuerza en el interior del país a partir de Universidades e Institutos de investigación. Esto puede verse, por ejemplo, en las nuevas cartas geológicas donde ahora se detallan las diferentes unidades cuaternarias, en los depósitos que tradicionalmente se denominaban "Cuaternario indiferenciado".

Sería injusto mencionar a los investigadores pioneros y continuadores, extranjeros o nativos, de estos estudios, ya que quizás alguno de ellos no serían mencionados. Pero sí podemos resaltar que las principales regiones geomorfológicas de Argentina han estado y están siendo trabajadas, ahora con nuevas metodologías y con trabajos más locales y específicos, que contrastan y complementan los estudios a escalas regionales de nuestros predecesores.

La importancia de comprender la estratigrafía del Cuaternario va tomando real dimensión en estudios geotécnicos e hidrogeológicos, ya que sus características y comportamiento depende mayormente de las diferentes secuencias litológicas desarrolladas en el subsuelo. Estas particularidades llevan necesariamente el abordaje de las condiciones paleambientales, las que involucran la reconstrucción paleoclimática, ya sea a nivel global o local.

Los cambios climáticos han puesto a los Cuaternaristas en el ojo de la tormenta. Comprender y explicar a la población que los cambios del clima fueron, son y serán una constante, es muy importante para evitar dramatizaciones apocalípticas. De todos modos, es importante destacar las modificaciones producidas en el ambiente desde la aparición del hombre, y fundamentalmente durante los dos últimos siglos, a fin de fomentar una mayor responsabilidad en la comunidad para minimizar los impactos y deterioros producidos en los ambientes actuales.

Este libro pretende que los alumnos cuenten con un material que reúna los temas geológicos-estratigráficos del Cuaternario, muchos de ellos dispersos en trabajos individuales, de una disciplina muy prolífica, a los que se le suman aspectos metodológicos íntimamente relacionados.

Deseo expresar el agradecimiento a la Editorial de la Universidad Nacional de La Plata por brindarnos la posibilidad de elaborar este trabajo, como así también a los autores que trabajaron para lograr el mejor resultado.

Dr. Enrique E. Fucks

Introducción

La necesidad de contar con información sobre la distribución y características de los depósitos cuaternarios de Argentina, los rasgos geomorfológicos que ellos representan y los procesos que los originaron, nos ha llevado a tratar de reunir en un sólo volumen estos aspectos que, en general, se presentan dispersos en publicaciones individuales, haciéndose muy difícil para el estudiante poder abarcarlos. En este sentido, textos de Geomorfología hay muchos y buenos, con diferentes ópticas y accesibles en las bibliotecas, algo que no se presenta para la temática del Cuaternario, salvo los relatorios de los congresos y otras publicaciones puntuales.

La presente contribución comienza (capítulo I) con una introducción del Cuaternario, sus características generales, límites y subdivisiones, exponiéndose las relaciones entre este periodo y la geomorfología. El segundo capítulo se refiere al factor clima, cómo influyó en el Cuaternario a nivel global y sus posibles incidencias a nivel local. Sobre esto, es importante que el estudiante comprenda que esta variable no es estática, y que sus cambios repercuten en todos los ambientes geomorfológicos.

El capítulo III hace una breve descripción del clima presente, sus parámetros, variabilidad, cambio climático y los archivos o registros naturales (anillos de árboles, testigos de hielo, corales, sedimentos oceánicos y lacustres, entre otros) utilizados para reconstruir los cambios climáticos pasados, previos al período de mediciones instrumentales. En el capítulo IV se abordan los diferentes métodos utilizados para establecer cronologías de los sucesos geológicos, desde los semicuantitativos como, por ejemplo, conteo de capas, anillos, entre otros, hasta los diferentes métodos absolutos utilizados fundamentalmente para el Cuaternario.

La estructuración de la Argentina en Provincias Geológicas es el siguiente capítulo (V), haciendo una recopilación de las principales características estratigráficas y geomorfológicas. En los capítulos siguientes (VI al XV) se realiza la caracterización del ámbito nacional, tratando de abarcar todo el territorio, organizado por regiones que comparten características geomorfológicas - estratigráficas. Los principales ambientes descriptos hacen referencias a los procesos que tienen lugar en la actualidad como así también a aquellos que reflejan los cambios paleoclimáticos durante el Cuaternario.

La Llanura Pampeana, con sus amplios depósitos de loess, fluviales, lacustres y litorales, es descripta en los capítulos VI, VII y VIII. En los mismos se hace referencia a las principales características litológicas, cronológicas y estratigráficas que se presentan en esta importante región de la Argentina.

Los siguientes capítulos tratan sobre las regiones de Mesopotamia (capítulo X), NOA (capítulo XI), Cuyo (capítulo XII) y Patagonia (capítulos XIII, XIV y XV). Aquí los depósitos pedemon-

tanos, fluviales, glaciares y litorales son los más representativos, con una importante participación de factores tectónicos, volcánicos y paleoclimáticos.

El libro finaliza con el capítulo sobre Geoarqueología (XVI), disciplina cuyo objetivo es interpretar el desarrollo de las interacciones humanas con el medio en el que se desenvuelven y, reconociendo a las evidencias arqueológicas como informantes claves de las estrategias culturales desarrolladas en diferentes condiciones climáticas y paleoambientales.

Es preciso mencionar que los contenidos de este libro no siguen una estructura de publicación científica, ya que el objetivo está centrado en la docencia fundamentalmente, colocando los autores en cada capítulo las citas más importantes según su consideración.

Deseamos que esta contribución sirva como punto de partida a otras contribuciones sobre la temática, y que sea de ayuda a los estudiantes que por currícula o en forma optativa cursen la asignatura Geología del Cuaternario.

Capítulo I: El Cuaternario

Enrique Fucks

El Cuaternario representa el período geológico más reciente en la historia de la Tierra, produciéndose los más destacados y estudiados cambios del clima, ya sea global, regional o local, como así también la aparición del género Homo. Evidentemente, los cambios climáticos, con sus extremos representados por la glaciaciones (que corresponde a un nivel bajo del mar) y las interglaciaciones (nivel del mar alto o transgresiones) repercuten en todos los ambientes, con mayor influencia en aquellos donde los procesos exógenos son los exclusivos modeladores del paisaje.

Históricamente, el Cuaternario ha sido representado en los mapas geológicos con rastras o colores que impiden visualizar la complejidad de las unidades estratigráficas que conforman una región, muchas veces debido a la escala de poco detalle que los mismos representan (1:200.000 e.g.), aunque otras veces, la experiencia en el reconocimiento de las unidades y las metodología de trabajo, provocan generalizaciones erróneas.

En geología, para que un periodo de tiempo dado tenga validez cronoestratigráfica o geocronológica, debe ser admitido por la ICS (International Commission on Stratigraphy), debe definirse un GSSP (Global Stratotype Section and Point) que es una sección geológica que representa su límite inferior, y por supuesto debe ser ratificado oficialmente por la IUGS (International Union of Geological Sciences). En concreto el Cuaternario ha tenido una vida muy aleatoria, y su entidad dentro de la Tabla Cronoestratigráfica Global ha sido muy debatida, hasta el punto de que en la penúltima Escala del Tiempo Geológico editada por la ICS (Grandstein et al., 2005), el Cuaternario desapareció, y de hecho vivíamos en el Neógeno. Afortunadamente, tras el último Congreso Internacional de INQUA (International Union for Quaternary Research), que tuvo lugar en Cairns (Australia) en Agosto de 2007 el Cuaternario fue definitivamente aceptado como un Período/Sistema con entidad propia. A partir de ese momento el debate se ha centrado fundamentalmente en fijar la edad de la base del Cuaternario. El 29 de Junio de 2009 fue aceptado oficialmente (ratificado por la IUGS) que el inicio del Cuaternario tiene lugar hace 2,588 Ma (Bardají y Zazo, 2009).

Hasta no hace mucho tiempo, la edad de 1,8 Ma constituía el inicio del Cuaternario, donde el límite Plioceno – Pleistoceno estaba representada por la sección de Vrica (Italia) como GSSP (Global Stratotype Section and Point) (Aguirre y Pasini, 1985). Entre los diferentes criterios que se adujeron para situar el GSSP en dicha sección, figuraba la aparición del foraminífero *Hyali-*

nea balthica y del ostrácodo *Cytheropteron testudo* (ambos considerados especies nórdicas), asociadas a condiciones frías e indicadoras del deterioro climático que debía representar el inicio del Cuaternario, consecuencia de la instalación definitiva de los casquetes polares en el Hemisferio Norte.

En realidad, los primeros indicios de enfriamiento en el Mediterráneo, tienen lugar entre 2,8 y 2,5 Ma y los primeros huéspedes nórdicos se registran hace 2,5-2,7 Ma (*Neogloboquadrina atlántica*).

Además, a escala global, entre 2,8 y 2,4 Ma tienen lugar una serie de cambios progresivos y fundamentales en el sistema climático de la Tierra, entre los que cabe destacar:

- Glaciación sincrónica en Groenlandia, Escandinavia y Norte América (2,7 Ma)
- Cierre definitivo del Istmo de Panamá (2,7Ma)
- Cambio en el tipo de vegetación en Europa central, de subtropical a boreal (2,7 Ma)
- Aparición del género *Homo* (2,6 – 2,45 Ma).
- Expansión de los glaciares continentales (2,6Ma)
- Inicio del depósito de las secuencias de loess en el Norte de China, por reforzamiento del monzón de invierno y debilitamiento del monzón de verano (2,6 Ma)
- Aparición de grandes rumiantes modernos en el Norte de Eurasia (2,6 Ma).

Como podemos ver los indicios de un mayor enfriamiento en el Hemisferio Norte son más abundantes y evidentes entre 2,5 y 2,7 Ma, por lo que parece más adecuado establecer el inicio del Cuaternario a esa edad (Head et al., 2008 a).

Todas estas consideraciones son las que han motivado que el límite inferior del Cuaternario se traslade hasta hacerlo coincidir con el límite inferior del Gelasiense (anteriormente Plioceno), establecido en 2,588 Ma.(Bardají y Zazo, 2009).

SUBDIVISIONES DEL CUATERNARIO

El tiempo geológico se divide según un sistema jerárquico en unidades Cronoestratigráficas (Eonotema, Eratema, Sistema, Serie, Piso) y su correspondiente unidad Geocronológica (Eón, Era, Período, Época, Edad).

Divisiones Cronoestratigráficas	Divisiones Geocronológicas	PERÍODO	EPOCA	M. años
Eonotema	Eón	Cuaternario	Holoceno	0,011784
Eratema	Era		Pleistoceno	2,5880
Sistema	Período			
Serie	Época			
Piso	Edad			
Cronozona	Cron o Zona			

Cuadro1. Cuadro esquemático con las principales divisiones dentro del Cuaternario.

El período Cuaternario se subdivide en dos épocas: Pleistoceno y Holoceno (cuadro 1); el Pleistoceno a su vez se divide en: Inferior (incluye al Gelasiense y Calabriense), Medio y Superior.

El Gelasiense, comienza hace 2,588 Ma, coincide con el tránsito de la escala paleomagnética entre las Épocas Gauss y Matuyama y con el inicio del OIS 103 (Oxygene Isotopic Stage). El Calabriense se define en la sección de Vrica, Calabria. La secuencia sedimentaria es muy similar a la descrita para el Gelasiense, representada por unos 300 m de sedimentos marinos profundos de naturaleza margosa, entre los que se intercalan capas de sapropel. El límite Gelasiense – Calabriense, se localiza en la base de las margas que se superponen a una capa más rica en materia orgánica denominada sapropel y paleomagnéticamente se sitúa 3-6m por encima del techo del evento de polaridad normal Olduvai. Dentro de la escala isotópica se correlaciona con el inicio del OIS 63. La edad fue calibrada astronómicamente (Lourens et al., 2005) fijándose en 1,806 Ma.

El Pleistoceno Medio tiene su límite inferior entre los cronos Matuyama –Brunhes, momento en que tiene lugar una importante glaciación, y cuyo final coincide con el inicio del OIS 19, hace unos 780 ka. En el tránsito Pleistoceno Inferior a Pleistoceno Medio tienen lugar una serie de cambios importantes en la Tierra (Head et al., 2008 b), fundamentalmente cambios climáticos, entre los que podemos resaltar:

-Se pasa de unos ciclos climáticos de baja amplitud dominados por los ciclos de oblicuidad orbital (ciclos de 41 ka) a unas fluctuaciones de mayor amplitud y casi periódicas de 100 ka.

- Entre 1,25 Ma y 0,7 Ma tiene lugar un aumento progresivo en el volumen total de hielo.
- Se intensifica el depósito de loess en el norte de Eurasia.
- Aparece el Homo antecesor; el ser humano comienza a controlar el fuego.

El Pleistoceno Superior (Tarantiano) comienza tras la penúltima gran glaciación, es decir coincidiendo con el inicio del Último Período Interglaciario, que en la escala isotópica corresponde al OIS 5, hace 127,2 ka. En Europa central y septentrional, el fin de la glaciación viene marcado por un cambio en el tipo de vegetación y se interpreta como el inicio de una importante mejora climática como respuesta a una mayor radiación solar y a la influencia de corrientes cálidas en el Atlántico Norte.

El Holoceno constituye la serie/época más reciente del Cuaternario y también ha sido recientemente ratificado. Comienza hace 11.700 años (antes del AD2000) y se extiende hasta la actualidad, caracterizado por los primeros indicios de calentamiento al final del evento frío Younger Dryas. Coincide con el inicio del OIS1 dentro de la escala isotópica. Se ha aceptado el sondeo de hielo North GRIP efectuado en Groenlandia como GSSP para la base del Holoceno, con una profundidad de 3085m, alcanzando una edad de 123 ka en su base (Walker et al., 2009).

Relación con la geomorfología

Debido a que la mayor parte del relieve terrestre tiene una edad cuaternaria, más allá que las rocas que conforman los paisajes puedan tener edades más antiguas, el lapso de 2,8 Ma es suficiente para que ocurran múltiples transformaciones, fundamentalmente en sus partes altas, por lo que terminarán muy afectadas por meteorización y/o erosión, sobretodo en ambientes estables. Estos acontecimientos vinculan a los procesos geomorfológicos con la geología del Cuaternario de manera directa. Se entiende por geomorfología a la ciencia que tiene por objeto la descripción e interpretación del relieve terrestre, continental y submarino. Si bien el clima siempre ha sido considerado un factor importante, en la actualidad se le otorga una preponderancia mucho mayor. En función de los procesos responsables de la transformación de la superficie terrestre, podemos subdividirlo en tres grupos: endógenos, exógenos y cósmicos.

Procesos Endógenos

Los procesos endógenos dependen de las fuerzas internas que provienen del interior de la tierra donde las presiones y temperaturas son muy altas. Nuestro planeta está compuesto por un conjunto de capas, donde la capa exterior (litosfera) se subdivide por planos de debilidad en una gran cantidad de bloques (placas tectónicas). El reajuste y desplazamiento de las placas

tectónicas, (chocándose, separándose y rozándose) crean relieves como cadenas montañosas, arcos volcánicos, dorsales oceánicas, fosas abisales y rifts. Esas mismas fuerzas se encargan dentro de los continentes de levantar o hundir regiones, de fracturar o de plegar las rocas y de hacer ascender hasta la superficie grandes volúmenes de magma.

Dentro de estos procesos podemos mencionar al diastrofismo y al volcanismo como los procesos endógenos clásicos, cuya acción fundamental es la construcción de relieves.

El diastrofismo, se refiere a los procesos tectónicos que generan plegamientos y fracturación de las rocas que constituyen la corteza terrestre. Podemos a su vez separarlo en Orogénesis, correspondiendo a aquellos movimientos con sentido horizontal que son responsables de la formación de las montañas, siendo los plegamientos y fallas las estructuras dominantes y la Epirogénesis, correspondiendo a los movimientos verticales. La Cordillera de los Andes es una estructura regional generada esencialmente por diastrofismo, producto de la subducción (hundimiento) de placas debajo de la placa sudamericana (figura 1.1).

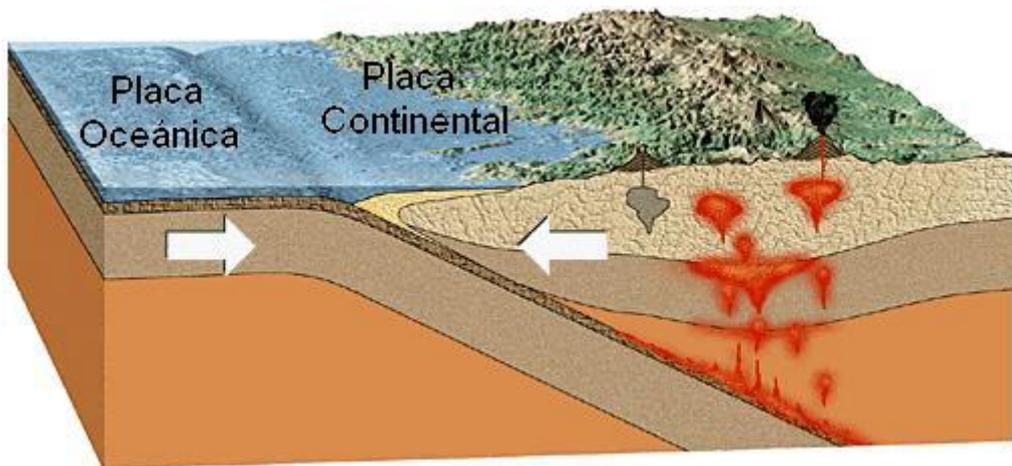


Figura 1.1. Esquema que muestra la subducción de una placa oceánica bajo la placa continental

El Volcanismo consiste en la salida desde el interior de la tierra hacia el exterior de materiales sólidos, líquidos y gaseosos. Sobre la Cordillera de los Andes existen innumerables volcanes (figura 1.2), activos e inactivos, entre los que podemos mencionar: Cerro Tuzgle, Volcán Socompa, Cerro Sosneado, y los volcanes Payún Matrú, Domuyo, Tromen, Copahue y Lanín, además de los campos volcánicos Palei-Aike y La Payunia, fuera del ámbito netamente cordillerano.



Figura 1.2. Fotografía del Volcán Lanín (izquierda, Prov. de Neuquén) y coladas de lavas del volcán Llaima, Chile (derecha)

Procesos exógenos

Estos procesos son los que tienen lugar sobre la superficie terrestre y pueden separarse en dos grandes grupos: degradación y agradación. El primero se refiere a los procesos que llevan a la destrucción del relieve, donde la meteorización, remoción en masa y erosión son los centrales, controlados por el clima fundamentalmente. La acumulación de sedimentos traerá consigo la construcción de otros relieves, y ese proceso constituye la agradación. Los agentes geomorfológicos más importantes son el agua (acción fluvial, glacial y litoral) y el viento (acción eólica). No debe confundirse "agente geomorfológico" que es todo medio natural capaz de tomar, transportar y depositar materiales sobre la superficie terrestre, es decir, producir un trabajo, que "proceso geomorfológico", que son todos los cambios físico-químicos que producen modificaciones sobre la superficie terrestre. La meteorización y la remoción en masa constituyen procesos, sin la participación de un agente.

La Llanura Pampeana constituye una unidad geomorfológica donde la participación del viento ha tenido la mayor importancia, no solamente transportando y depositando los sedimentos limosos en suspensión, sino también, produciendo por deflación una gran cantidad de "bajos" donde actualmente se ubican las lagunas pampeanas (figura 1.3). Los bajos o cuencas de deflación de la Patagonia extra andina también tienen su origen en la acción eólica, actual y pasada, como así también los importantes campos de médanos del Oeste bonaerense (Mar de Arena Pampeano, Iriondo y Krohling, 1995) y de otros ambientes del Oeste y Noroeste argentino (Zarate y Tripaldi, 2012).



Figura 1.3. Fotografías de lagunas pampeanas y lunettes. Lagunas las Barrancas (izquierda) y El Siasgo (derecha).

La acción glacial está bien representada en la región cordillerana, no solo asociada a rasgos de erosión, sino también por depósitos y formas que atestiguan condiciones glaciarias a lo largo de todo el Cuaternario (figura 1.4), e inclusive anteriores (Caldenius, 1932; Mercer, 1976). Los procesos periglaciares también tiene una participación destacada, aunque si bien en la actualidad se encuentran fundamentalmente restringidos a las partes más altas de los sistemas montañosos, se observan signos de éstos procesos en sectores alejados de los ambientes previamente englados (Patagonia extracordillerana y litoral), indicadores directos de los cambios climáticos del Cuaternario.

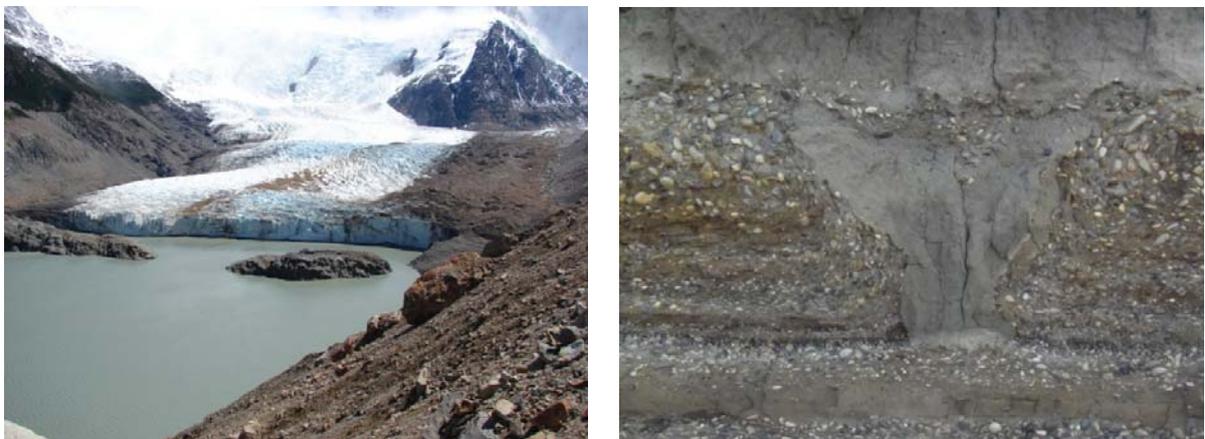


Figura 1.4. Fotografías del Glaciar Torre, Santa Cruz (izquierda) y molde de cuña de hielo (derecha), Río Grande, Tierra del Fuego

Los procesos fluviales (figura 1.5) están representados por morfologías y depósitos en prácticamente todos los ambientes geomorfológicos, siendo los valles las formas típicas. Los deltas y planicies de inundación de los ríos Paraná y Colorado son destacables, como si también los importantes ambientes pedemontanos del Noroeste y Cuyo. Los depósitos fluviales y lacustres representan excelentes registros para conocer las condiciones paleoambientales de una región.

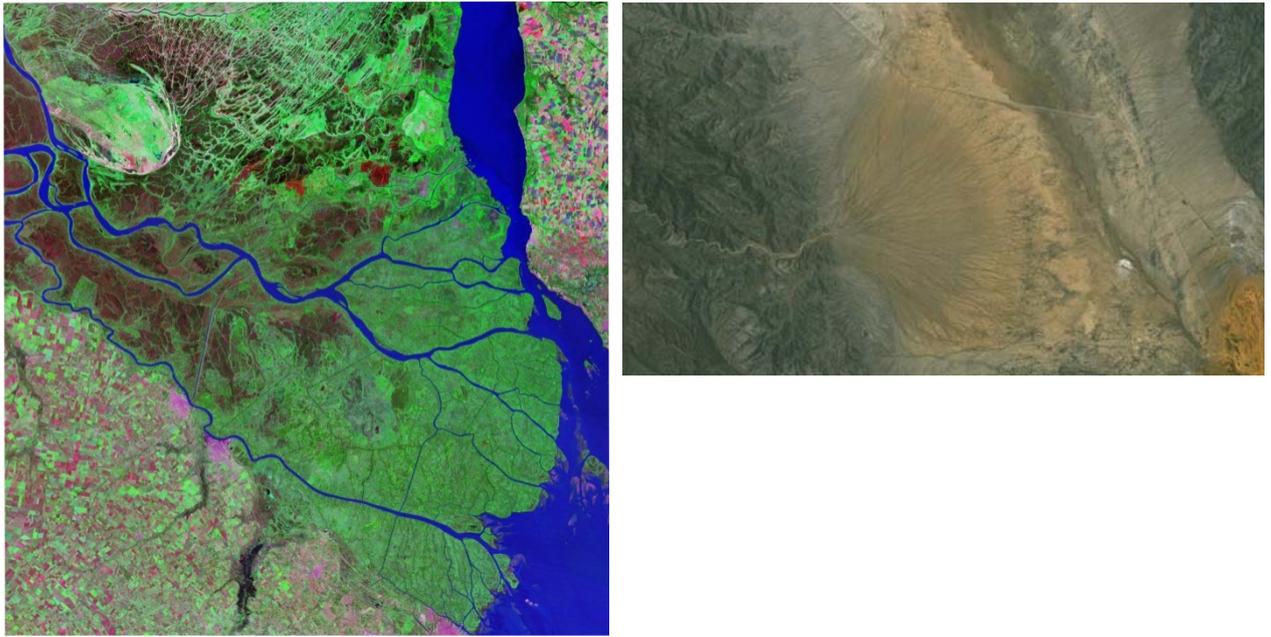


Figura 1.5. Imagen satelital del delta del Paraná (izquierda) y abanico aluvial del Sistema de Famatina (derecha, Imagen tomada de Google Earth, Digital Globe).

A lo largo de todo el litoral argentino pueden apreciarse morfologías generadas por acción litoral, no solo actuales (playas, tómbolos, espigas, marismas, acantilados, entre otras), sino y fundamentalmente pasadas (Feruglio, 1950), producidas durante las periódicas transgresiones marinas producto de las oscilaciones climáticas (figura 1.6).



Figura 1.6. Fotografías de playa de rodados y tómbolo actual (izquierda) y paleoplayas pleistocenas (derecha).

La meteorización consiste en la desintegración y descomposición de las rocas de la superficie terrestre, por acción de los agentes atmosféricos y biológicos (figura 1.7). Podemos separarla en dos tipos. La meteorización física, que produce rotura o desintegración en la roca, es decir, se van disgregando en partes más pequeñas, facilitando el proceso de erosión y su posterior transporte. Los factores como el calor, las sales y el agua son los principales, a los que se les podrían agregar la acción de los organismos, como las raíces de las plantas. La meteorización química, produce una transformación mineralógica en las rocas, provocándole

pérdida de cohesión y alteración. Los procesos que intervienen están relacionados con la acción que producen el agua, el oxígeno y el dióxido de carbono. Este tipo de descomposición pueden separarse en: oxidación, disolución, carbonatación, hidratación, hidrólisis, a la que debemos sumarle la bioquímica provocada por acción de los ácidos orgánicos. En Argentina, en función de los diversos tipos de clima que se presentan a lo largo del territorio, existe toda una gradación de tipologías de meteorización, desde el extremo NE donde la meteorización química es la más importante (procesos lateríticos) hasta los sectores más elevados de la cordillera y regiones áridas, donde la meteorización física es casi exclusiva.



Figura 1.7. Ejemplos de meteorización física, izquierda (Sistema de Famatina) y perfil de suelo, llanura pampeana, (derecha).

Los procesos gravitacionales son muy comunes en todo el territorio, fundamentalmente en todos los ámbitos montañosos (flujos y deslizamientos), aunque también en los acantilados y barrancas de las regiones más llanas, es frecuente el desarrollo caídas, desplomes, vuelcos y deslizamientos.

Evidentemente, en la acción, persistencia e intensidad de cada uno de estos procesos, el clima tiene una preponderancia central, no solo en la condiciones ambientales actuales que en cada región rigen, sino y fundamentalmente, las condiciones paleoclimáticas que imperaron y que claramente condicionaron su evolución geomorfológica.

Procesos cósmicos

Corresponden a las morfologías producidas por el impacto de meteoritos sobre la superficie terrestre. Debido a la envoltura gaseosa que rodea a la Tierra, al ir acercándose a la tierra van perdiendo masa, desapareciendo la mayoría de ellos antes de hacer impacto. Los cuerpos de mayor tamaño son los que logran llegar hasta la superficie, produciendo el impacto la formación de cráteres, que constituyen depresiones de forma circular, pero poco frecuentes en la superficie. La acción continua de los procesos exógenos hace que estas formas no se conserven, siendo rápidamente borradas del paisaje. A su vez, al tener la tierra la mayor parte de su superficie representada por agua, solo una pequeña proporción de éstos impacta sobre los continentes.



Figura 1.8. Cráter de impacto de meteorito en Arizona, EEUU

Bibliografía

- Aguirre, E. y Pasini, G., 1985. The Pliocene - Pleistocene Boundary. *Episodes*, 8(2), 116 - 120.
- Caldenius, C. 1932. Las Glaciaciones Cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas y Geología, 95-148. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949-50. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General Y.P.F. I-III, Buenos Aires
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. y Smith, A.G. (Eds.), 2005. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 610 pp
- Head, M.J., Gibbard, P. y Salvador, A., 2008a. The Quaternary: its character and definition. *Episodes*, 31(2), 234-238.
- Head, M.J., Pillans, B. y Farquhar, S.A., 2008b. The Early-Middle Pleistocene Transition: characterization and proposed guide for defining boundary. *Episodes*, 31(2), 255-259.

- Iriondo, M., Krohling, D., 1995. El Sistema Eólico Pampeano. Com. Museo Prov. Ciencias Naturales 5, 1-68.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J. y Wilson, D., 2005. The Neogene Period: En (Grandstein, Ogg y Smith Eds.) A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press, Cambridge, 409-440.
- Mercer, J. 1976. Glacial history of South America. Quaternary Research, 6: 125-166.
- Teresa, B. y Zazo, C., 2009. El Cuaternario: Un "Nuevo" periodo en la escala geocronológica global. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, (17.1) 37-43.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S. O., Popp, T., Steffensen, J.P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L.C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D.J., Nakagawa, T., Newnham, R. y Schwander, J., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. Journal of Quaternary Science 24(1) 3–17.
- Zárate, M.A. y A. Tripaldi, 2012. The aeolian system of central Argentina. Aeolian Research 3:401-417.

Capítulo II: Ciclos climáticos

Enrique Fucks

Las variaciones climáticas de nuestro planeta han sido una variable permanente a lo largo de toda su historia. Al principio, la superficie estaba agitada por rocas fundidas, las que a medida que se fueron enfriando y cristalizando, formaron una litósfera delgada y partida en múltiples placas. Muy probablemente estas finas placas eran movidas por las corrientes del manto fluido sobre el que flotaban, hundiéndose repetidamente y derritiéndose, mientras que en otras zonas el magma ascendía y se solidificaba. El proceso de formación y destrucción de corteza era semejante al que todavía sigue ocurriendo hoy en la Tierra, pero mucho más rápido y energético (Antón Uriarte, 2009).

Ya en el proterozoico han sido descritos eventos glaciares, los que se fueron repitiendo a lo largo del Paleozoico, Mesozoico y fundamentalmente a finales del Cenozoico. Las glaciaciones del proterozoico probablemente fueron varias (hace unos 710, 635 y 600 Ma), afectando gran parte de la tierra, inclusive las regiones tropicales (Macdonald, 2010) y en el Paleozoico por los menos dos eventos glaciares han ocurrido, en el Ordovícico y Carbonífero. El Mesozoico no presentaría eventos extremos, pero si se observa en el Cenozoico un descenso gradual de la temperatura, aunque también se presentan picos con elevaciones de las mismas. Eventos de duración muy corta en los que las temperaturas se dispararon hacia arriba o hacia abajo se distinguen tres: uno de calentamiento, hace 55 millones de años y dos de enfriamiento, hace 34 y 23 millones de años (Zachos, 2001).

Al inicio del Oligoceno, se produce un descenso marcado de las temperaturas, en un episodio denominado Oi-1. Este enfriamiento global llevó a que se produjera la primera gran acumulación de hielo en la Antártida. Muy probablemente los cambios en la circulación oceánica producto de su separación de Sudamérica y de Australia fueron determinantes, ya que quedó rodeada por la corriente marina fría circumpolar antártica que comenzó a poner trabas a que llegase hasta allí la influencia térmica moderadora de las aguas de las latitudes medias y tropicales. Este aislamiento definitivo del continente austral se produjo tras la apertura del estrecho de Drake, que lo separó de Sudamérica, y tras la apertura del mar al sur de Tasmania, que lo separó de Australia (Exon, 2002; Sher, 2006).

En el Cuaternario el frío ya fue suficiente para que en las latitudes altas las precipitaciones de nieve comenzasen a ser abundantes y se fuesen acumulando en el norte de América y de Europa espesos mantos de hielo. Lo que caracteriza a las glaciaciones del Cuaternario es la formación de dos enormes mantos de hielo en las tierras continentales del norte de América

(Laurentino) y de Europa (Finoescandinavo), añadidos a los que ya existían de forma más o menos permanente y desde mucho antes sobre la Antártida y Groenlandia. Estos nuevos mantos de hielo septentrionales, crecían y avanzaban hacia el sur y cuando llegaban a un máximo de volumen acumulado invertían la tendencia, se licuaban y retrocedían, hasta que desaparecían por completo durante unos periodos cortos de tiempo denominados interglaciares. Desde entonces, el clima de la Tierra ha estado marcado por una sucesión continua de glaciaciones e interglaciaciones (Antón Uriarte, 2009).

Al principio del Pleistoceno, las oscilaciones climáticas seguían ciclos periódicos de más o menos unos 40.000 años que se asociaban a los ciclos de variación de la inclinación del eje terrestre. Las masas de hielo que se formaban en los continentes no eran todavía muy voluminosas. Entre los 1,5 millones de años y 600.000 años la amplitud de los ciclos tendió a aumentar, y a partir de hace 600.000 años los ciclos glaciares se han sucedido en intervalos de una duración entre 80.000 y 120.000 años (Rutherford, 2000). Esta duración de los ciclos recientes se asocia más a la variación de la excentricidad de la órbita terrestre, que es de unos 100.000 años. Las diferencias de duración que existe entre ellos pueden ser debidas a una modulación de la frecuencia provocada por otra componente secundaria de la excentricidad, que es de 413.000 años (Rial, 1999 en Antón Uriarte, 2009).

Factores que controlan los ciclos climáticos

Los factores que controlaron y controlan los cambios del clima sobre la tierra pueden agruparse en dos grandes apartados: factores terrestres y factores astronómicos. Es de considerar que tanto los ciclos de actividad solar como los factores terrestres pueden ser responsables de las variaciones intermedias del clima, aunque no necesariamente, de las grandes glaciaciones las que estarían más asociados a los aspectos astronómicos.

Entre las numerosas hipótesis para explicar los periodos glaciares, una de las más aceptadas es la teoría de Milankovitch que afirma que las variaciones de una serie de magnitudes que rigen la órbita de la Tierra modifican el clima y alteran la cantidad de energía que el planeta recibe, así como su distribución espacial y temporal.

Factores astronómicos: ciclos de Milankovitch

Milutin Milankovitch fue un astrofísico serbio, profesor de mecánica en la Universidad de Belgrado, que dedicó su carrera a desarrollar una teoría matemática del clima. En 1941 publicó sus conclusiones más importantes: "Los cambios en el reparto estacional de la insolación, debidos a factores astronómicos, son los responsables de la expansión y retirada de los grandes mantos glaciares del Pleistoceno".

Las teorías de Milankovitch, que ya habían sido sugeridas por el escocés James Croll en 1864, fueron olvidadas y a partir de década de 1980 comenzaron a ser consideradas, ya que se comprobó que existían correlaciones entre las periodicidades halladas por Milankovitch y los ciclos glaciales e interglaciales del Cuaternario. En 1920, Milankovitch publicó tales cálculos realizados por él mismo para la Tierra, Venus y Marte.

La teoría de Milankovitch se basa en tres magnitudes básicas de la órbita de la Tierra. Se trata de un tipo de magnitudes que pueden considerarse parámetros (invariantes) a escala de siglos pero que pasan a ser variables a escala de decenas de miles de años. En concreto sufren variaciones cíclicas a largo plazo debido a la atracción gravitatoria de la luna y de los demás planetas.

- **Oblicuidad**

Es el ángulo de inclinación del eje de rotación respecto al plano terrestre (actualmente 23.5° , figura 2.1). La oblicuidad varía entre 22.1° y 24.5° con un período de 41.000 años. Al aumentar la inclinación del eje terrestre, los inviernos se hacen más fríos y los veranos más cálidos. Si el ángulo fuese cero no habría estaciones.

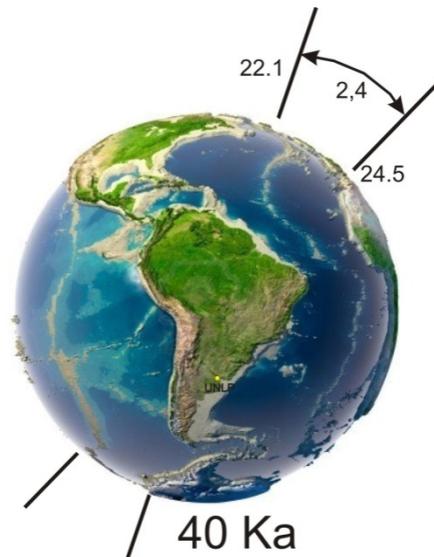


Figura 2.1. Oblicuidad de la órbita. Variación del ángulo de inclinación de la tierra

• Excentricidad

Se refiere a la desviación de la órbita respecto a una circunferencia perfecta ($E=0$), actualmente $E=0.017$. La excentricidad lo hace entre 0.005 y 0.06 con un período de 100.000 a 400.000 años. Cuanto mayor es la excentricidad, mayor es la diferencia entre la máxima y la mínima distancia de la tierra al sol (figura 2.2), lo que intensifica el efecto de la precesión. Las variaciones en la excentricidad afectan de manera notable la diferencia de energía solar que incide en el perihelio y en el afelio en el tope de la atmósfera. Hoy día es de un 3,5 % (perihelio: Sol cerca: 146 millones de km) (afelio: Sol lejos: 151 millones de km). Esta diferencia de insolación aumenta cuando la excentricidad es mayor, y disminuye cuando es menor. En los períodos de excentricidad máxima, la diferencia de insolación incidente en el tope de la atmósfera entre el día del perihelio y el del afelio alcanza un valor de un 30 %.

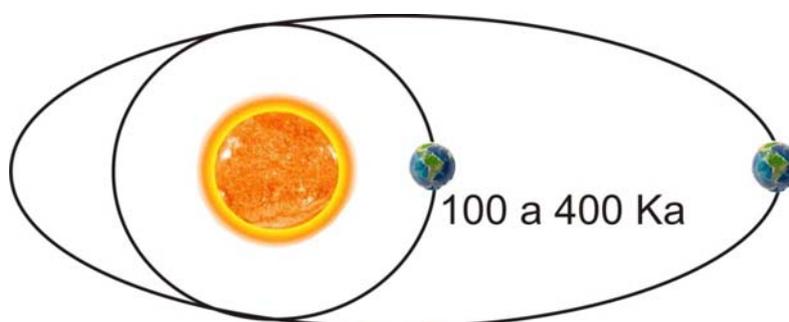


Figura 2.2. Excentricidad de la traslación de la tierra alrededor del sol

El aumento de la excentricidad de la órbita terrestre provoca el incremento del contraste verano-invierno en un hemisferio y la reducción de ese contraste en el otro, dependiendo en cada caso de las estaciones en que ocurran el afelio y el perihelio. Por ejemplo, si en un hemisferio el verano coincide con el perihelio y el invierno con el afelio, y la excentricidad es alta, la radiación solar veraniega será muy intensa y la radiación invernal será muy débil. Por el contrario, en el otro hemisferio, los contrastes estacionales estarán muy atenuados, ya que el verano coincidirá con el afelio y el invierno con el perihelio.

• Precesión

Es el cambio en la dirección hacia la cual se dirige el eje de rotación (figura 2.3), esta dirección forma una circunferencia. El eje terrestre describe una circunferencia cada 25.776 años. Los cambios en la precesión modifican la fecha del perihelio (momento en que la tierra se encuentra más cerca del sol) lo que aumenta la intensidad de las estaciones en un hemisferio y las disminuye en el otro. Actualmente la fecha del perihelio (3 de Enero) intensifica las estaciones en el hemisferio Sur y las suaviza en el Norte.

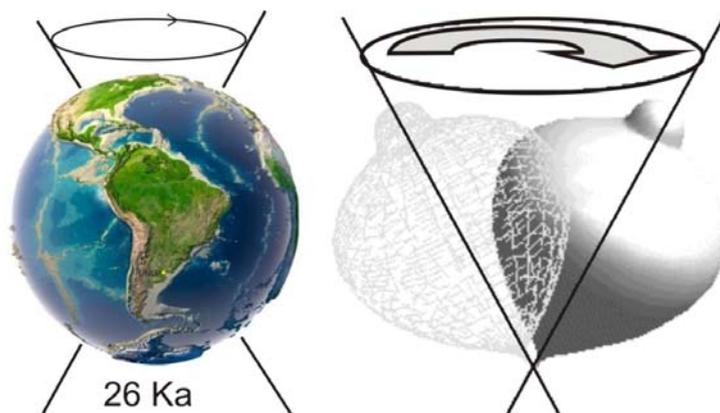


Figura 2.3. Precesión de la tierra

A lo largo del tiempo van cambiando las fechas del perihelio y del afelio. Hace 11 ka el perihelio ocurría en Junio y el afelio en Diciembre, justamente lo contrario que en la actualidad. En ese momento, el eje terrestre no apuntaba hacia la estrella Polar sino hacia la estrella Vega. En un ciclo de unos 23.000 años el eje de rotación de la Tierra va describiendo una figura cónica alrededor de una recta perpendicular al plano. Este lento movimiento de vaivén, es debido a que la Tierra no es perfectamente esférica, pues en su período de formación quedó algo achatada en los polos y engordada en el Ecuador.

Al combinarse los tres ciclos de variación, con sus diferentes periodicidades e intensidades, se producen variaciones complejas en la cantidad de radiación solar interceptada en cada latitud y en cada estación del año.

Los impactos de meteoritos pueden producir cambios en el clima, motivado fundamentalmente por la liberación de grandes cantidades de CO₂, polvo y cenizas a la atmósfera debido a los incendios que pueden producir. En casos extremos, la composición atmosférica cambiaría rápidamente, e inclusive hasta podría verse alterada la actividad geológica (volcanismos sobre todo) y aspectos orbitales.

Además de estos factores astronómicos, las manchas solares es otro aspecto, si bien muy controvertido, a considerar sobre el cambio de clima, pero de una escala mucho menor, ya que cada 11 años se producen las máximas diferencias. Una mancha solar es una región del sol que tiene una temperatura más baja que sus alrededores, y con una actividad magnética muy intensa. En la actualidad nos encontramos en una época de disminución de dicha actividad, la cual se caracteriza por "muy pocas llamaradas, manchas o actividad de cualquier tipo.

Factores terrestres

Además de los factores astronómicos, una serie de factores naturales exclusivamente relacionados con la tierra tendrían influencia directa en los cambios climáticos, no solo globales, sino muchas veces a niveles locales, los que pueden trabajar solos o en conjunto.

• Tectónica de placas y deriva continental

La deriva continental es el desplazamiento de las masas continentales litosféricas sobre la astenósfera, unas respecto a otras. La localización cambiante de océanos y masas continentales, la fragmentación y colisión de estas últimas con la apertura de océanos como el actual Atlántico, o su cierre, como es el caso del mar de Tethys, son fenómenos que han modificado los climas de la Tierra y su distribución en ella. Se considera que la colocación de masas terrestres en los polos como la actual Antártida o el conjunto continental de Gondwana en el Paleozoico, favorecieron la expansión del hielo continental en el polo sur. La circulación circunecuatorial y circuntropical, con escasos obstáculos continentales, y la agrupación de grandes masas continentales como la Pangea durante el Mesozoico, favorecieron la expansión de los climas cálidos. Además de esto, la formación de montañas influye directamente en el clima de diferentes regiones.

• Inversiones magnéticas

El campo magnético de la Tierra envuelve el globo protegiendo la vida de los dañinos rayos cósmicos del sol. Emana del núcleo de hierro de la Tierra y toma forma a partir de múltiples factores, incluyendo el giro de la Tierra y el movimiento circulatorio influenciado por la rotación terrestre y las diferencias de temperatura entre las capas externas del núcleo y el manto inferior. Si bien es desconocido, se considera que durante las inversiones del campo magnético terrestres (inversión) podrían desencadenarse cambios climáticos de importancia por la mayor presencia de rayos cósmicos que provocarían en la tropósfera la formación de nubes, lo que llevaría a un enfriamiento de la Tierra.

• El ciclo del carbono

El dióxido de carbono (CO₂) es un gas de efecto invernadero, que juega un importante papel en el clima terrestre. Su concentración en la atmósfera está controlada por las transferencias de carbono entre el aire y otros reservorios como la biósfera, el océano y el interior de la

Tierra. Existen procesos que producen aumentos de su concentración en la atmósfera y otros, su disminución (figura 2.4).

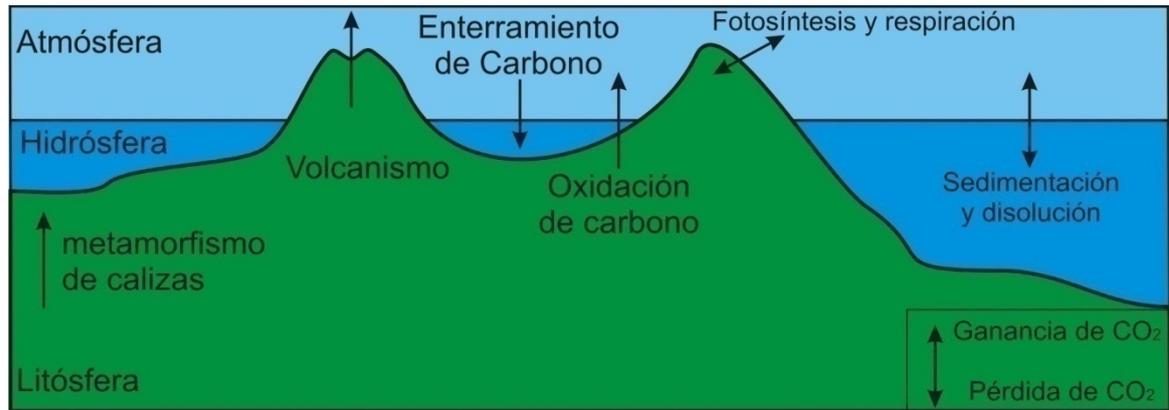


Figura 2.4. Ciclo del carbono.

El volcanismo, el metamorfismo, la oxidación de carbono orgánico, la respiración, constituyen procesos naturales que llevan al aumento del CO₂ en la atmósfera, además de la combustión y de otras acciones humanas. La sedimentación, precipitación, meteorización y fotosíntesis producen su disminución en la atmósfera.

Se han propuesto coincidencias notables entre altas concentraciones de CO₂ atmosféricos y la formación de rocas ígneas, pudiéndose asumir que eventos tectónicos importantes habrían sido los responsables de eventos cálidos del planeta (Fischer, 1981).

La meteorización de las rocas y la precipitación de carbonatos de calcio también producen la disminución de dióxido de carbono en la atmósfera.

La precipitación de CaCO₃ que realizan los moluscos, algas microscópicas del fitoplancton y por especies animales del zooplancton, conjuntamente con la precipitación inorgánica y el enterramiento de la materia orgánica, la litósfera va restando carbono de otros reservorios, como el mar y el aire los que son parcialmente contrarrestado por la disolución calcárea que se da a profundidades mayores a los 3000 m.

La fotosíntesis y la respiración constituyen procesos biológicos que producen efectos contrarios. Cuando la primera produce la captura de CO₂ de la atmósfera de parte de la biota terrestre y marina (bombeo biológico marino), la respiración causa la oxidación del carbono orgánico, en la que se desprende CO₂.

El mar presenta una mayor concentración de CO₂ que el aire, en cierta forma debido a la alta solubilidad en agua de mar, transformándose de esta forma en uno de los sumideros más importantes. Esta solubilidad es variable de acuerdo a la temperatura del agua. En periodos fríos el océano absorbe CO₂ del aire y hace disminuir su concentración en la atmósfera, en periodos cálidos, el océano suelta CO₂ y aumenta su concentración.

- **Volcanismo**

El CO₂ de origen volcánico es un importante gas invernadero, pero hay ciertas erupciones volcánicas que producen un efecto contrario y actúan enfriando el planeta. Las erupciones volcánicas de tipo explosivo enfrían el clima por dos factores: envían partículas de ceniza a la estratosfera, bloqueando la entrada de luz solar, y emiten SO₂ que se une al agua atmosférica para formar gotitas de H₂SO₃, que actúan como aerosoles.

Erupciones volcánicas como el volcán Laki (1783), Tambora (1815), Krakatoa (1883), pudieron ser responsables de descensos de las temperaturas en los años posteriores, no solo en las regiones cercanas sino también en sitios muy lejanos.

- **Corrientes oceánicas**

Las corrientes oceánicas son desplazamientos de masas de agua más o menos concentradas cuyas causas estarían vinculadas con la rotación de la tierra, la acción del viento, las diferencias de temperatura y salinidad, teniendo un fuerte impacto la distribución de los continentes y la morfología de fondo oceánico y las costas. Existen corrientes oceánicas superficiales y profundas, como también corrientes frías o cálidas (figura 2.5) según se originen en la región del Ecuador o en las cercanías de los polos. Las corrientes marinas transportan aguas frías a las regiones cálidas y viceversa, lo cual contribuye a un equilibrio de temperaturas oceánicas en el globo terrestre. Las corrientes están influenciadas por el efecto de Coriolis, por lo que en el hemisferio norte se mueven en el sentido de las agujas del reloj y las del hemisferio sur, en sentido contrario.

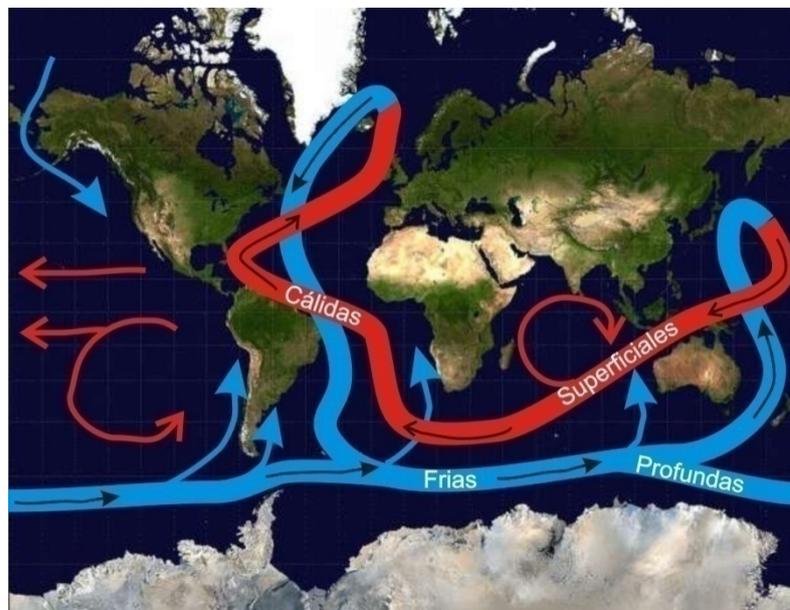


Figura 2.5. Distribución general de las corrientes oceánicas.

La salinidad y la temperatura del agua juegan un papel muy importante en el funcionamiento de estas cintas transportadoras. Por ejemplo, la Corriente del Golfo llega a los Mares Nórdicos con una temperatura media de 10°C en el paralelo 50°N para ser solamente de unos 3°C en el paralelo 65°N. Por enfriamiento y contracción térmica, adquieren una densidad alta y acaban hundiéndose, dejando espacio para la llegada desde el sur de nuevas masas de agua. Gracias a la corriente marina del Golfo, el aire seco y frío que sale del continente americano impulsado por los vientos del oeste se carga de humedad y absorbe calor a su paso por el Atlántico Norte y llega templado y húmedo a las tierras de Europa (Antón Uriarte, 2010).

Se cree que la cinta transportadora de los océanos tiene dos situaciones estables, una respondería a las épocas glaciales y la otra a las interglaciales.

- **Actividad del hombre**

Desde la Revolución Industrial que comenzó alrededor del 1750, las actividades humanas han contribuido sustancialmente al cambio climático al añadir CO₂ y otros gases que atrapan calor a la atmósfera. Estas emisiones de gases han aumentado el efecto invernadero y han ocasionado que la temperatura de la superficie terrestre aumente. La principal actividad humana afectando el aumento y la tasa a la que ocurre el cambio climático son las emisiones de gases de efecto invernadero provenientes de la quema de combustibles fósiles.

En la actualidad, las actividades humana emiten más de 135 veces de CO₂ cada año que los volcanes en el pasado. 30 mil millones de toneladas de CO₂ a la atmósfera por año son descargados. Las concentraciones atmosféricas de CO₂ han aumentado por casi el 40% desde épocas preindustriales, desde aproximadamente 280 partes por millón por volumen (ppmv) en el siglo XVIII a 390 ppmv en el año 2010. El nivel actual de CO₂ es más elevado que los niveles registrados en los últimos 800,000 años (NRC, 2010).

El conjunto de estos factores (terrestres y astronómicos) son los responsables de los cambios del clima sobre la tierra, desarrollados en forma individual o asociados, los que en muchos casos producen su potenciación y en otros, una minimización de los efectos.

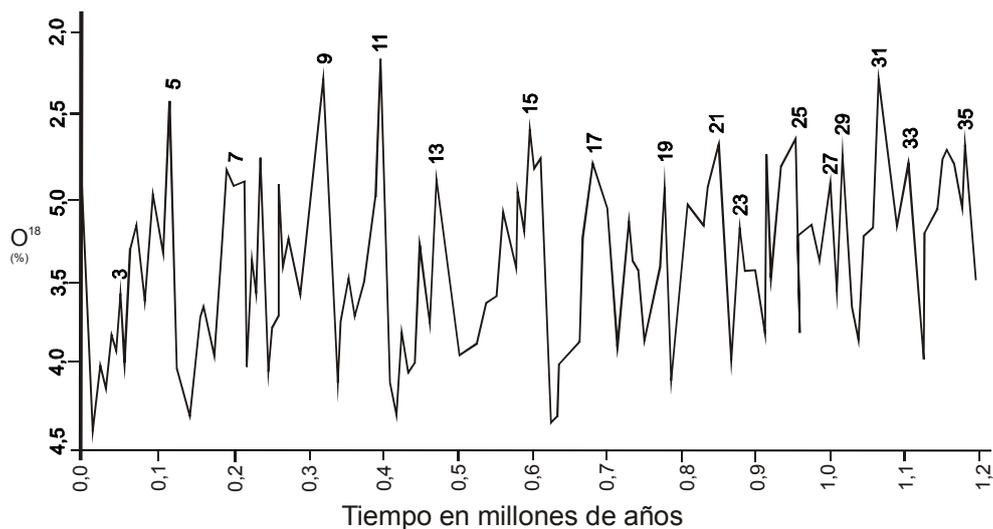


Figura 2.6. Curva sintética de las variaciones en la composición isotópica del Oxígeno de biocarbonatos marinos desde principios del Pleistoceno medio que permite inferir las variaciones del nivel del mar (Shackleton y Opdyke 1973).

Algunas de las variaciones climáticas del Cuaternario

El Cuaternario, a lo largo de sus 2,5 m.a. ha experimentado una constante y periódica alternancia de ciclos fríos y cálidos, cuya intensidad y duración es muy variable. A finales del Terciario, en el Plioceno específicamente, las aguas oceánicas entraron en una última fase del enfriamiento general que se había venido produciendo durante los últimos 50 millones de años, probablemente como consecuencias de la instalación de la corriente circunantártica (corriente oceánica que rodea la Antártida) producto de la separación definitiva de la Antártida de América del Sur y Australia.

Al comienzo del Pleistoceno, en cortos y sucesivos períodos fríos, empezó a acumularse hielo en el norte de América y de Europa. La variabilidad del clima se profundizó, propiciado por los ciclos astronómicos de Milankovitch y en especial por el ciclo de variación de la oblicuidad del eje, de 41.000 años de duración (Antón Uriarte, 2009).

De acuerdo a numerosos estudios puede observarse que las variaciones climáticas si bien tienen un componente astronómico central (ciclos de Milancovitch), existen otras perturbaciones que responderían a otros factores, asociados directamente con aspectos puramente terrestres:

- Período interglacial MIS 5: Este período cálido, también conocido como Sangamon o Emience, corresponde al penúltimo periodo cálido durante el Cuaternario, situándose en torno de los 120 Ka y con temperaturas oceánicas y atmosféricas entre 1° y 2°C por encima de las actuales como promedios, aunque también se han observados temperaturas por encima de estos valores. Debido a este evento cálido, el nivel del mar se situó unos 6 metros por encima del nivel actual, quedando representado a través de formas de erosión y acumulación en gran

parte de las costas mundiales y particularmente a lo largo de todo el litoral argentino, desde el Río de La Plata hasta Tierra del Fuego.

Durante éste interglacial, en los meses del verano el hemisferio norte presentó una insolación mayor que en el presente y en los meses del invierno mucho menor, con lo que los contrastes estacionales fueron más marcados. En definitiva, en el hemisferio norte los veranos eran probablemente más cálidos y los inviernos más fríos debido posiblemente a que la excentricidad de la órbita de la Tierra era mucho mayor que la actual y el perihelio ocurría durante el verano del hemisferio norte. La inclinación del eje terrestre era también ligeramente mayor que el actual. Estas tres características hacían que la estacionalidad fuera mucho mayor.

- Última glaciación: Hacia los 115 Ka antes del presente comenzó la última glaciación. En el Océano Ártico comenzó un aumento de la extensión de la banquisa helada hacia el norte de América y el Norte de Europa (mantos Laurentino y Finoescandinavo), favoreciendo el aumento del albedo, con avances también de los glaciares de la Patagonia y de la banquisa de hielo que circunda la Antártida.

A lo largo de la glaciación el enfriamiento no se produjo de forma uniforme, sino que existieron episodios menores de agudización del frío, denominados estadales y por episodios cálidos, denominados Interestadales.

Los episodios fríos son denominados eventos Heinrich y los cálidos eventos Dansgaard-Oeschger. Se cree que se sucedían con intermitencias en ciclos de unos 1.500 años (Singer, 2007; Rahmstorf, 2003) y que podrían corresponder con los ciclos solares de Gleissberg y de DeVries (Braun, 2005). A lo largo de la Última Glaciación hubo 6 eventos Heinrich (Heinrich, 1988), y se ubicarían tentativamente a los 17.5 Ka, 22 Ka., 30 Ka, 38 Ka, 45 ka y 65 ka. Además de los eventos fríos, se produjeron una veintena de picos de calor, denominados eventos Dansgaard - Oeschger, durante los cuales se producían fuertes subidas de temperatura (5-8°C) en espacios de tiempo muy cortos, de tan solo una decena de años.

La última glaciación presenta su extremo térmico entre los 23 y 19 Ka (último máximo glacial, UMG-LGM), siendo diferentes de acuerdo a la latitud. El descenso térmico fue mucho mayor en las latitudes altas que en las bajas y en el interior de los continentes, moderándose en los ambientes costeros. Se calcula que la bajada de la temperatura media en el hemisferio norte fue entre 5,7°C y 8,7°C, pero en muchas partes del planeta, por ejemplo en Europa, la temperatura media pudo ser aún más baja, de unos 15°C inferior a la actual. El frío de la glaciación vino acompañado, a escala global, por una mayor aridez, debido a la ralentización del ciclo hidrológico (Antón Uriarte, 2010).

- El Dryas Reciente o Joven Dryas (Younger Dryas) fue una breve fase de enfriamiento climático a finales del Pleistoceno, entre 12.700 y 11.500 años A.P. Numerosos estudios indicarían que este descenso térmico fue causado por una importante reducción o detenimiento de la corriente del golfo en su extremo norte, producto de un gran flujo de agua dulce debido a la deglaciación.

- El Hipsitermal, Óptimo del Holoceno, Máximo Termal del Holoceno, fue un periodo cálido durante el intervalo de 9 a 5 ka. A.P. De acuerdo a diferentes proxis, los mayores cambios se produjeron a altas latitudes, siendo muy poco marcados en latitudes medias y bajas. Amplias regiones áridas fueron rápidamente ocupadas por las altas precipitaciones y vastas regiones litorales fueron ocupadas por las aguas marinas, producto del ascenso del nivel del mar, situado unos 3 m por encima del nivel actual.

El origen de este ascenso térmico estuvo relacionado con los ciclos astronómicos, específicamente la inclinación del ángulo terrestre, los que de alguna forma venían provocando la deglaciación previa, aunque también se ha observado que no fueron coincidentes cronológicamente en todo el globo.

- Período Cálido Medieval: Fue un período extremadamente caluroso que se desarrolló desde el siglo X al siglo XIV, fundamentalmente en la región del Atlántico Norte, coincidiendo con un período de máxima actividad solar.

- La Pequeña Edad de Hielo (PEH) fue un período frío que abarcó desde comienzos del siglo XIV hasta mediados del XIX, poniendo fin al periodo cálido anterior. Presenta tres máximos térmicos: alrededor de 1650, 1770 y 1850, asociándose su origen a causas astronómicas y actividad volcánica.

Estas fases climáticas varían en duración, intensidad y periodicidad, pudiéndose interpretar que existen ciclos de distintas jerarquías, cada uno de ellos respondiendo a causas particulares, únicas o asociadas a otras, las que pueden potenciar sus efectos o neutralizarlos.

Bibliografía

- Antón Uriarte Centolla, 2009. Historia del clima de la tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. 403 pp.
- Shackleton, N.; Opdyke, N., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of the equatorial Pacific cores V28-238: oxygen isotope and ice volumen on an 105 years and 106 years scale. Quaternary Research 3: 39-55.
- Macdonald, F.A., Schmitz, M.D., Crowley, J.L., Roots, C.F., Jones, D.S., Maloof, A.C., Strauss, J.V., Cohen, P.A., Johnston, D.T., Schrag, D.P. 2010. Calibrating the Cryogenian, Science, 327 pp. 1241-124.
- Zachos J. et al., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present, Science, 292, 686-693.
- Exon, Neville, Jim Kennett, Mitch Malone, Henk Brinkhuis, George Chaproniere, Atsuhito Ennyu, Patrick Fothergill, Michael Fuller, Marianne Grauert, Peter Hill, Tom Janecek, Clay Kelly, Jennifer Latimer, Kristeen McGonigal, Stefan Nees, Ulysses Ninnemann, Dirk Nuernberg, Stephen Pekar, Caroline Pellaton, Helen Pfuhl, Christian Robert, Ursula Röhl, Stephen

- Schellenberg, Amelia Shevenell, Catherine Stickley, Noritoshi Suzuki, Yannick Touchard, Wuchang Wei, Tim White, 2002. Drilling reveals climatic consequences of Tasmanian gateway opening, *EOS*, 83, 23:253-259.
- Sher, H. y Martin, E. 2006. Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage, *Science*, 312: 428-430.
- Milankovitch, M. 1920. *Théorie Mathématique de phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*, Gauthiers-Volars, Paris.
- NASA/Tony Phillips, 2008. Comienza el ciclo solar 24. ([Ciencia1.nasa.gov/science-at-nasa/2008/10jan_solar cycle24](http://Ciencia1.nasa.gov/science-at-nasa/2008/10jan_solar_cycle24)).
- NRC, 2010. National Research Council. The National Academies Press, Washington, DC, USA.
- Rutherford, S. y D'Hondt S., 2000. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles, *Nature*, 408, 72-75.
- Fischer, A., 1981. Climatic oscillations in the biosphere. In *Biotic Crises in Ecological and Evolutionary Time*, 103-131, Nitecki M. ed., Academic Press.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years, *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Singer F. & D. Avery, 2007. "Unstoppable global warming", ed. Rowman and Littlefield.
- Rahmstorf, S., 2003. Timing of abrupt climate change, *Geophysical Research Letters*, vol 30, no 10, 17

Capítulo III

Paleoclimatología

Datos Proxy

Mariel Luengo

Introducción

El **clima** es el conjunto de todos los estados que la atmósfera experimenta en un lugar en el transcurso de los años y en un intervalo de tiempo grande, pero finito (World Meteorological Organization). El mismo implica la definición, descripción estadística en términos de **medias** y **variabilidad** de parámetros relevantes durante un periodo de tiempo que va desde meses a miles o millones de años. Por lo tanto para definir el clima, es necesario definir la media de los parámetros climáticos (temperatura, humedad, presión, vientos y las precipitaciones) y su variabilidad (IPCC, 2013).

El clima de la Tierra depende del equilibrio radiativo que está controlado por factores radiativos forzantes, por factores determinantes y por la interacción entre los diferentes componentes del sistema climático terrestre (**SCT**). La radiación solar es el combustible que pone en movimiento la máquina atmosférica y junto con el efecto invernadero, son los factores forzantes del clima de mayor trascendencia. Por otra parte, los procesos que controlan el clima están directamente relacionados con los de la atmósfera, la superficie terrestre, los océanos, las áreas terrestres cubiertas de hielo, los que se suceden en la Biosfera y desde luego, con los de la actividad humana. En otras palabras, éstos son los componentes del **Sistema Climático**. Con la interacción entre estos componentes se registra el intercambio de masa y energía a través de ciclos biogeoquímicos, que regulan el clima del planeta. (Pabon, 1998; Montealegre y Pabon, 2000)

El océano y la atmósfera

Al igual que los demás componentes del sistema climático, los océanos y la atmósfera interactúan permanentemente, intercambiando energía y materia (mediante procesos de evaporación y precipitación) y cantidad de movimiento (a través del impulso que el aire le proporciona a la capa superficial del océano), entre otros. Estos procesos son inherentes a la dinámica de ambos fluidos, y en particular, matizan las características propias de la circulación general de la

atmósfera y de los procesos convectivos asociados con ella. El océano y la atmósfera son los componentes del **SCT** que tienen mayor variabilidad y actúan sincrónicamente. Las fluctuaciones en uno de ellos tienen una respuesta casi inmediata en el otro. La magnitud de la masa y energía involucrada en los procesos de interacción es mucho mayor que la intercambiada con otros componentes del sistema climático. De una u otra forma, los sistemas pluviogénicos están relacionados con otros componentes del sistema climático. Sin embargo; son el océano, como controlador del clima, y la atmósfera, en cuyo seno se suscitan los procesos físicos de la condensación (formación de nubes), los responsables más determinantes de la variabilidad interanual de la precipitación. Por ello, se considera que los procesos de interacción entre estos dos medios tienen una influencia, prácticamente directa, en la variabilidad de la precipitación. Con base en las razones anteriores se han tomado los procesos oceánicos como los reguladores del clima de diferentes regiones geográficas (Montealegre y Pabon, 2000).

Variabilidad climática y cambio climático

Se entiende por variabilidad climática a la oscilación en torno a las normales climáticas estadísticamente establecidas. Cuando los valores se apartan de los valores contemplados dentro de la variabilidad se definen anomalías climáticas que pueden ser tanto positivas como negativas (Figura 3.1).

La variabilidad climática se refiere a las fluctuaciones observadas en el clima durante períodos de tiempo relativamente cortos; durante un año en particular, se registran valores por encima o por debajo de la normal. La Normal Climatológica o valor normal, se utiliza para definir y comparar el clima y generalmente representa el valor promedio de una serie continua de mediciones de una variable climatológica durante un período de por lo menos 30 años. A la diferencia entre el valor registrado de la variable y su promedio se le conoce como **Anomalía**. En diferentes años, los valores de las variables climatológicas (temperatura, precipitación, etc.) fluctúan por encima o por debajo de la normal. La secuencia de estas oscilaciones alrededor de los valores normales, se conoce como variabilidad climática y su valoración se logra mediante la determinación de las anomalías (Montealegre y Pabon, 2000).

Por lo tanto la variabilidad climática se refiere a las variaciones en el estado medio y otros datos estadísticos (como las desviaciones típicas, la ocurrencia de fenómenos extremos, etc.) del clima, en todas las escalas temporales y espaciales, más allá de fenómenos meteorológicos determinados (IPCC, 2007, Cubasch et al. 2013). A través de los años, desde épocas remotas, se han presentado fluctuaciones del clima en diversas escalas de tiempo. Tales fluctuaciones se originan, generalmente, por modificaciones en la forma de interacción entre los distintos componentes del sistema climático y por cambios en los factores radiativos forzantes (Pabón, 1998, Montealegre y Pabon, 2000).

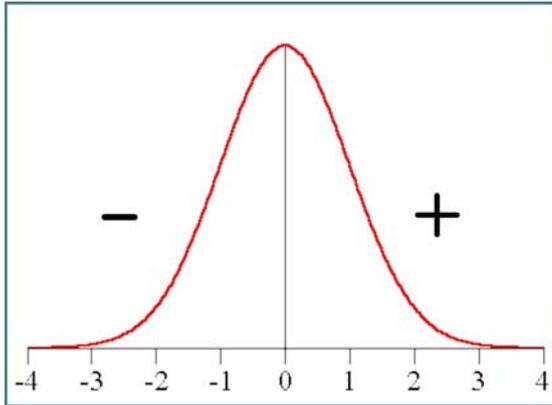


Figura 3. 1. Cuando los valores se apartan de los valores contemplados dentro de la variabilidad, se definen las denominadas anomalías climáticas. Las mismas pueden ser positivas o negativas.

Variabilidad natural del clima

Un ejemplo de variabilidad climática son los episodios de El Niño y La Niña, también conocida como Oscilación Austral (ENSO y ENOA por sus siglas en inglés) (Figura 3.2). Tiene su origen en la interacción océano- atmósfera y está caracterizado por un **calentamiento anómalo** de todo el Océano Pacífico Ecuatorial el cual se extiende hasta la costa de Sudamérica. Produce un transporte de masas de aguas de las zonas ecuatoriales y oceánicas hacia la costa. Este fenómeno oceánico se asocia con una fluctuación de las características de la presión en superficie y la circulación en la región inter-tropical de los océanos Índico y Pacífico, denominada Oscilación Austral (NOAA, 2009).

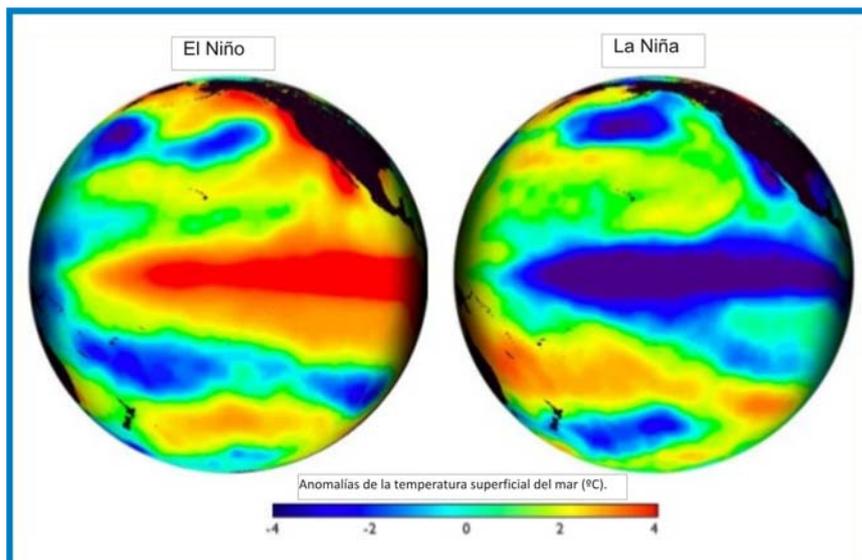


Figura 3.2. ENSO Y ENOA. Distribución de las anomalías para el área del pacífico ecuatorial.

La anomalía térmica oceánica del Niño viene acompañada con una anomalía en el campo de presiones (Uriarte et al., 2003). Las constantes mediciones de la temperatura sobre el nivel del mar (TSM) y la presión atmosférica permiten determinar cuándo se presentan anomalías climáticas que indican la aparición de El Niño o de su fenómeno inverso, La Niña.

La anomalía climática se define como la diferencia en más (+) o en menos (-) que se observa en un lugar, respecto a sus condiciones normales desde el punto de vista climático (NOAA, 2009).

Las anomalías en la temperatura en relación a El Niño indican lo siguiente: Cuando los valores de temperatura son iguales a la normal histórica significa condición neutra. Si se registran valores de temperatura positivos (temperaturas reales por encima de la normal histórica), es una anomalía positiva y cuando el índice de la anomalía alcanza cierto valor positivo, se está en presencia del fenómeno de El Niño.

Si los valores de temperatura son negativos (temperaturas reales por debajo de la normal histórica), es una anomalía negativa y cuando el índice de la anomalía alcanza cierto valor negativo se está en presencia del fenómeno conocido como La Niña.

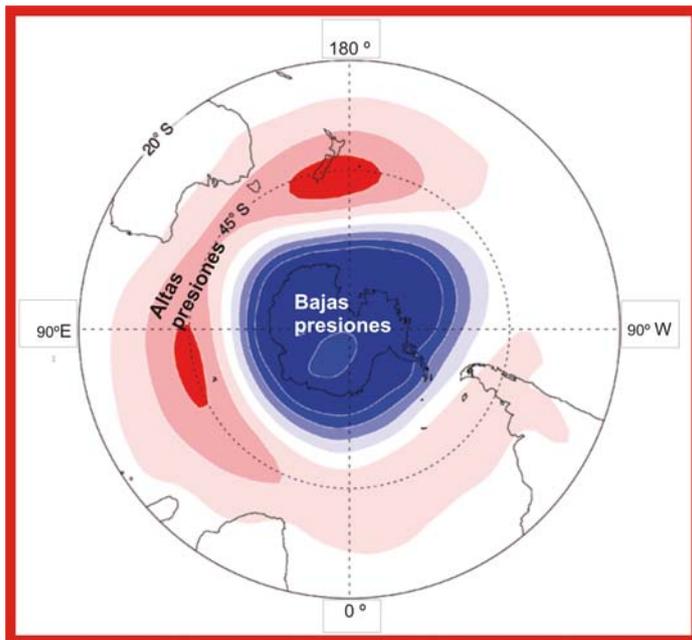


Figura 3.3. Gráfico de variaciones en la presión debido a la fase SAM positivo. Los colores rojos indican presiones más altas que las usuales, mientras que los colores azules, presiones más bajas que lo usual. (Modificado de Renwick and Thompson, 2006.)

Otro ejemplo es el Modo Anular Austral (SAM por sus siglas en inglés) (Figura 3.3). Es un patrón de variabilidad del clima del hemisferio Sur que describe el desplazamiento norte-sur del cinturón de vientos del oeste "westerlies" que circulan alrededor de la Antártida. Es decir, describe un traslado de masa atmosférica en dicha dirección entre el polo sur y latitudes medias. El ciclo de SAM está caracterizado por fases positivas y negativas.

Las SAM Positivo se caracterizan por altas presiones a 40°S y bajas presiones sobre Antártida. Los vientos del oeste "Westerlies" son débiles sobre Patagonia y fuertes en altas latitudes (Figura 3.3).

Mientras las durante las SAM Negativo hay bajas presiones a 40°S y altas presiones sobre Antártida. Los "Westerlies" se mueven hacia el Ecuador y se debilitan en altas latitudes.

Determina patrones de temperatura y precipitación sobre Patagonia. Es el forzante climático más importante en extremo austral de Sudamérica.

El cambio climático

El cambio climático es la variación del estado del clima, identificable (por ejemplo, mediante pruebas estadísticas) en las variaciones del valor medio o en la variabilidad de sus propiedades, que persiste durante largos períodos de tiempo, generalmente decenios o períodos más largos. El cambio climático puede deberse a procesos internos naturales o a forzamientos externos tales como modulaciones de los ciclos solares, erupciones volcánicas o cambios antropógenos persistentes de la composición de la atmósfera o del uso del suelo (IPCC, 2013; Masson-Delmotte et al. 2013).

O sea que el cambio climático implica dos elementos. 1. La variación por incremento de la media; la variación del clima medio del cambio climático implica pasar a una condición de un clima promedio más cálido y más seco, tal y como se ilustra en la Figura 3.4.

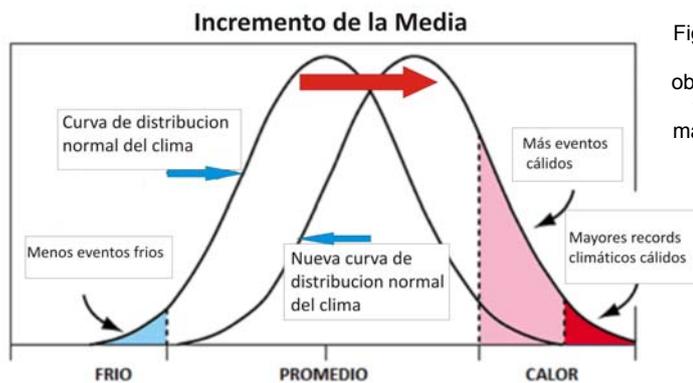


Figura 3.4. Gráfico que muestra la curva anterior al cambio climático. En la nueva curva se puede observar que aumentó la media (promedio), pero la variabilidad es la misma. A su vez se observan mayores eventos de récord climáticos cálidos (más allá de la variabilidad original).

2. La variación de la variabilidad que implicará cambios bruscos en los extremos del clima en los comportamientos anuales o estacionales, o sea períodos secos y calurosos, alternando con períodos lluviosos y eventos climáticos extremos (Figura 3.5).

Ambas variaciones son consecuencia del cambio de la temperatura sobre los extremos de la distribución. El cambio climático se produce porque se refuerza así el efecto invernadero; de esta forma la temperatura de la tierra se eleva y el sistema busca un nuevo equilibrio energético, produciéndose entonces un cambio en el clima terrestre.

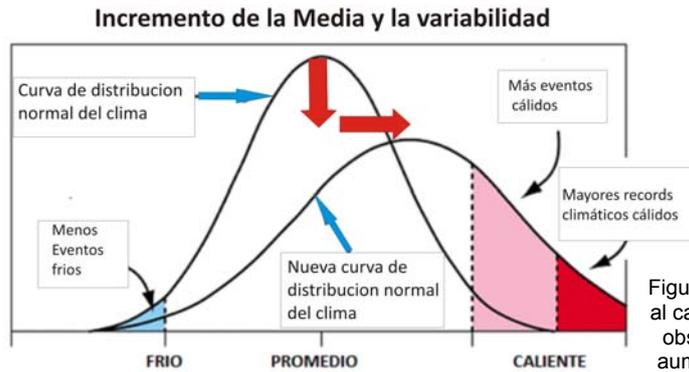


Figura 3.5. Gráfico que muestra la curva anterior al cambio climático. En la nueva curva se puede observar que aumentó la media (promedio), y aumentó la varianza (variabilidad). A su vez se observan mayores eventos de récord climáticos cálidos (más allá de la variabilidad original).

Visión sistémica y cambio climático

El sistema climático terrestre (**SCT**) es la consecuencia de una conexión entre la atmósfera, los océanos, las capas de hielo (criósfera), los organismos vivos (biósfera) y los sedimentos y rocas (geósfera). Solo considerando al sistema climático en estos términos es posible entender el flujo y los ciclos de energía y materia en la atmósfera y comprender qué es requerido para investigar las causas y efectos del cambio climático. Todo cambio en alguno de los componentes del SCT puede ser analizado en términos de causa-efecto.

Forzante: en un proceso que provoca cambios en algún componente del SCT. Se los clasifica en externos e internos (otros componentes del SCT) (Figura 3.7). (Ver capítulo II de forzantes astronómicos).

Respuesta: es el efecto o cambios que se percibe en algún componente del SCT como consecuencia del accionar de un forzante (Figura 3.7).

El clima varía a lo largo de diferentes escalas temporales, desde anual a cientos de millones de años y cada periodicidad es una manifestación de diferentes mecanismos forzantes. Además, las diferentes componentes del sistema climático terrestre cambian y responden a los factores de forzamiento a diferentes velocidades; a fin de entender el rol que juegan dichos componentes en la evolución del clima es necesario tener un registro considerablemente más largo que el tiempo que les toma a estos experimentar cambios significantes.

Desgraciadamente, los registros del clima provenientes de satélites y de mediciones hechas por el hombre (por medio de termómetros, pluviómetros, etc.) cubren por lo general menos de 150 años. Estos registros son demasiado cortos para examinar el rango completo de la variabilidad climática. Por ello, es crítico examinar el cambio climático extendiéndose centenares y miles de años en el pasado usando registro paleoclimáticos provenientes de árboles, corales, glaciares y otras fuentes naturales o "**proxy**".

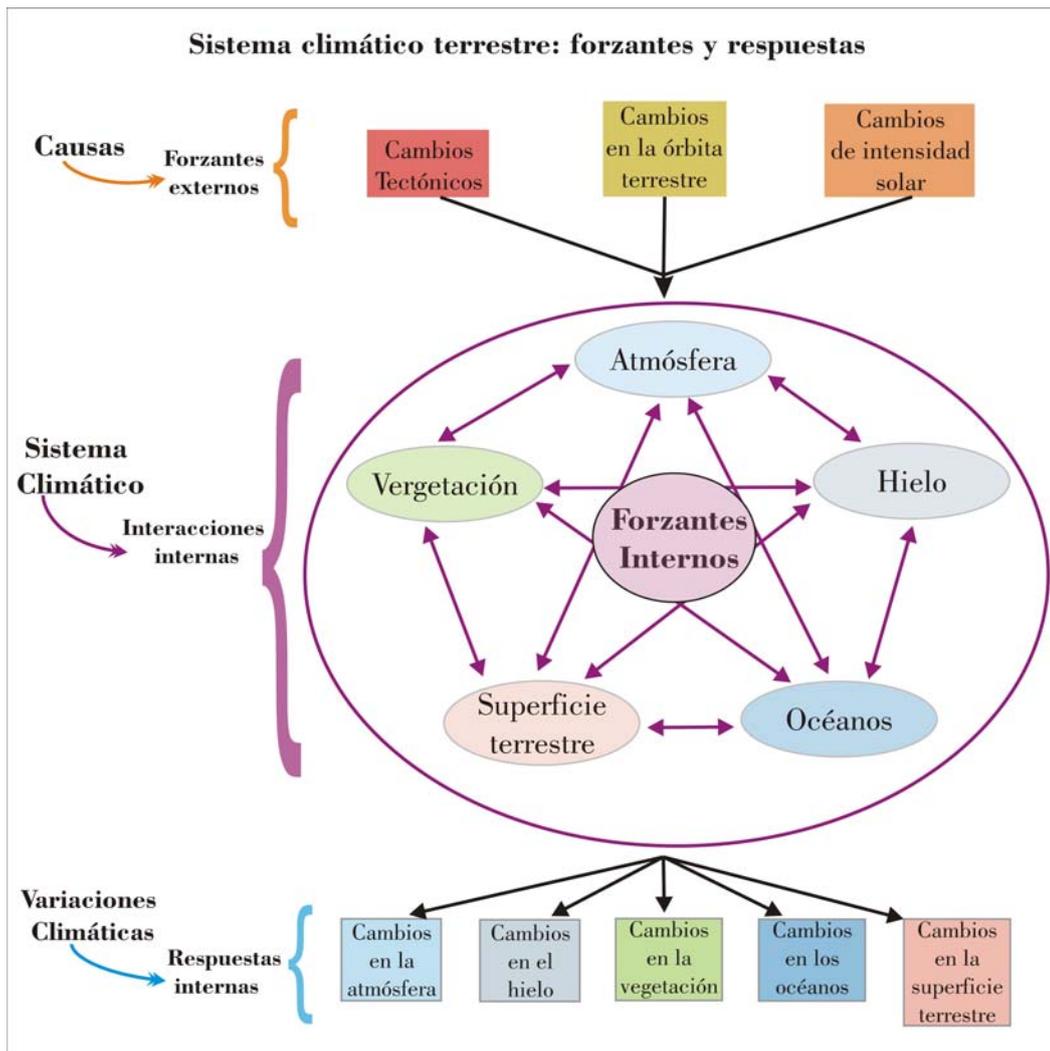


Figura 3.7. Cuadro representativo del Sistema Climático Terrestre modificado de Ruddiman, 2008; donde se muestran los forzantes externos, los principales componentes del SCT y las relaciones entre los mismos, en forma de forzamientos y respuestas.

Paleoclimatología

La paleoclimatología es el estudio del clima y el cambio climático previo al período de mediciones instrumentales, es decir, cuando no se cuenta con observaciones directas de estados atmosféricos. Esta disciplina toma los datos paleoclimáticos provenientes de registros naturales tales como; anillos de árboles, testigos de hielo, polen fósil, sedimentos oceánicos, corales y datos históricos entre otros. Analizando los registros tomados de éstas y de otras fuentes paleoclimáticas, los científicos pueden extender la comprensión acerca del clima mucho más allá de los 150 años de registro instrumental (Jansen et al., 2007). Por lo tanto, la paleoclimatología puede ser entendida como el estudio de las observaciones indirectas de climas pasados en la litósfera, biosfera y criósfera mediante indicadores o datos Proxy.

Un Proxy climático es un registro que es interpretado usando principios físicos y biofísicos y que representa una respuesta climáticamente inducida. Es un registro natural de la variabilidad climática.

Cambios en el SCT tiene efectos sobre los procesos biológicos, físicos, químicos dejando archivos y señales que se almacenan en el registro sedimentario, paleontológico y geoquímico.

El Proxy como método en la reconstrucción paleoclimática

Anillos de crecimiento, microorganismos del plancton de ambientes lacustres y oceánicos y el polen son algunos de los Proxy mejor conocidos y más utilizados en la reconstrucción de climas y ambientes pasados. Muchos son utilizados para inferir temperaturas y humedad del pasado, mientras que el polen y plancton extraídos de testigos sedimentarios resultan importantes en la estimación de parámetros climáticos como; temperatura, salinidad y precipitaciones.

El paleoclima intenta reconocer y reconstruir a partir de los registros naturales e históricos los cambios en el SCT que fueron forzados por cambios climáticos pasados, (Jansen et al. 2007)

Reconstrucción paleoclimática a partir de datos proxy

1. Datos históricos

Los documentos históricos contienen abundante información sobre climas pasados y han sido usados para reconstruir climas datados hasta miles de años atrás (es decir la mayor parte del Holoceno). Estos datos históricos pueden ser: las observaciones de los fenómenos del tiempo (frecuencia y ocurrencia de heladas o nevadas); el comportamiento de los excesos y déficit hídricos: las inundaciones o sequías (Barriendos, 1999).

Se pueden encontrar observaciones sobre las condiciones del tiempo y del clima en los cuadernos de bitácora y en registros de agricultores, en relatos de viajeros, diarios, inscripciones antiguas; anales y crónicas; registros marítimos y comerciales; escritos científicos y antiguos registros instrumentales fragmentados, pinturas (Figura 3.8). Cuando son evaluados de la forma apropiada, los datos históricos pueden brindar información, tanto cualitativa como cuantitativa acerca del clima del pasado.

El Período Cálido Medieval (del año 700 al 1300) y La Pequeña edad de hielo (del año 1350 al 1850) fueron fluctuaciones climáticas que han sido muy estudiadas en Europa (Broecker 2001). Una evidencia histórica notable de El Período Cálido Medieval fue la expansión Vikinga, que tuvo lugar entre el año 800 y el 1100. Los Vikingos de Suecia cruzaron el Báltico para establecerse en tierras eslavas, alrededor de Noruega, luego desde allí, hacia el Sur de Gran Bretaña y Normandía. Los Vikingos de Noruega migraron hacia el noroeste del Atlántico. Des-

pués de ocupar gran parte de las islas Británicas e islas septentrionales, entre el año 870 y el 130 se asentaron en Islandia y Groenlandia, aprovechando un período en el que las aguas de los mares se liberaron de los hielos. Hacia el año 1300, el clima se enfría y el estrecho que separa Groenlandia de Islandia debió quedar innavegable por el avance de la banquisa ártica marina (Uriarte 2003).

Estos datos deben ser calibrados, como todos los registros proxy, con observaciones recientes y referidos en forma cruzada con datos instrumentales. Esto puede realizarse mediante una construcción de índices (por ejemplo, el número de registros de heladas por invierno) que puede relacionarse estadísticamente a información análoga derivada de los datos instrumentales.



Figura 3.8. Pintura al óleo "Paisaje de invierno con trampa para pájaros" del pintor flamenco Peeter Brueghel "el viejo" (Siglo XVI) considerado como un registro histórico de La Pequeña Edad de Hielo (LIA por sus siglas en inglés).

2. Testigos de hielo

Los testigos o núcleos de hielo (ice cores), extraídos de glaciares, son uno de los indicadores paleoclimáticos que presentan la mayor amplitud temporal (hasta 1 millón de años). Son los hielos de los casquetes polares de Groenlandia y la Antártida (Figura 3.9) los que han dado a los paleoclimatólogos las informaciones más abundantes en lo que respecta a las últimas glaciaciones. La nieve se acumula anualmente, se compacta de tal manera que algunas burbujas de aire quedan atrapadas en los hielos durante cientos de miles de años y proveen información de la composición gaseosa de la atmósfera en el momento en que se formaron. Es así que la extracción de cilindros de hielo verticales permite analizar las sucesivas capas de nieve precipitadas en esos milenios y el aire atrapado en ellas.

Estos núcleos contienen partículas, burbujas de aire e isótopos de oxígeno, que son usadas para interpretar el clima pasado. Se mide la cantidad de aerosoles atmosféricos, partículas cósmicas, sales de mar, polvo continental y material biológico aerotransportado, isótopos (Sudgen y John, 1976; Uriarte, 2003). Gracias al análisis de este aire atrapado en las burbujas de las capas de hielo, que recubren Groenlandia y la Antártida, se conoce cómo fue variando a lo

largo de los últimos ciclos glaciares la concentración de algunos de los gases invernadero y de los aerosoles atmosféricos (Fischer, 1999).

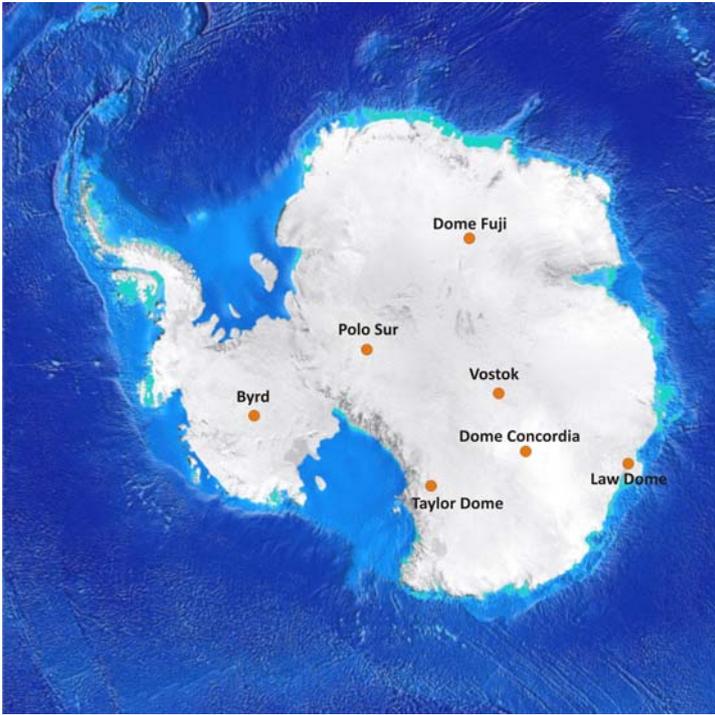


Figura 3.9. Localización de los principales sondeos en la Antártida, profundidad y alcance temporal de los mismos:

- Vostok . Los 3623 m perforados lo convirtieron en el barreno de hielo más profundo recuperado, con un registro continuo que abarca los últimos 420.000 años BP.
- Dome C (o Domo Concordia), Proyecto EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica): 3.000 m de profundidad y 740.000 años BP.
- Dome Fuji (Japón) 3.029 m de prof., 760.000 años BP
- Law Dome: 1390 m, 948 AD. Aunque el sondeo es poco profundo, se produce una mayor acumulación de nieve, por lo tanto las capas de hielo son de mayor espesor, presentando condiciones óptimas para su estudio y una mejor resolución temporal.
- Taylor Dome: 2365 m , -228160 AD
- Byrd: 1530 m, -87879 AD (Uriarte, 2003, www.ngdc.noaa.gov/paleo/icecore.html).

3. Sedimentos oceánicos

Toneladas de sedimentos se acumulan anualmente en las cuencas oceánicas y estos pueden ser indicativos de las condiciones climáticas cerca de la superficie del océano o en los continentes adyacentes. Los sedimentos están compuestos por materiales biogénicos (orgánicos) y terrígenos (inorgánicos). Los componentes biogénicos (restos de organismos planctónicos o bentónicos) proveen un registro de los climas pasados y la circulación oceánica; que pueden revelar información sobre las temperaturas de la superficie del agua pasada, la salinidad, el oxígeno disuelto y las nutrientes disponibles. Contrariamente, la naturaleza y abundancia de los materiales terrígenos provee información sobre las variaciones de humedad-aridez y las intensidades y direcciones de los vientos en los continentes. Los registros de sedimentos oceánicos se han usado para reconstruir cambios paleoclimáticos sobre un rango de escalas temporales, desde miles a millones de años.

Los sedimentos biogénicos del fondo del mar son de naturaleza calcárea o silícica. A los fines paleoclimáticos, los materiales más importantes son los ejemplares de foraminíferos (zooplancton calcáreo), bentos (algas calcáreas) y diatomeas (algas silícicas). La reconstrucción paleoclimática a partir de estudios de ejemplares calcáreos y silícicos básicamente resulta a partir de tres tipos de análisis: a) la composición isotópica del oxígeno del carbonato de calcio; b) la abundancia relativa de especies de agua fría y de agua caliente; y c) las variaciones mor-

fológicas resultantes de factores ambientales. Por ejemplo, el estudio de los foraminíferos, en particular el análisis isotópico de oxígeno.

Si el carbonato de calcio (de los organismos marinos) es cristalizado lentamente en el agua, el ^{18}O está ligeramente concentrado en el precipitado relativo al que permanece en el agua. Este proceso de fraccionamiento es dependiente de la temperatura, de forma que el efecto de concentrador disminuye con el aumento de la temperatura. Cuando el organismo muere, el ejemplar se hunde al lecho del océano y se deposita, con millones de otros ejemplares, en forma de sedimento de fondo, preservando así una señal de la temperatura (en la forma de relación isotópica de oxígeno) de la época en que el organismo vivía. Si se construye un registro de relaciones de isótopos de oxígeno a partir de testigo de sedimentos oceánicos y los mismos pueden datarse con precisión esto constituirá un método de reconstrucción paleoclimática.

Como para las relaciones de isótopos de testigos de hielo, la composición isotópica del oxígeno de una muestra está expresada generalmente como un desvío ^{18}O de la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de un estándar arbitrario $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ SMOW. El efecto de fraccionamiento es mucho más pequeño que el que ocurre durante la evaporación/concentración del agua y típicamente, los valores ^{18}O son no más que unas pocas partes por mil (‰) por sobre o debajo la relación isotópica SMOW.

Estudios empíricos relativos a la composición isotópica del carbonato de calcio depositado por los organismos marinos a la temperatura en el momento de deposición han demostrado la siguiente relación:

$T = 16.9 - 4.2 (c - w) + 0.13 (c - w)^2$, donde T es la temperatura del agua ($^{\circ}\text{C}$), c es el desvío del SMOW de la muestra de carbonato y w es el desvío del SMOW del agua en el que precipitó la muestra. Para análisis modernos, w puede medirse directamente en muestras de agua oceánica; en muestras fósiles, sin embargo, la composición isotópica del agua de mar es desconocida y no puede asumirse que tenga la misma de hoy. En particular, durante la eras glaciales, el agua de mar era isotópicamente más pesada (o sea enriquecida con ^{18}O) comparado a la de hoy; grandes cantidades de agua isotópicamente más liviana fueron conservadas en la tierra como enormes formaciones de capas de hielo. Por lo tanto, el aumento esperado en c debido a las temperaturas de la superficie del mar más frías, es complicado por el aumento de w en esas épocas.

Además del análisis de isótopos estables, la reconstrucción paleoclimática puede realizarse también estudiando la abundancia relativa de las especies y sus variaciones morfológicas. En el último caso, la verificación de la dirección de enrollamiento como es el caso del foraminífero *Globigerina sp.* (Sea enrollado a la derecha o a la izquierda) a menudo revela información proxy de utilidad sobre las paleotemperaturas de los océanos. Otras variaciones incluyen diferencias en el tamaño, forma y estructura superficial del ejemplar. (Emiliani, 1955; Uriarte, 2003).

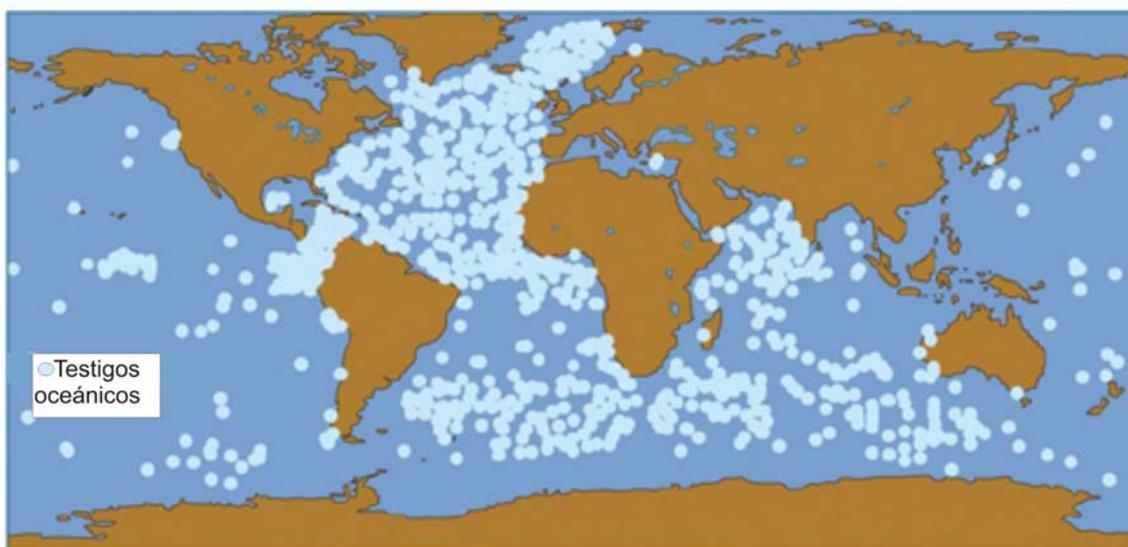


Figura 3.10. Gráfico donde se muestra la distribución de testigos oceánicos. Modificado de Ruddiman, 2008.

(Tomado y adaptado de apunte de Seminario de Cambio Climático. Para ampliar sobre la temática se recomienda visitar la página

<http://filo.uba.ar/contenidos/carreras/geografia/catedras/cambioclimatico>)

4. Dendroclimatología

Los anillos de crecimiento de los árboles son archivos naturales de las condiciones medioambientales tales como: temperatura, precipitación, composición química del aire o del agua, variaciones del crecimiento de la biomasa vegetal, erupciones volcánicas, variaciones geomorfológicas, actividad solar y rayos cósmicos. Los anillos son bandas de células producidas por el cambium vascular de algunas plantas leñosas durante un período de tiempo. La información ambiental se puede obtener del ancho de los anillos, la densidad intraanular de la madera, la densidad de poros y el contenidos de isótopos ($\delta^{14}\text{C}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^2\text{H}$, ^{18}O), entre otros (Stuiver y Quay, 1980; Roig, 1987; Schweingruber, 1988, 1996; Poussart et al., 2004).

El estudio de las relaciones entre el crecimiento anual de los árboles y el clima es llamado dendroclimatología, esta disciplina ofrece una forma de reconstrucción paleoclimática de alta resolución (anual) para la mayor parte del Holoceno. El crecimiento anual de los árboles es el resultado neto de muchos procesos bioquímicos complejos e interrelacionados. El hecho de que existe una relación entre estas condiciones extremadamente localizadas y parámetros

climáticos de larga escala ofrece el potencial de extraer alguna medición de la influencia general del clima sobre el crecimiento año a año. El crecimiento puede estar afectado por muchos aspectos del microclima: la insolación, precipitación, temperatura, velocidad del viento y humedad. Además de estos, hay otros factores no climáticos que pueden ejercer una influencia, tales como la competencia y las características de los nutrientes del suelo.

Una sección transversal del tronco de la mayoría de los árboles del bosque templado revelará una alternancia de bandas claras y oscuras. Estas son los incrementos de crecimiento estacional producidos por los tejidos meristemáticos en el cambium de los árboles, cada crecimiento estacional consiste de un pareado de **leño temprano** (banda clara originada en la parte temprana de la estación de crecimiento) y **leño tardío** más densa (banda oscura producida hacia el final de la estación de crecimiento) y colectivamente constituyen el anillo del árbol.

El crecimiento del árbol está limitado directa o indirectamente por alguna variable climática y la limitación puede ser cuantificada y fechada. Solo para los árboles creciendo cerca de las extremidades de su amplitud ecológica, donde están sujetos a estrés climáticos considerables, es probable que el clima sea un factor limitante. Comúnmente se reconocen dos tipos de estrés climático; el estrés de humedad y el estrés de temperatura. Los árboles que crecen en las regiones semiáridas están frecuentemente limitados por la disponibilidad de agua y los indicadores dendroclimáticos reflejan primariamente esta variable; mientras que aquellos que crecen cerca de la línea arbolar latitudinal o de altitud están principalmente bajo las limitaciones de crecimiento impuestas por la temperatura; de aquí que los indicadores dendroclimáticos en dichos árboles contienen intensas señales de temperatura.

Para el desarrollo de reconstrucciones climáticas cuantitativas se parte de tres supuestos. El primero, es el principio del uniformismo; los procesos físicos y biológicos que conectan el medio ambiente actual con las variaciones que hoy ocurren en el crecimiento del árbol deben haber operado en el pasado. El segundo, las **condiciones climáticas que producen anomalías en los patrones de crecimiento de los árboles en el pasado deben tener su análogo durante el período de calibración**. Finalmente, se asume que la relación sistemática entre el clima, como un factor limitante y la respuesta biológica, puede aproximarse por una expresión matemática lineal.

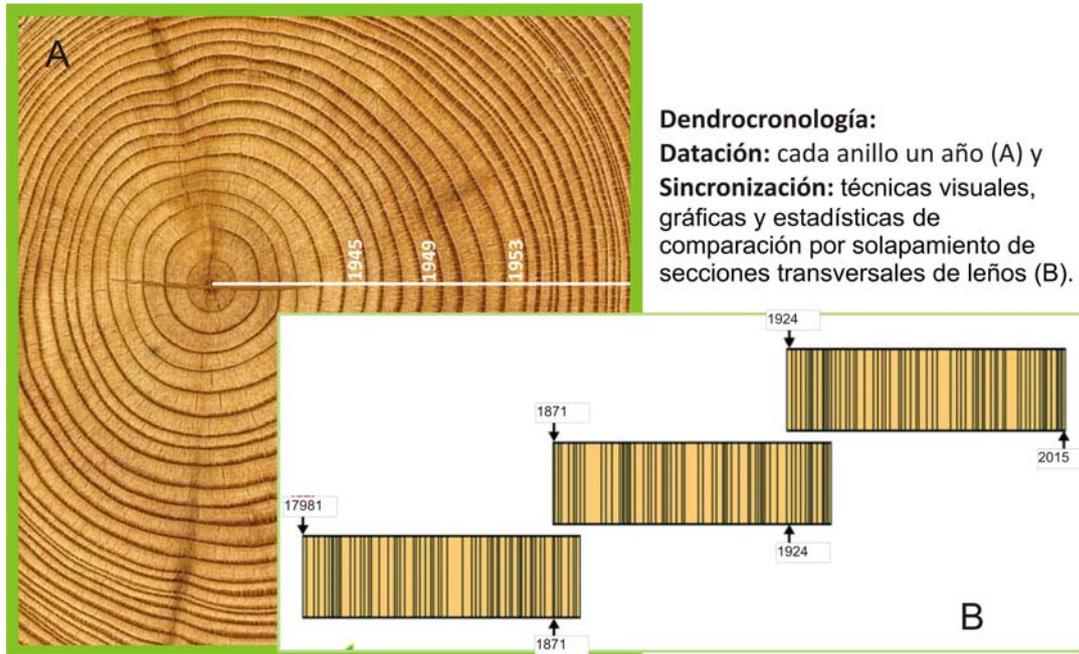


Figura 3.11. La figura muestra en (A) el corte trasversal de un tronco donde se pueden observar los sucesivos anillos de crecimiento. B ejemplo de sincronización, método utilizado que consiste en superponer secciones transversales de leños).

- 1) Recoger datos (muestra) de un conjunto de árboles (dentro de una población de árboles) que ha sido seleccionado sobre la base de que el clima (por ejemplo, temperatura, humedad) debe ser un factor limitante.
- 2) Reunir los datos en una cronología compuesta del lugar cruzando las series individuales luego de remover mediante estandarización los efectos de la edad. Esta cronología maestra aumenta la señal (clima) sobre el ruido de fondo (no clima).
- 3) Construir cronologías de una red de emplazamientos para la región.
- 4) Identificar relaciones estadísticas entre las series temporales cronológicas y los datos climáticos instrumentales para el período reciente – el período de **calibración** (Figura 3.11),
- 5) Usar estas relaciones para reconstruir información climática a partir de los períodos antiguos cubiertos por los datos de anillos de árboles.
- 6) Finalmente, cotejar o verificar el resultado de la construcción contra datos independientes.

Existen una gran variedad de métodos de reconstrucción paleoclimática a partir del análisis de anillos de árbol. Este procedimiento puede aplicarse a todas las variables de crecimiento del árbol climáticamente dependientes, específicamente al ancho de los anillos, pero también a la densidad de la madera y las mediciones isotópicas. La madera tardía de un anillo de árbol es mucho más densa que la madera temprana y las variaciones interanuales contienen una intensa señal climática.

El uso de mediciones isotópicas en dendroclimatología evita también la necesidad de un proceso de estandarización. La premisa básica de la dendroclimatología isotópica es que las variaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y deuterio/hidrógeno en aguas meteóricas (atmosféricas) son una función

de la temperatura, el crecimiento que registra dichas variaciones isotópicas debe preservar un registro de las fluctuaciones climáticas pasadas.

Para Sudamérica la mayoría de las colecciones provienen de los bosques templados que se expanden a lo largo de las laderas oriental y occidental de la Cordillera de los Andes. Estas montañas boscosas, entre los 35° a 55°S, interceptan los "westerlies" (vientos del Oeste), una característica importante de la circulación atmosférica en el Hemisferio Sur (Boninsegna et al., 2009)

(Tomado y adaptado de apunte de Seminario de Cambio Climático. Para ampliar sobre la temática se recomienda visitar la página

<http://filo.uba.ar/contenidos/carreras/geografia/catedras/cambioclimatico>).

5. Palinología

Los granos de polen y esporas forman la base de otro importante aspecto de la reconstrucción paleoclimática. Con frecuencia, los cambios en la vegetación de una zona pueden ser debidos a los cambios en el clima. La interpretación de las vegetaciones pasadas a través del análisis de polen y esporas que se preservaron en el registro sedimentario puede por lo tanto ofrecer una forma de reconstrucción paleoclimática.

Los granos de polen y las esporas son producidos por las plantas en enormes cantidades que se distribuyen extensamente a partir de su fuente. La dispersión puede ser por insectos (entomófila), por el viento (anemófilo) siendo este último caso el más común, luego se acumulará en cualquier superficie. Sus paredes son extremadamente resistentes a ataques químicos y físicos. Son abundantes en una amplia variedad de sedimentos, a partir de los cuales son concentrados e identificados, a través de características como tamaño, forma, ornamentación y perforaciones. El reconocimiento taxonómico es generalmente a nivel de género o familia, incluso en algunos casos es posible llegar hasta el nivel de especie (Figura 3.12). Un género o especie particular de planta puede poseer características morfológicas únicas para ayudar la reconstrucción de comunidades vegetales pasadas.

En palinología la metodología sigue patrones muy sistemáticos que van a permitir obtener datos (sucesión de espectros polínicos) e interpretarlos en términos de vegetación y su evolución. El trabajo de campo consiste en la toma directa de la muestra de afloramientos naturales o artificiales, o a partir de testigos continuos obtenidos de turberas, lecho de lagos, depósitos aluviales, fondo del océano, testigos de hielo, etc. El trabajo de laboratorio incluye el uso de ácidos y otros reactivos.

Una vez aislados e identificados los granos de polen, se obtiene un Diagrama Polínico, o imagen cualitativa y cuantitativa de la vegetación, en términos polínicos (Grimm, 1992). En estos diagramas se representan los porcentajes de los taxa presentes, así como la curva que relaciona el total de polen del componente arbóreo, frente al componente herbáceo. De este modo se puede tener una aproximación sobre el tipo de vegetación y la constitución del mismo.

El tratamiento matemático de los datos permite analizar los cambios de la vegetación (Bennet y Willis, 2002).

Cuando el polen se ha depositado en agua, se debe tener cuidado en los efectos no climáticos que causan variación en el tipo y abundancia. Estos efectos incluyen asentamientos diferenciales, mezclamiento turbulento y los efectos de enterramiento de organismos.

Desafortunadamente, las dificultades asociadas con el análisis de polen ha significado que la mayoría de las reconstrucciones paleoclimáticas han avanzado solo en una forma cualitativa – el clima fue más húmedo /más seco o más cálido/más frío. Algunas veces es posible cuantificar las variaciones paleoclimáticas no mediante el uso del ensamblaje total del polen, sino de especies indicadoras individuales, plantas que pueden no ser abundantes pero que se piensa que están limitadas por condiciones climáticas específicas.

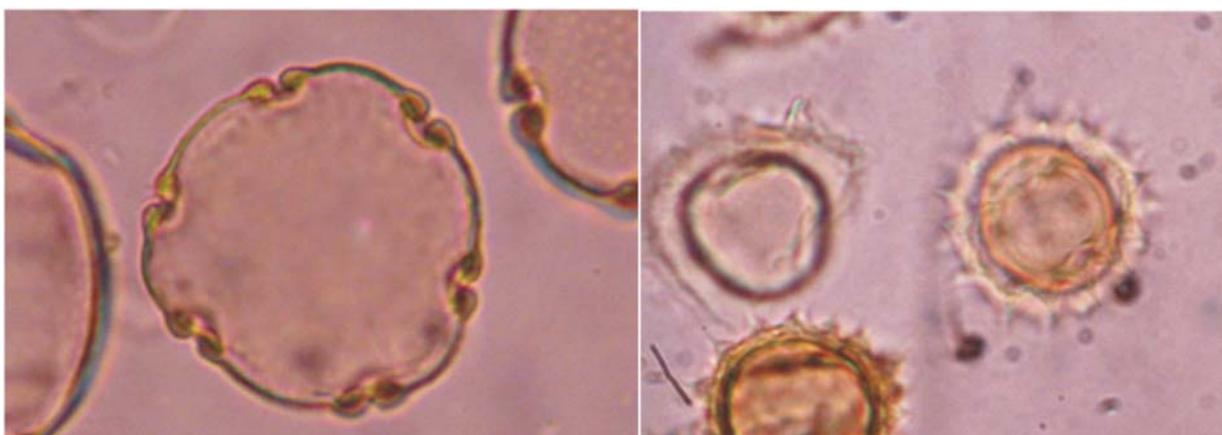


Figura 3.12. Granos de polen vistos al microscopio óptico (fotos de Mariel S. Luengo, 2010).

Modelos Paleoclimáticos

Estos son utilizados para simular episodios de climas pasados (e.g. el último máximo Glacial, el último periodo interglacial o eventos climáticos abruptos, figura 3.13) con el fin de ayudar a entender los mecanismos de esos cambios climáticos. Los modelos son clave para testear hipótesis físicas cuantitativamente, como la teoría de Milankovitch (ver capítulo II). Permiten la vinculación de causa-efecto en el cambio climático pasado para ser investigado. También ayudan a llenar el vacío entre la escala local y global del cambio, ya que la información paleoclimática local es a menudo escasa, irregular y estacional. Por ejemplo, los registros tomados de largos testigos de hielo muestran una fuerte correlación entre la temperatura local en Antártida y los aerosoles atmosféricos naturales como el CO₂ y metano, pero las conexiones entre estas variables son mejor entendidas con la ayuda de modelos. El desarrollo de una comprensión cuantitativa de los mecanismos es la forma más eficaz de aprender de climas pasados para el futuro, ya que probablemente no haya análogos directos del futuro en el pasado.

Para climas previos al Holoceno, forzantes y respuestas abarcan un rango mucho más grande, pero los datos son más escasos e inciertos, mientras que para milenios recientes el registro es más disponible, pero los forzantes y las respuestas son más cortos (Cubasch et al., 2013).

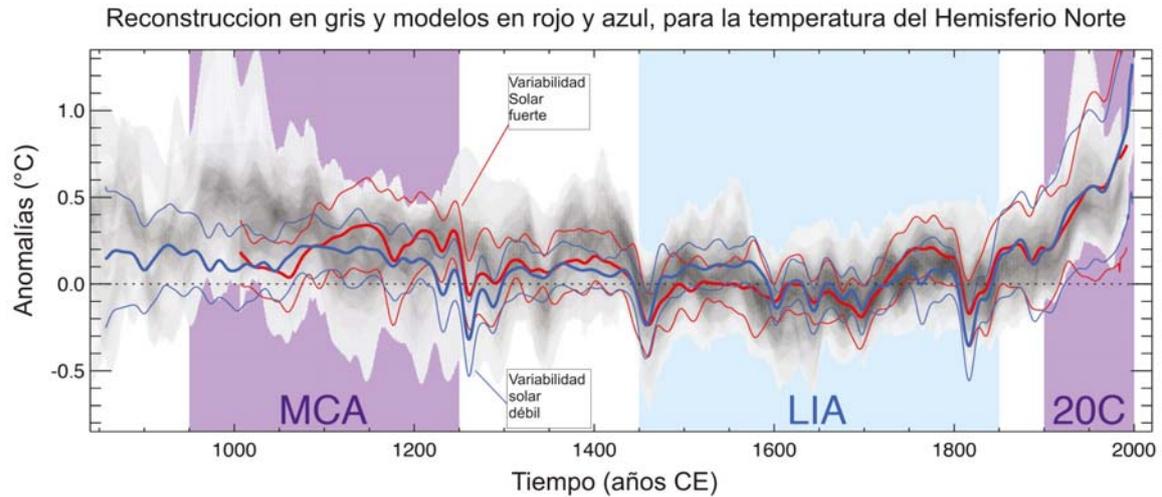


Figura 3.13 Cambios climáticos en los últimos 1000 años. MCA: Anomalía cálida Medieval. LIA: Pequeña edad de hielo. Reconstrucciones y modelado de la temperatura para el Hemisferio Norte modificado de (Cubasch et al., 2013)

La reconstrucción Paleoambiental

En la siguiente figura (Figura 3.18) están representadas las etapas a seguir en la reconstrucción paleoambiental. Una primera etapa incluye la recopilación de información disponible del área de estudio (datos climáticos, geología, cartografía, estudios previos, etc). La segunda etapa comprende los trabajos de campo, reconocimiento y caracterización geológica, geomorfológica, sedimentológica, etc. La tercera incluye el muestreo y submuestreo, ya sea de testigos o de perfiles expuestos.

Finalmente la cuarta etapa es el análisis de laboratorio de la cual se obtienen los datos que permiten llegar a la reconstrucción paleoambiental.

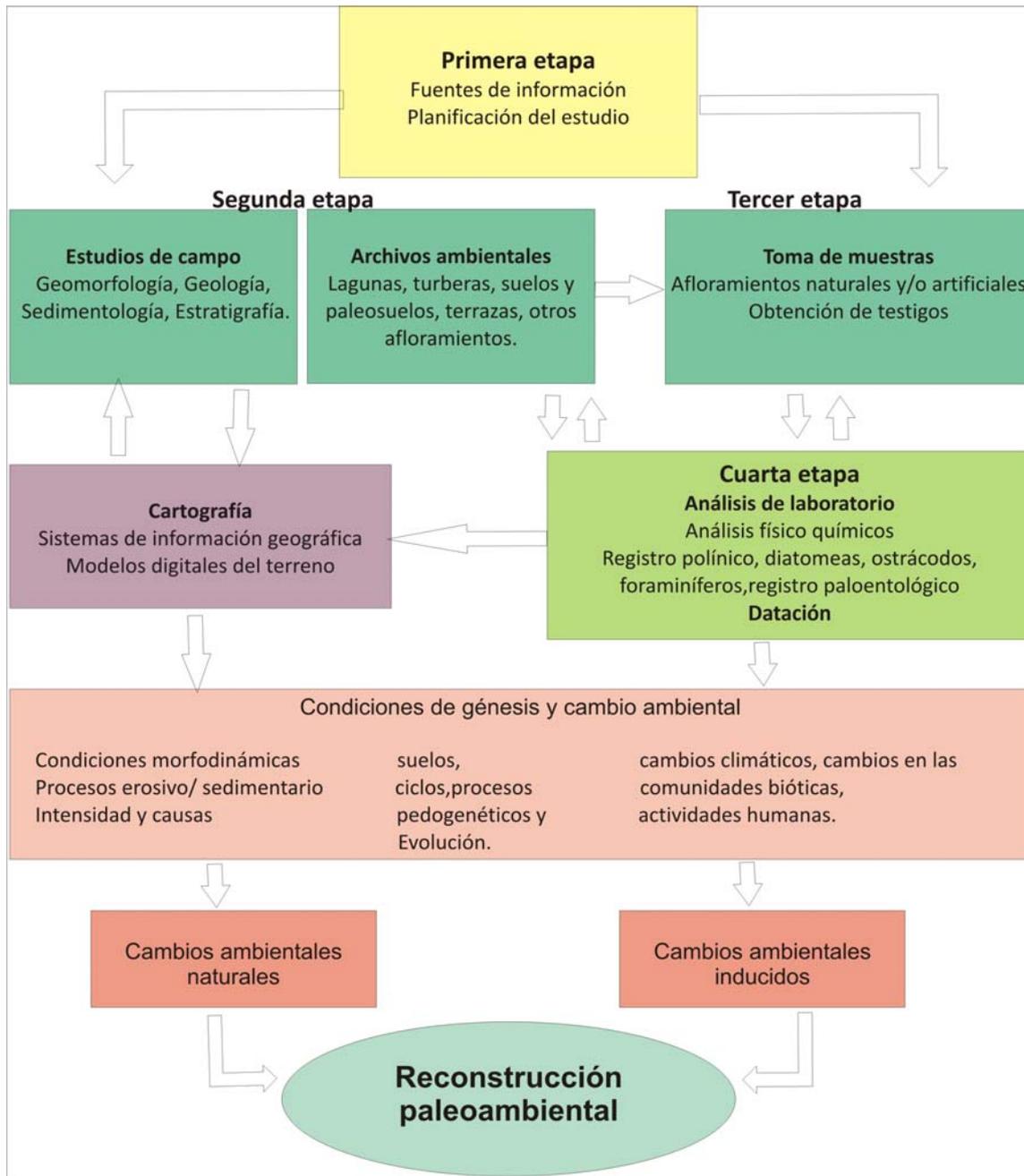


Figura 3.18. Esquema de las etapas propuestas por Marquez Cortizas (2000) para desarrollar los estudios que conllevan a la reconstrucción paleoambiental del Cuaternario.

Consideraciones finales

El estudio del clima del pasado se ve limitado al análisis de "archivos naturales" comúnmente llamados proxy. La paleoclimatología intenta, por medio de los datos proxy, reconstruir los parámetros del clima de un tiempo previo a las mediciones directas, o sea, de modo indirecto.

Es fundamental para cumplir dicho objetivo, conocer los parámetros que se quiere reconstruir y tener nociones de cómo funciona el clima en la actualidad en la zona o área de estudio por un lado y por otro, conocer la sensibilidad del proxy que se elige para dicho estudio. Se trata también de entender principalmente al clima como un sistema en el que un cambio en alguna de sus componentes provocará o alterará el comportamiento o respuesta en otro de los componentes. Hay que tener en cuenta también los límites del registro. Por último, las datación cumple un papel fundamental en la reconstrucción paleoclimática y/ o paleoambiental.

Bibliografía

- Bennett, K.D.; Willis, K.J., 2001. Pollen. En Smol, J.P., Birks, H.J.B., y Last, W.M. (eds.) Tracking environmental change using lake sediments: Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators. Kluwer Academic Publishers: 5- 32, Springer Netherlands.
- Barriendos, M., 1999. La Climatología Histórica En El Marco Geográfico de la Antigua Monarquía Hispana. <http://www.ub.edu/geocrit/sn-53.htm>
- Broecker, W. y Hemming, S. 2001. Climate swings come into focus. *Science* 294: 2308- 2309.
- Boninsegna, J.A., Argollo, J., Aravena, J.C., Barichivich, J., Christie, D., Ferrero, M.E., Lara, A., Le Quesne, C., Luckman, B.H., Masiokas, M., Morales, M., Oliveira, J.M., Roig, F., Srur, A., Villalba, R. 2009. Dendroclimatological Reconstructions in South America: A review. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeocology* 281: 210-228.
- Cubasch, U., Wuebbles, D., Chen, D., Facchini, M.C., Frame, D., Mahowald, N., y Winther, J.G. 2013. Introduction. En Stocker, T.F., Qin D., Plattner, G.K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., y Midgley, P.M. (eds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge: 119- 158. United Kingdom and New York, NY, USA.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures, *Journal of Geology* 63: 538- 78.
- Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J., Mastroianni, D. y Deck, B. 1999. Ice core records of atmospheric CO₂ around the last three glacial terminations. *Science* 283: 1712-1714.
- Grimm, E.C. 1991-1993. TILIA 2.0. Springfield, Illinois, USA: Illinois State Museum. Sostfware.
- IPCC Climate Change 2007. *The Physical Science Basis* (eds Solomon, S. et al.) (Cambridge Univ. Press, 2007).
- IPCC Climate Change 2013: *The Physical Science Basis* (eds Solomon, S. et al.) (Cambridge Univ. Press, 2007).
- Jansen E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R. y Zhang, D. 2007. Palaeoclimate. En Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. y Miller, H.L. (eds.) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Re-*

- port of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge: 434-497. United Kingdom and New York, NY, USA.
- Marquez Cortizas, A. 2000. La reconstrucción de paleoambientes Cuaternarios: ideas, ejemplos y una síntesis de la evolución del Holoceno en el NW de la Península Ibérica. *Estudios do Quaternário* 3: 31-41.
- Masson- Delmotte, V., Schulz M., Abe- Ouchi A., Beer J., Ganopolski A., Gonzalez Rouco J.F., Jansen E., Lambeck K., Luterbacher J., Naish T., Osborn T., Otto-Bliesner B., Quinn T., Ramesh R., Rojas M., Shao X. y Timmermann A. 2013. Information from paleoclimate Archives. En Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., y Midgley, P.M. (eds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group / to the Fifth Assessment Report of the intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge: 383- 464. United Kingdom and New York, NY, USA.
- Montealegre J., y Pabon J. 2000. La Variabilidad Climática Interanual asociada al ciclo El Niño-La Niña–Oscilación del Sur y su efecto en el patrón pluviométrico de Colombia. *Meteorología Colombiana* 2: 7-21.
- NOAA. National Climatic Data Center Glossary. Website. <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/abrupt/glossary.html>.
- Pabon, D. 1998. Colombia en el ambiente global. En Universidad Nacional De Colombia Ideam (ed.) *E Medio Ambiente en Colombia*: 18-37, Bogotá.
- Poussart P.F., Evans M.N., y Schrag D.P. 2004. Resolving seasonality in tropical trees: multi-decade, high-resolution oxygen and carbon isotope records from Indonesia and Thailand. *Earth and Planetary Science Letters* 218: 301–16.
- Renwick, J. y Thompson D.W.J. 2006. The Southern Annular Mode and New Zealand climate. *Water Atmos.* 14: 24 – 25.
- Roig, F.A. 1987. Árboles y arbustos de *Prosopis flexuosa* y *P. alpataco* (Leguminosae). *Parodiana* 5 (1): 49-64.
- Ruddiman, W.F. 2008. *Earth's Climate. Past and Future*. Second Edition, W.H. Freeman and Company, 388 p.
- Schweingruber, F.H. 1988. *Tree rings: basics and applications of dendrochronology*. Kluwer Academic Publishers, 276 p.
- Schweingruber, F.H., Brija, K. R. 1996. Tree-ring density networks for climate reconstruction. En Jones P.D., Bradley R.S., y Jouzel J. (ed.) *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. NATO ASI Series 141, 43-66. Berlin: Springer.
- Stuiver, M. y Quay P.D. 1980. Changes in atmospheric carbon-14 attributed to a variable sun, *Science* 207: 11–19.
- Sugden, D.E., John, B.S. 1976. *Glaciers and Landscape; a Geomorphological Approach*. Edward Arnold 376 p. London.
- Uriarte Centolla A. 2009. *Historia del clima de la tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. 403 p.

WMO: World Meteorological Organization Homepage.

Capítulo IV: Métodos de datación

Florencia Mari

Si todo el conocimiento científico fuera destruido por un cataclismo y solo una frase pudiera pasar a las siguientes generaciones, ¿cuál sería la que contendría la mayor cantidad posible de información en menos palabras? Yo creo que es la hipótesis atómica que explica que "todas las cosas están formadas por átomos, pequeñas partículas que se desplazan en movimiento continuo, atrayéndose unas a otras cuando están a corta distancia y repeliéndose cuando se intenta juntarlas".

RICHARD FEYNMAN, SIX EASY PIECES

El campo de la Geocronología abarca más que la determinación de la edad, incluye la cronoestratigrafía de la Tierra y, en un sentido más amplio, la cosmocronología del universo. Las secuencias cronoestratigráficas reflejan la historia de la Tierra de manera cualitativa. Su importancia radica en la posibilidad de disponer de registros naturales ampliamente dispersos y asignarlos a una secuencia de tiempo previamente reconstruida. En estudios cronoestratigráficos, se requiere por ejemplo, la composición isotópica para asignar un período específico de tiempo. En estudios bioestratigráficos, los fósiles son las evidencias que permiten correlaciones globales de gran importancia de secuencias geológicas, cuyas biofacies y litofacies difieren completamente de un lugar a otro.

Existen muchas áreas del conocimiento que se apoyan fuertemente en diversos análisis cronológicos, particularmente, aquellos basados en los estudios estratigráficos de los sedimentos o material incluido en ellos.

Para la cronología, podemos distinguir dos categorías: relativa y absoluta (a menudo, se utiliza "cronología numérica", ya que algunos autores recomiendan su uso en reemplazo de la palabra "absoluto"). Las relaciones estratigráficas observadas proporcionan cronologías relativas (según el orden de aparición, los estratos inferiores son más antiguos que los estratos superiores, pero sin edades numéricas). Las cronologías absolutas derivan de secuencias de fechas, basadas en registros históricos y métodos de datación como análisis radiocarbónico,

dendrocronología, termoluminiscencia, paleomagnetismo, entre otros (Geyh and Schleicher, 1990).

Entre la extensa variedad de métodos disponibles para datar los eventos ocurridos a lo largo de la historia de la Tierra, algunos son más precisos que otros. Los métodos geocronológicos se pueden clasificar según el tipo de resultado en edades calibradas, edades relativas, edad correlacionada o, de acuerdo con el tipo de método en siderales, isotópicos, radiogénicos, químicos y biológicos, geomorfológicos y de correlación (Colman y Pierce, 2000). Los tres primeros métodos de datación mencionados, arrojan edades absolutas mientras que los métodos químicos y biológicos junto con los geomorfológicos brindan edades relativas.

Las edades absolutas dan estimaciones cuantitativas de edad, las calibradas son edades absolutas contrastadas entre dos métodos para convertir una escala de tiempo en otra. Las edades relativas dan una secuencia cronológica y, por último, la correlacionada da edades por equivalencias con otros depósitos o eventos datados. Desarrollaremos los métodos de datación disponibles para el Cuaternario (Hugget, 2007).

Métodos siderales

Determinan las fechas de calendario o cuentan eventos anuales. Además de los registros históricos, los tres métodos siderales son los siguientes:

Dendrocronología

La dendrocronología es la datación e interpretación de eventos del pasado mediante el análisis de los anillos de los árboles (Fig. 4.1). Fue descubierta por el astrónomo y arqueólogo americano Andrew Ellicott Douglass. Los árboles producen un anillo de crecimiento por año, pero estos anillos no tienen el mismo espesor, el mismo varía por la edad de los árboles y por las fluctuaciones del clima. Los dendrocronólogos los miden, los combinan y así crean un diagrama que indica el grosor de los anillos sucesivos de un árbol concreto. Los árboles que crecen en una misma zona y que son de la misma especie, presentarán el mismo patrón de anillos, de esta manera, se puede comparar la secuencia de crecimiento de troncos cada vez más antiguos para elaborar la cronología de un territorio.

La dendrocronología no es un método de datación universal debido a que sólo es aplicable a los árboles de las regiones exteriores a los trópicos, donde los marcados contrastes estacionales producen anillos anuales bien definidos. Una datación dendrocronológica directa se limita a la madera de aquellas especies que hayan proporcionado una serie directora que se remonte hacia atrás desde la actualidad y que las hayan utilizado en el pasado. (Renfrew y Bahn, 1993).



Figura 4.1. Corte de tronco de *Sequoia sempervirens* mostrando los anillos, Victoria and Albert Museum, London.

Los ambientes utilizados son aquellos que sufrieron perturbación y afectó el crecimiento de los árboles. Por ejemplo, depósitos, deslizamientos o sepultamiento eólico, terremotos, erupciones volcánicas, etc. Los materiales más utilizados son los troncos de árboles vivos que pueden ser longevos, troncos de árboles muertos, árboles inclinados, troncos enterrados, raíces. Proporciona edades numéricas, desde la actualidad hasta tiempos históricos y con un máximo de ca 10.000 años.

Cronología de varves

Es uno de los sistemas más antiguos para la determinación absoluta de edades. Fue desarrollado en el siglo pasado por el geólogo sueco barón Gerard de Geer, quien observó que ciertos depósitos sedimentarios se estratificaban de un modo uniforme. Estos estratos, se habían depositado en lagos en torno a las márgenes de los glaciares escandinavos debido a la fusión anual de las capas de hielo que habían ido retrocediendo regularmente desde el final del Pleistoceno (Fig. 4.2). El espesor de los niveles variaba de año en año, produciéndose un estrato grueso en un año cálido, con aumentos de la fusión glacial, y un nivel más fino bajo condiciones más frías. Midiendo los espesores sucesivos de una secuencia completa y comparando

el modelo con los varves de áreas próximas, se demostró que era posible vincular secuencias prolongadas entre sí (Renfrew y Bahn, 1993).

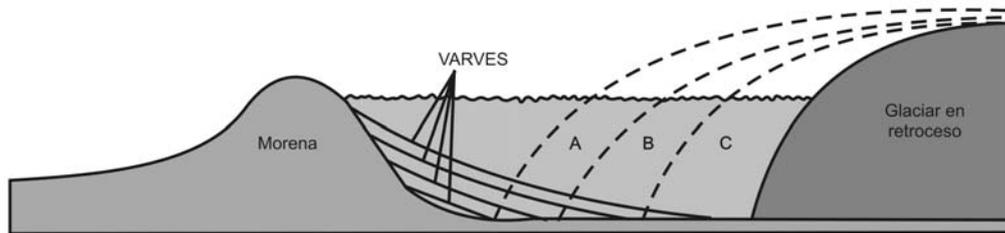


Figura. 4.2. Secuencia de depósito de varves en sucesivos retrocesos anuales (A,B,C) del glaciar.

Estos depósitos se dan especialmente en lagos glaciares, también en algunos ambientes lacustres (fig. 4.3), marinos y en depósitos de humedales. Se han distinguido varves en formaciones rocosas geológicas, incluso en sedimentos Precámbricos. Proporciona edades numéricas, de 0 a 200.000 años.



Figura 4.3. Deposición rítmica de la Fm Corral Amarillo, La Rioja.

Esclerocronología

Este es un método experimental basado en contar bandas de crecimiento anuales en los corales y moluscos (Fig. 4.4). Provee información valiosa sobre una variedad de elementos del clima como precipitación y temperatura, en escalas temporales amplias. Es empleado principalmente en estudios de cambio climático. Se utiliza en todos aquellos ambientes donde habitan o habitaron estos individuos, utilizándose en valvas de moluscos y corales, proporcionando edades numéricas de 0 a 800 años.



Figura 4.4. Valva de *Ameghinomia* sp. con microperforaciones para determinación de isótopos de oxígeno¹⁸

Métodos isotópicos

El medio ambiente contiene una serie de “relojes atómicos” que miden los cambios en la composición isotópica debido a la desintegración radiactiva. Los isótopos son átomos de un mismo elemento que se diferencian en la cantidad de neutrones (en sus núcleos).

Se presentan como un isótopo padre que se desintegra radiactivamente en un isótopo hijo.

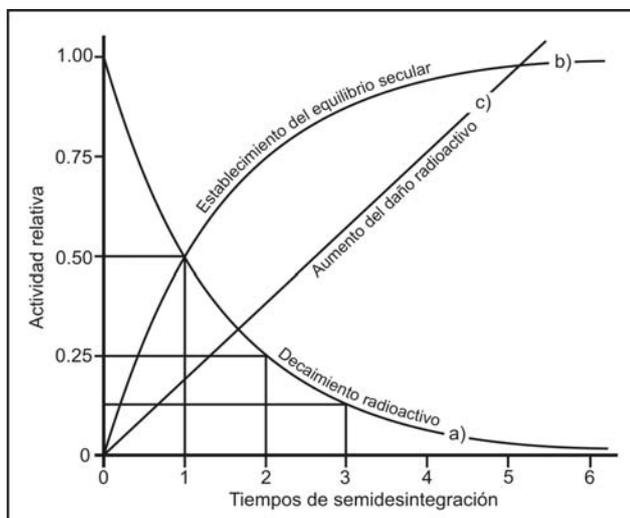


Figura 4.5. Desintegración radiactiva. a) decaimiento del isótopo radiactivo, b) establecimiento del equilibrio isótopo padre-hijo, c) incremento del daño producido por la radiación natural en función del tiempo.

La relación entre los isótopos padre e isótopos hijo, permite determinar la edad con un buen grado de precisión. La tasa de desintegración de un isótopo radiactivo disminuye de manera exponencial y está relacionada a un parámetro, el período o tiempo de semidesintegración. El tiempo necesario para que el número de átomos del isótopo radiactivo, originalmente presente, se reduzca a la mitad se llama tiempo de semidesintegración ($t_{1/2}$). Si se puede medir la variación de una cantidad física presente en un material cuando comenzó a funcionar el reloj y su valor en la actualidad, se puede determinar el tiempo transcurrido durante ese proceso, conociendo su tasa de producción.

Afortunadamente, los $t_{1/2}$ de diferentes isótopos radiactivos varían enormemente, lo que permite abarcar amplios rangos en la determinación de las edades por estos métodos.

El tiempo de desintegración de los isótopos más importantes son: 5.730 años para el Carbono-14; 75.000 años de Torio-230; 250 mil años para el Uranio-234; 1,3 mil millones de años para el Potasio-40; 4,5 mil millones de años para el Uranio-238 y 47 mil millones de años de Rubidio-87. Estos isótopos se encuentran en materiales ambientales. Para cuantificar la desintegración radiactiva se puede medir: a) la disminución de la concentración de un isótopo por decaimiento radiactivo en función del tiempo; b) el incremento de la concentración del isótopo hijo, en condiciones de saturación en un sistema cerrado y a una velocidad constante y c) el aumento lineal del daño de la radiación debido a la desintegración de los isótopos de altos tiempos de semidesintegración (Fig. 4.5).

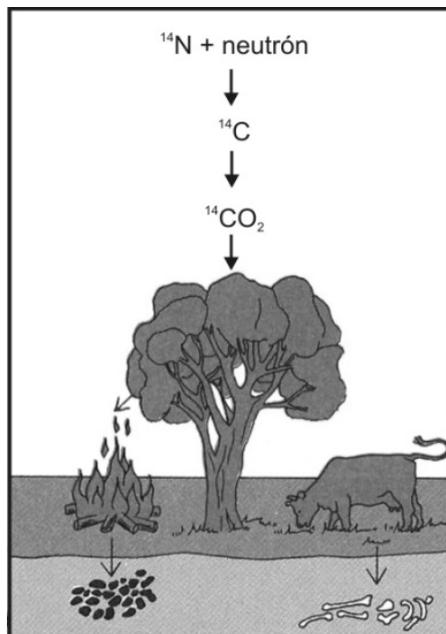


Figura 4.6. Producción de Carbono-14 y su incorporación en la biosfera. Carbón y hueso, ejemplos de materiales empleados.

Radiocarbono

El Carbono-14 es el método ampliamente utilizado por arqueólogos, paleontólogos y geólogos cuaternaristas, fue propuesto por el doctor Willard Libby (Libby, 1949), tiene una gran exactitud, especialmente para la datación de algunas evidencias arqueológicas (e.g. sedimentos, malacofauna), paleontológicas (e.g. huesos) y geológicas. Libby fue premio Nobel de Química (1960) por su trabajo en este campo. La producción de este isótopo ocurre cuando la radiación cósmica incide en las altas capas de la atmósfera y, como resultado de las colisiones de estos protones de alta velocidad (los rayos cósmicos) se producen neutrones térmicos. Éstos chocan con átomos de Nitrógeno-14 de la atmósfera, especialmente en la estratósfera y como consecuencia se produce Carbono-14 que es el isótopo radiactivo de este elemento. El intercambio de Carbono-14 entre la atmósfera y un organismo tiene lugar continuamente, mientras que el

organismo esté vivo. Cuando el organismo muere, este intercambio queda interrumpido pero el isótopo radiactivo continúa desintegrándose (Fig. 4.6). Se mide la cantidad residual del isótopo y se determina el tiempo transcurrido desde que cesó el intercambio con el entorno.

Los ambientes con sedimentos ricos en materia orgánica, suelos y paleosuelos, material biogénico incluido en sedimentos, concreciones de carbonato, donde el material biogénico y carbonatos (madera, carbón, turba, hueso, tejidos animales, conchas, espeleotemas, agua subterránea, agua de mar y el hielo) son los más utilizados.

Proporciona edades numéricas de 200 a 40.000 años AP. AP significa años antes del presente, considerándose como tal al año 1950, por convención.

Nucleidos cosmogénicos

El Berilio-10 radiactivo se produce en granos de cuarzo por radiación cósmica y la concentración de Berilio-10 en materiales de superficie que contienen cuarzo, es proporcional a la duración de la exposición. Esta técnica da una determinación muy precisa de la edad. El Aluminio-26, el Cloro-36, Helio-3 se están utilizando experimentalmente en una manera similar al Carbono-14.

Este método se utiliza en cualquier ambiente que haya sufrido formación, acumulación y descomposición de nucleidos cosmogénicos en rocas o suelos expuestos a la radiación cósmica, proporcionando edades numéricas, de 200 años a 8 Ma según el nucleido usado.

Potasio/Argón

Este es un método basado en la desintegración radiactiva del Potasio-40 (^{40}K) presente en minerales tan abundantes como los silicatos. El isótopo hijo es el Argón-40 (^{40}Ar) que es un gas que queda atrapado en el sistema cerrado.

Para que este sistema pueda funcionar como un reloj, se deben cumplir las siguientes condiciones: a) se deben conocer con precisión la constante de desintegración y la abundancia del ^{40}K ; b) no debe haberse dado ninguna incorporación externa de ^{40}Ar al mineral en la época de la cristalización; c) el sistema tiene que haber sido un sistema cerrado tanto para el ^{40}K como para el ^{40}Ar desde el momento de la cristalización.

El Potasio está presente en la mayor parte de materiales geológicos, como suelos y depósitos lacustres no-biogénicos, rocas ígneas y metamórficas. Proporciona edades numéricas de 10.000 años a más de 10 Ma.

Series del Uranio

Este es un método basado en la desintegración radiactiva del Uranio y sus nucleidos hijos Torio y Plomo (Th y Pb) en minerales de origen biogénico y sedimentarios. Las series constituyen tres relojes independientes: El ^{238}U se desintegra a través de varios elementos hasta producir ^{206}Pb ; el ^{235}U produce ^{207}Pb y el ^{232}Th produce ^{208}Pb . Se puede utilizar en rocas ígneas y metamórficas, siendo el mineral más adecuado el zircón, la monacita tiene alto contenido de U por lo que es adecuado para datar rocas jóvenes. También se utiliza thorita y materiales biogénicos como corales. El rango proporciona edades numéricas de 100 a 400.000 años dependiendo de la serie.

Plomo-210

Este es un método basado en la desintegración radiactiva del Plomo-210 a Plomo-206. Se usa rutinariamente para determinar tasas de sedimentación de sedimentos lacustres, fluviales y marinos costeros. El ^{222}Rn (radón) decae rápidamente en ^{238}U y éste en ^{210}Pb . Este nucleido es incorporado en el material sedimentario, se une a la materia orgánica de suelo, en océanos y lagos y precipita junto con hierro y óxidos de manganeso. Los ambientes con depósitos químicos y depósitos biogénicos de ambientes húmedos y en perfiles de hielo son utilizados, proporcionando edades numéricas menores a 200 años.

Uranio/Plomo

Este método es raramente usado para determinar edades radiométricas. La aplicación es principalmente en estudios de geoquímica isotópica del Plomo, que provee importante información de la génesis de rocas y magmas. Pueden estimarse la edad de mineralización del Plomo primordial con un contenido bajo o nulo de Uranio y la edad de formación de rocas ígneas. Este método utiliza relaciones de U/Pb y U/Th nunca mayores a las observadas en promedio en rocas derivadas de la corteza o el manto. El ^{204}Pb es el único isótopo estable de este elemento, se utiliza para normalizar los isótopos ^{208}Pb , ^{207}Pb y ^{206}Pb . (Holmes, 1946; Houtermans, 1946). Se utiliza para la determinación de la edad de la Tierra a través de lava, meteoritos (sobre minerales como galena, pirita, feldespatos, etc.). Proporciona edades numéricas de 10.000 años a más de 10 Ma.

Métodos radiogénicos

Estos métodos utilizan el daño por radiación producido en el retículo cristalino para determinar edades.

La interacción de sólidos no conductores con radiación alfa, beta, gama o cósmica, cambia sus propiedades físicas y químicas (densidad, parámetros ópticos, estabilidad química, etc.), estos cambios son acumulativos y se los conoce como daño por radiación. Al mineral que sufre este proceso se lo llama mineral metamict

Pistas o huellas de fisión

La fisión nuclear espontánea de Uranio-238 provoca un daño en el retículo cristalino de los minerales que lo portan. Durante la fisión, el isótopo de ^{238}U produce dos fragmentos de masa similar y carga positiva que se repelen y recorren cierta distancia en sentidos opuestos generando un daño en el cristal que se conoce como pista (Fleischer et al., 1975). Es un método de bajo costo para determinar la edad de los minerales. Las áreas dañadas de la red cristalina pueden ser contadas bajo un microscopio óptico normal. La densidad de pistas depende de la cantidad de isótopo padre y el tiempo transcurrido desde que se preserven. Las trazas de fisión son estables por debajo de cierto rango de temperatura (llamada temperatura de retención) que varía con el mineral. Pueden ser utilizados en rocas ígneas y sedimentarias que contengan minerales como apatita, zircón, titanita, alanita, epidoto, muscovita, biotita; obsidiana; vidrios naturales como los vidrios volcánicos o artificiales y madera petrificada. Normalmente solo zircón y vidrio se utiliza para datación de rocas cuaternarias. Proporciona edades numéricas de 2.000 años a más de 10 Ma.

Luminiscencia

Este fenómeno sucede en ciertos minerales que contienen naturalmente isótopos radiactivos o que fueron receptores de bajos niveles de radiación. Los cristales tienen defectos en su estructura que forman trampas en niveles de energía prohibidos (gap) entre la banda de valencia y la banda de conducción. Cuando se irradia este material algunos electrones quedan allí atrapados durante mucho tiempo (Walker, 2005) Estos pueden recuperarse al ser expuestos a calor (termoluminiscencia - TL) o a determinadas longitudes de onda de la luz (luminiscencia ópticamente estimulada - OSL), de modo que pasan a la banda de conducción, caen y se emite energía en la porción visible del espectro, esto se conoce como luminiscencia. La energía emitida está directamente relacionada con el tiempo que este cristal recibió radiación (Fig. 4.7).

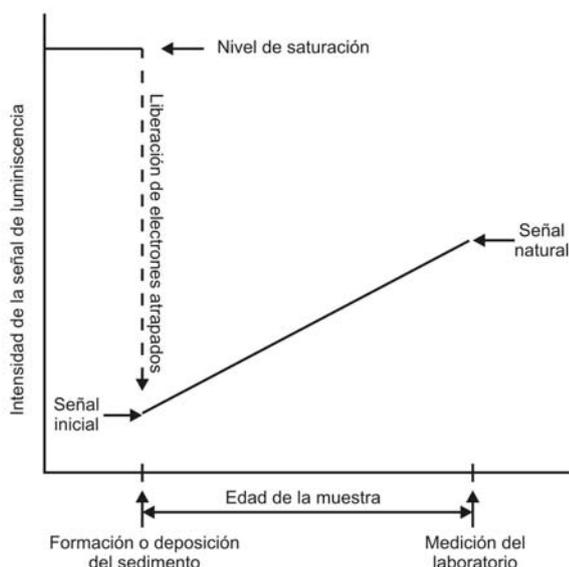


Figura 4.7. Señal lumínica producida por la liberación de electrones atrapados en defectos estructurales de los cristales.

Las zonas de fallas, líneas de costa, depósitos eólicos, fluviales, marinos y clásticos; vidrios volcánicos, ceniza, rocas ígneas y metamórficas, pueden ser utilizados. TL se utiliza habitualmente para objetos culturales arqueológicos (el análisis se realiza sobre la extracción de cuarzo, feldespato o zircón) como pigmentos, ladrillos, cerámica y sobre sedimentos o suelos quemados por lava, arenas de cuarzo y rocas. Herramientas líticas, valvas, huesos y dentina se datan con poca precisión al igual que las muestras geológicas. OSL se utiliza habitualmente para granos de sedimentos con cuarzo, zircón o apatita, proporcionando edades numéricas de 100 a 300.000 años.

Resonancia de espín electrónico-ESR

Este método, de manera similar al anteriormente descrito, se basa en los defectos en los cristales con trampas de electrones. También, los cationes que reemplazan a otros en un mineral, especialmente Mn, Fe, Ni y Co, representan trampas de electrones con alto tiempo de permanencia (varios millones de años). Estos electrones actúan como centros paramagnéticos cuya densidad puede medirse. Nuevamente, el número de electrones atrapados es proporcional a la edad.

Se utilizan en rocas ígneas, sedimentos pelágicos y carbonáticos. Los depósitos transgresivos de la Patagonia han sido datados con este método, obteniéndose muy buenos resultados. (Ver capítulo Litoral Patagónico, fig. 4.8). El cuarzo, feldespato, silicato, apatita, vidrio, fósiles marinos y terrestres, objetos culturales arqueológicos son materiales utilizados, proporcionando edades numéricas de 1.000 años a 1 Ma.



Figura 4.8. Valvas de moluscos en afloramientos de arenas gravosas en los depósitos transgresivos cuaternarios de la Patagonia.

Métodos químicos y biológicos

Estos métodos miden el resultado de procesos químicos o biológicos dependientes del tiempo.

Racemización de aminoácidos

Todos los organismos vivientes contienen proteínas que se conservan por largos períodos de tiempo, dentro de estructuras carbonáticas como en huesos o valvas de moluscos. Luego de la muerte del organismo quedan residuos de proteína (sus unidades estructurales, los aminoácidos) que permite determinar la edad relativa de fósiles cuaternarios. Los aminoácidos son moléculas que tienen la particularidad de existir en dos formas moleculares llamadas isómeros (L y D). En la naturaleza solo existen los L-aminoácidos. Este método se basa en un proceso químico natural de inversión de los isómeros de la forma L-aminoácido a la D-aminoácido solo dependiente del tiempo, llamado racemización. La tasa de racemización es influenciada por la temperatura, por lo que es necesario que las muestras provengan de sitios de temperatura uniforme, tales como los fondos de lagos profundos, fondos marinos, cuevas. Se utiliza en depósitos que contengan residuos orgánicos, como huesos, moluscos marinos, huevos, residuos orgánicos de suelos y residuos contenidos en carbonatos de cuevas (fig. 4.8). Provee edades relativas de 500 años a 1Ma.

Hidratación de obsidiana

La obsidiana y otros vidrios absorben agua en la superficie, formando una capa hidratada ligada químicamente, con un contenido de agua diez veces mayor que el silicato original. Este lento engrosamiento se da por difusión controlada y depende del tiempo. La densidad y las propiedades ópticas de esas capas son diferentes a las del material original. Se utilizan en

obsidianas, ignimbritas, vidrio volcánico, nódulos de manganeso, esquistos, escoria y otros vidrios naturales y provee edades relativas de 100 años a 1 Ma.

Liquenometría

Es un método basado en la tasa de crecimiento de líquenes en las superficies de roca expuesta. Los líquenes colonizan rápidamente las superficies y una vez establecidos incrementan progresivamente su tamaño con un lento crecimiento marginal (Beschel, 1973)(fig. 4.9). Pueden utilizarse en depósitos de deslizamientos o caída de roca, superficie de roca expuesta por agentes geomorfológicos, pudiendo registrarse edades relativas de 100 a 10.000 de años.



Figura 4.9. Liquen en bloque caído de cuarcita de la Fm Balcarce, Balcarce, provincia de Buenos Aires.

Métodos geomorfológicos

Se agrupan aquí los métodos que miden los resultados acumulativos de procesos químicos, físicos y biológicos complejos e interrelacionados en el paisaje.

Pedogénesis

Este método se basa en cambios sistemáticos en las propiedades del suelo debido a la exposición a la intemperie y los procesos pedogenéticos. Involucra el grado de desarrollo del suelo, tales como espesor y contenido orgánico del horizonte A, desarrollo del horizonte B, variaciones de tamaño de partícula, características micromorfológicas del suelo, profundidad de desarrollo, susceptibilidad magnética, etc. Existen Índices de desarrollo del suelo, como el índice de desarrollo del perfil (PDI), índice de desintegración de clastos (CDI). Estos índices se utilizan para determinar el orden relativo de edades. Pueden utilizarse en morenas, cordones litorales, terrazas fluviales, entre otros, proporcionando edades relativas.

Meteorización de rocas y minerales

Es un método que utiliza la alteración sistemática de rocas y minerales debido a la exposición a agentes atmosféricos.

Formas de escarpa

Es un método basado en el cambio progresivo del perfil de escarpa, desde empinada y angular a suave y redondeada, que resulta de los procesos geomorfológicos exógenos.

Métodos de correlación

Estos métodos permiten aplicar distintos enfoques que establecen edades equivalentes utilizando propiedades independientes del tiempo, proporciona edades relativas. Los principales tipos de correlación son: correlación litológica, correlación por contenido fosilífero y correlación cronológica.

Paleomagnetismo

El magnetismo es ampliamente conocido ya que sabemos que la Tierra es un gran magneto y como tal, tiene un campo magnético de una determinada intensidad. Este campo no es constante, cambia por períodos de tiempo y dejan señales de estos cambios en rocas y sedimentos que contengan minerales ferromagnéticos. Estos cambios paramagnéticos en los registros estratigráficos, marcan líneas de tiempo que permiten la correlación entre sitios. Si además, se puede asignar una edad por datación radiométrica o de algún otro tipo entonces se construye una escala de tiempo para el paleomagnetismo. Se utiliza en rocas ígneas y sedimentos que contienen magnetita y hematita de origen lacustres, fluviales, glaciales, eólicas y testigos de hielo. Provee edades correlacionadas de 100 años a 400 Ma. (Geyh and Schleicher, 1990)

Tefrocronología

Es una técnica que se basa en el estudio de capas discretas de ceniza u otros productos piroclásticos, para establecer correlaciones estratigráficas (Fig. 4.10). Se puede identificar el material que cada evento volcánico produce con una impronta química particular. Actúan como marcadores que permite unir secuencias muy distantes, correlacionar reconstrucciones paleoclimáticas continentales.



Figura 4.10. Afloramientos fluviales en el río Salado en la base de la Fm Luján con la intercalación de una lente de ceniza volcánica.

Pueden presentarse en ambientes volcánicos (paleosuelos, tobas), varves lacustres, testigos de fondo marino o de hielo, suministrando edades correlacionadas de 0 a más de 10 Ma. de años.

Paleontología

Este método experimental utiliza la variación de las especies producida por el cambio evolutivo. Se utilizan fósiles guía que son fósiles de especies que solo existieron durante cortos períodos de tiempo y en una amplia zona geográfica. Se utilizan fósiles o trazas fósiles, fundamentalmente durante el Fanerozoico.

Correlaciones climáticas

Este método correlaciona eventos climáticos basados en modelos de respuesta geomorfológica a cambios de clima y edades conocidas para eventos climáticos específicos.

Se utilizan en depósitos y formas de paisaje como depósitos glaciales, litorales y fluviales.

Agradecimientos

Por la lectura crítica y aportes al manuscrito al Dr. Fucks, al Ing. Huarte y a la Dra. Castiñeira. A la Téc. María Eugenia del Valle por su colaboración en la gráfica.

Bibliografía

- Beschel, E.E. (1973) Lichens as a measure of the age of recent moraines. *Arctic and Alpine Research*, 5, 303-309.
- Colman, S. M. and Pierce, K. L. (2000) Classification of Quaternary geochronologic methods. In J. S. Noller, J. M. Sowers, and W. R. Lettis (eds) *Quaternary Geochronology: Methods and Applications* (AGU Reference Shelf 4), 2–5. Washington, D.C.: American Geophysical Union.
- Fleischer, R. L., P. B. Price, y R. M. Walker, 1975, Nuclear tracks in solids. Principles and applications:
Los Angeles, Univ California Press, 605 p.
- Geyh, M.A. and Helmut Schleicher. *Absolute Age Determination. Physical and Chemical Dating Methods and Their Application*. Springer-Verlag, 1990. 503 p.
- Holmes, A. (1946). An estimate of the age of the Earth. *Nature (Lond)* 157:680 pp.
- Houtermans, F. G. (1946) The isotopes ratios in natural lead and the age of uranium. *Naturwissenschaften* 33:185-186.
- Hugget, R.J. *Fundamental of Geomorphology*. Second Edition. Routledge: Taylor & Francis e-Library, 2007. 458p.
- Libby, W.F, Anderson E.C. and Arnold, R. (1949). "Age determination by radiocarbon content: world- wide assay". *Science*, 109 : 227-228.
- Renfrew, Collin y Bahn, Paul. *Archaeology. Theories Methods and Practice*. ED. Akal. España. 1993. 543 p.
- Walker M.J. *Quaternary dating methods*. Chichester: J Wiley, 2005. 286 p.

Capítulo V

Provincias Geológicas

Gustavo Nuccetelli y Marta Deluchi

Introducción

El estudio de las características geológicas de la Argentina se remonta a fines del siglo XIX y principios del siglo XX a partir de los aportes realizados por; (Brackebusch, 1883; Stappenbeck, 1910; Bonarelli, 1921; Windhausen, 1925; Groeber, 1938; Harrington, 1956); entre otros varios autores. En la segunda mitad del siglo XX cabe destacar los aportes de Leanza 1958, los Simposios de Geología Regional de Leanza 1972 y Turner 1979-1980 y el trabajo de Geología Argentina Caminos, 1999.

Para la definición de Provincia Geológica se aplica el concepto vertido por Rolleri, 1976; quien la define como "una región caracterizada por una determinada sucesión estratigráfica, un estilo estructural propio y rasgos geomorfológicos peculiares, siendo el conjunto expresión de una particular historia geológica". Los límites entre las diferentes provincias pueden ser transicionales.

Desde el punto de vista tectónico las Provincias Geológicas están controladas por la división latitudinal de la litosfera oceánica por debajo de la Cordillera de Los Andes (Isacks et. al. 1982), lo cual permite entender la actual distribución de las unidades y entender su expresión morfoestructural (Jordán et. al. 1983 en Ramos, 1999).

La descripción de las diferentes Provincias Geológicas se realizará de norte a sur y desde el sector andino hacia el este.

La Puna

El primero en describirla como una unidad geológica fue Brackebusch (1883) bajo el nombre de Puna de Atacama, para luego ser denominada Puna por Bonarelli (1913), y Keidel (1927), pero fue Turner (1970) quien define sus características principales.



Figura 5.1: Provincias geológicas de la Argentina.

Esta provincia geológica está constituida por una altiplanicie situada por encima de los 3700 m s.n.m., limitando claramente con la Cordillera Oriental al este y pasando de manera transicional a la Cordillera Frontal y al Sistema de Famatina hacia el sur.

La región se caracteriza por su extrema aridez, con precipitaciones menores a los 300 mm los cuales disminuyen de este a oeste, dado que los vientos húmedos del este no alcanzan a pasar las cadenas desarrolladas en el sector oriental de la Puna, predominando los procesos de meteorización física. En relación al drenaje del sector, predomina el de tipo endorreico generando diversos depósitos de evaporitas.

En relación a la estratigrafía de La Puna la misma presenta un basamento de edad precámbrica constituida por rocas metamórficas (Turner y Méndez 1979). La secuencia continua con rocas volcánicas del Ordovícico las cuales son cubiertas en el límite con Chile por depósitos marinos del Silúrico y Devónico, mientras que el Paleozoico Superior está representado por depósitos continentales que en su parte media presentan calizas marinas del carbónico superior (Ramos 1999).

El Mesozoico está representado por el Grupo Salta el cual constituye una sucesión de depósitos predominantemente continentales de edad cretácica-paleógena, con intercalaciones marinas del Cretácico correspondiente a la Formación Yacoraite.

Por último el volcanismo Cenozoico es el que le imprime la impronta más característica a la Puna. Es posible distinguir dos entidades diferentes en cuanto a su composición, la más anti-

gua rica en sílice y una más joven vinculada a estratovolcanes de composición andesítica, destacándose entre otros los volcanes Queva, 6130 m; Antofalla, 6100 m; Socompa, 6031 m y Llullaillaco, 6739 m. Entre estos materiales volcánicos se suelen intercalar depósitos intermontanos producto del drenaje endorreico ya mencionado y a partir de los cuales se desarrollan los más grandes depósitos de evaporitas de la región.

La estructura de la puna está caracterizada por grandes corrimientos de edad paleógena hasta miocena inferior-medio (Ramos 1999).

Cordillera Oriental

Las primeras investigaciones de esta región se remonta a fines del siglo XIX con los aportes de Brackebusch (1883), y comienzos del siglo XX pudiéndose citar entre otros los trabajos de Groeber, (1938) y Keidel (1943); ya en la segunda mitad de este siglo se pueden mencionar las contribuciones de Turner y Méndez (1979) y Ramos (1999).

Esta provincia limita al este con las Sierras Subandinas, al sudeste con el Sistema de Santa Bárbara, al oeste con La Puna y al sur con las Sierras Pampeanas.

Se caracteriza por cadenas montañosas subparalelas separadas por valles profundos, su altura se incrementa a medida que nos aproximamos al límite con La Puna. Las precipitaciones oscilan entre 300 y 750 mm correspondiendo los menores valores al sector occidental.

Desde el punto de vista estratigráfico se reconocen rocas del precámbrico superior correspondientes a sedimentos semimetamorfizados y granitos batolíticos de la misma edad como son los Granitos de Tastil y Santa Victoria (Ramos 1999).

Sobre este basamento se depositan sedimentitas clásticas del Cámbrico (Grupo Mesón) y del Ordovícico (Grupo Santa Victoria) de manera discordante. La columna estratigráfica del Paleozoico continúa con cuerpos intrusivos del Silúrico y depósitos marinos del Silúrico y Devónico, culminando con sedimentitas clásticas con intercalaciones de lutitas y depósitos diamictíticos y limolíticos que integran el Grupo Machareti.

El Mesozoico está representado por eventos magmáticos de composición granítica y sedimentos continentales y marinos que conforman el Grupo Salta.

Dentro del Cenozoico, a diferencia de lo que ocurre en La Puna, la actividad volcánica es escasa. En el Terciario se encuentran una sucesión de arcillitas y areniscas de color rojizo, como así también limolitas rojizas con intercalaciones de margas verdes, calizas y potentes bancos de yeso que fueron incluidas en Grupo Chaco y Grupo Chamorro por Turner y Méndez (1979).

Los depósitos correspondientes al Cuaternario están caracterizados por depósitos intermontanos y aluviales y a diferencia de lo observado en la Puna presenta escasas rocas de origen volcánico.

Respecto a los depósitos aluviales los mismos están integrados por sedimentos no consolidados que forman los diferentes niveles de pie de monte. En los sectores elevados como en el Nevado de Chañi, se observan depósitos glaciarios.

Desde el punto de vista estructural es una zona plegada y fallada con grandes corrimientos (Keidel 1943).

Sierras Subandinas

Fueron descritas inicialmente por Bonarelli (1913), posteriormente Keidel (1925) y Groeber (1938) limitaron su aplicación a los Andes de las provincias de Salta y Jujuy.

Esta provincia limita al este con la Llanura Chaco Bonaerense, al oeste y sudoeste con la Cordillera Oriental y al sur con el Sistema de Santa Bárbara.

Esta entidad se compone de un conjunto de serranías subparalelas de rumbo norte sur, con alturas que oscilan entre 1500 y 2500 msnm, alcanzando en su parte central los 3370 msnm en el Cerro Crestón. De oeste a este podemos citar entre otras a las Sierra de los Cinco Picachos, Sierra de Zenta, Sierras del Porongal, Serranía de Bermejo, Sierra de San Pedro, Serranía de Aguaragüe y Lomas de Campo Durán. Estas serranías constituyen una barrera orográfica a los vientos húmedos provenientes del este lo cual genera que las precipitaciones sean abundantes. Estas características sumadas al clima subtropical imperante permite el desarrollo de una abundante vegetación selvática sobre todo en su sector oriental.

Estratigráficamente presenta un basamento Proterozoico y Ordovícico de escaso desarrollo en el sector más occidental y depósitos marinos del Silúrico y Devónico de mayor desarrollo y espesores de hasta 5000 m.

El Paleozoico Superior está representado por sedimentitas marinas y continentales con evidencias de depósitos glaciarios y marino glaciarios del carbónico Superior para culminar con secuencias marinas de composición carbonática, (Ramos 1999).

Sobre los depósitos del neopaleozoico y de manera discordante se depositan sedimentos constituidos por conglomerados, areniscas y fangolitas correspondientes a depósitos pedemontanos del Terciario medio hasta el Cuaternario. En el sector inferior se interpone una transgresión marina efímera que cubrió toda las Sierras Subandinas (Ramos 1999).

Estructuralmente las Sierras Subandinas constituyen una faja plegada y fallada, con importante corrimientos, pudiéndose dividir en un Sistema Interandino con pliegues fuertemente deformados y el Sistema Subandino, limitados al este por el corrimiento interandino principal (Roeder, 1988).

Sistema de Santa Bárbara

Esta provincia geológica formaba parte, inicialmente, de las Sierras Subandinas, la diferenciación de dicha entidad se debe a los trabajos de Rolleri (1975) y Baldis et. al., (1976).

Este Sistema comprende un conjunto de serranías desarrolladas al sur de las Sierras Subandinas y limitando al oeste con la Cordillera Oriental, al este con la Llanura Chaco Pampeana y al sur con las Sierras Pampeanas. En sentido este-oeste se pueden nombrar las Sierra de Gallo, Sierra de Metán, Sierra de Medina, Sierra de Centinela, Sierra de la Lumbrera y Sierra de Candelaria, entre otras.

Estratigráficamente está integrado por sedimentitas marinas someras del Silúrico, Ordovícico y Devónico, sobre las que se desarrollan, mediante relación de discordancia, sedimentitas del Grupo Salta.

Estructuralmente se caracteriza por ser una zona plegada, con amplios anticlinales limitados por fallas que afectan el basamento (Ramos 1999).

Llanura Chaco-Bonaerense

Esta entidad es la más extensa en cuanto a superficie se refiere, se extiende desde el límite norte del territorio argentino limitando al oeste con Las Sierras Subandinas, El Sistema de Santa Bárbara, Las Sierras Pampeanas y La Cuenca de Cuyo; al Sur limita con el Bloque de Las Mahuidas y el Macizo de Somuncurá, al este limita con La Mesopotamia, sumergiéndose en la Plataforma Continental en la costa bonaerense.

Desde el punto de vista climático es atravesada por todos los climas desde árido-semiárido en el sector sur y sudoeste a húmedo en el sector este y central y subtropical en el extremo norte.

En esta unidad y de acuerdo a Ramos, (1999) es posible diferenciar cuatro cuencas sedimentarias: La Cuenca Chaco Paranense, la Cuenca del Salado, la Antefosa de Claromecó y la Cuenca del Colorado. El conocimiento del subsuelo de estas cuencas se basa fundamentalmente en el análisis de perforaciones petroleras y métodos geofísicos.

La Cuenca Chaco Paranense presenta depósitos del Cámbrico y Ordovícico que se corresponden con sedimentos clásticos de origen marino cubiertos discordantemente por una secuencia silúrica-devónica. El neopaleozoico está representado por depósitos glaciares del Carbónico superior (Ramos 1999).

Durante el Mesozoico medio se depositan sedimentos eólicos y fluviales que culminan con un evento de vulcanismo extensional.

La sedimentación de esta cuenca continúa con los depósitos del Cenozoico donde es posible diferenciar sedimentos continentales depositados en ambientes de baja energía, preferentemente subácuos, (Russo et. al 1979), los cuales son cubiertos por la ingesión marina del Mioceno Medio (Fm Paraná) que cubre gran parte de la Provincia Geológica Chaco Bonaerense.

La sedimentación de esta entidad culmina con los grandes mantos de loess del Terciario Superior-Cuaternario sobre los que se han desarrollado los suelos más productivos del país.

La Cuenca del Salado presenta depósitos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior que superan los 6000 m de potencia, los cuales son cubiertos por depósitos continentales y marinos del

Terciario para culminar con el desarrollo de mantos loessicos del Cuaternario. En los sectores aledaños a la costa es posible observar afloramientos de intrusiones marinas del Pleistoceno y Holoceno. La secuencia jurásico-cretácica define una cuenca tafrogénica de origen extensional vinculada al margen atlántico.

La Antefosa de Claromecó fue estudiada fundamentalmente por métodos geofísicos estando conformada por sedimentitas eoneopaleozoicas correlacionables con las sedimentitas de Ventania, las cuales son cubiertas por los depósitos continentales y marinos del Terciario para culminar con los depósitos loessicos del Plioceno-Cuaternario.

La Cuenca del Colorado presenta un basamento representado por los depósitos paleozoicos de Ventania los cuales son cubiertos por pelitas de una ingresión paleocena y posteriormente se superponen los depósitos correspondientes a la transgresión marina del Mioceno.

La estructura se vincula a facies de rift, con fallamiento extensional de rumbo oeste- noroeste.

Mesopotamia

Fue definida como provincia geológica por Groeber (1938), estando circunscripta por los ríos Paraná y Uruguay al oeste y este respectivamente, por los ríos San Antonio y Pepirí Guazú al noreste y por el Río Iguazú al norte.

Los depósitos de mayor antigüedad corresponden a areniscas rojas continentales sobre las que se depositan basaltos tholeínicos, ambos depósitos son asignados al Cretácico. La colmatación continúa en el Mioceno con los depósitos marinos del mar paranaense que cubre gran parte del sector occidental de la Mesopotamia. Por último durante el Pleistoceno se depositan arenas fluviales e importantes mantos loessicos.

Respecto a la estructura la Mesopotamia está controlada por fallas transversales de rumbo oeste noroeste correspondientes a la Cuenca Chaco-Paranense (Padula y Mingramm, 1968).

Cordillera frontal

Esta unidad fue definida por Groeber (1938), limitando al norte con La Puna, al noreste con la Sierra de Famatina, al este con la Precordillera y la Cuenca de Cuyo, al sur con la Payenia y al oeste con el sector centro norte de la Cordillera Principal y el límite con Chile.

Esta entidad está compuesta por un basamento Precámbrico de naturaleza gnéissica, el cual es cubierto por depósitos marinos del Carbónico (Amos y Rolleri, 1965) los cuales fueron atribuidos a una cuenca de retroarco por Ramos et. al., (1984). En estas secuencias se interdigitan productos volcánicos e intrusivos. Dentro de los primeros se destacan los atribuidos al Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado Roque, 1970). Los cuerpos intrusivos son de edad neopaleozoicas existiendo cuerpos granitoides de edad Pérmico Superior-Triásica, de naturaleza postectónica los cuales fueron controlados por extensión (Mpodozis y Ramos 1989).

En la estructura se destaca la deformación ándica que origina la elevación de la cordillera a fines del Mioceno, con alturas superiores a los 6000 msnm.

Cordillera principal

Esta provincia geológica abarca el área cordillerana que se extiende al sur y al oeste de la Cordillera Frontal, desde aproximadamente 30° de latitud Sur, hasta el norte del río Agrio, límite definido por Groeber (1938) para caracterizar a esta provincia. Está conformada por depósitos marinos de edad jurásica y cretácica, a los cuales se asocian rocas volcánicas del arco magmático y granitoides calcoalcalinos. El Cenozoico está representado por depósitos continentales del Oligoceno y Mioceno, con presencia de rocas volcánicas de arco y basaltos intercalados. Se pueden diferenciar tres sectores: sector Norte o sanjuanino, que se caracteriza por la faja plegada y corrida de La Ramada; sector Central o normendocino, correspondiente a la faja de deformación del Aconcagua y donde la transgresión marina jurásica tiene como base volcánicas permotriásicas, faltando los depocentros de rift Triásicos-Jurásico Inferior; y el sector Sur que se ubica al sur del río Diamante, correspondiente a la faja plegada y corrida de Marlargüe y depocentros de sinrift, triásicos a eojurásicos al igual que en el sector norte. La transgresión es atlántica, a diferencia de los dos sectores anteriores y se distingue por presentar volcanes plio-pleistocenos, con estratovolcanes cuaternarios, entre los cuales algunos permanecen activos como por ejemplo el Tupungato, San Juan, Marmolejo, Peteroa, etc.

Sistema de Famatina

Los primeros trabajos se remontan a fines del siglo XIX y principios del siglo XX. Su denominación fue dada por Petersen y Leanza (1953) y Leanza (1958). Esta unidad fue segregada de las Sierras Pampeanas las cuales la rodean por el este, sur y sudoeste, al oeste limita con la Precordillera, en el extremo noroeste con la Cordillera Frontal y al norte con La Puna.

Está integrada por un conjunto de bloques serranos, entre los que se encuentran Las Sierras de Las Planchadas, La Sierra de Narvaez, Famatina, Paiman, Vilgo, Sañogasta y Paganzo.

Las rocas que integran el basamento están representadas por rocas metamórficas de la Formación Negro Peinado del Neoproterozoico-Cambrico Inferior, la cual es seguida por una secuencia del Ordovícico Inferior interdigitada por rocas volcánicas, culminando con depósitos del Ordovícico Medio, todo lo cual es atravesado por cuerpos plutónicos del Ordovícico Medio a Superior (Ramos 1999), por último algunos cuerpos graníticos caracterizan al Silúrico.

El neopaleozoico está representado por los Estratos del Paganzo, mientras que el triásico está presente con los depósitos de Ichigualasto correspondientes a cuencas continentales de origen tafrogénico (Ramos 1999).

La estructura del Sistema de Famatina se caracteriza por bloques de basamento elevados durante el Cenozoico, caracterizados por fallas listricas inversas (Gonzalez Bonorino 1950).

El Terciario y Cuaternario esta representados por depósitos de piedemonte, playas y eólicos.

Sierras Pampeanas

Esta unidad fue definida inicialmente por Stelzner (1873) siendo en la actualidad dividida en Sierras Pampeanas Occidentales y Orientales.

Las mismas limitan al Norte con La Puna, Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara, por el este y sur con la Llanura Chaco Bonaerense, mientras que hacia el oeste lo hace con Precordillera y el Sistema de Famatina.

Las características climáticas varían según el sector en consideración, predominando las condiciones templadas a semiáridas típicas de ambiente continental, en los sectores de las vertientes orientales de las Sierras de Tucumán y Ancasti en Catamarca, el clima es húmedo favorecido por la condensación de la humedad proveniente de los vientos del Océano Atlántico.

Las Sierras Pampeanas Occidentales se integran con las Sierras de Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan y las correspondientes al sector occidental de San Luis, correspondiendo a un orógeno eopaleozoico (Ramos,1988)

Se encuentran integradas por metamorfitas y migmatitas cuyas edades oscilan desde el Cámbrico al Devónico Inferior y granitos del Carbónico Inferior. En el sector norte y oriental de las Sierras de Córdoba se observan depósitos piroclásticos del Carbónico Superior y depósitos de sinrift del Cretácico asociados a derrames de basaltos alcalinos (Ramos 1999). Por último en las provincias de Córdoba y San Luis se encuentran depósitos volcánicos del Neocenoico.

La Sierras Pampeanas Orientales se componen de las Sierras del Norte de Córdoba, Sierras Grande y Chica de Córdoba, la Sierra de Comechingones y la porción más oriental de las Sierras de San Luis.

Este sector corresponde a un orógeno Proterozoico, compuestas por metamorfitas proterozoicas intruidas por granitoides calcoalcalinos asociados a subducción (Lira et. al. 1997). Los granitos poscolisionales serían de edad cámbrica. Por último se instala el batolito de Achala del Silúrico a Carbónico inferior (Rapela et. al., 1982).

Tanto en el Sector occidental como oriental de las sierras se encuentran cubiertos por sedimentitas continentales neopaleozoicas del Grupo Paganzo, asociados a glaciaciones del Carbónico superior que presentan niveles piroclásticos provenientes de la Cordillera Frontal. En los sectores norte y oriental de las Sierras de Córdoba se observan depósitos de sinrift del Cretácico asociados a derrames de basaltos alcalinos (Ramos 1999).

Por último en las provincias de Córdoba y San Luis se encuentran depósitos volcánicos del Neocenoico

La estructura fue caracterizada por González Bonorino (1950) y está representadas por montañas en bloque las cuales están delimitadas por fallas inversas de tipo listricas es decir que se horizontalizan en profundidad.

Precordillera

Los primeros trabajos se remontan a fines del siglo XIX y principios del siglo XX, realizados entre otros por Stelzner (1876), Burmeister (1876), debiéndose su denominación actual a Bodenbender (1902).

Esta entidad limita con las Sierras Pampeanas al este y noreste, con la Cordillera Frontal al Oeste y Noroeste y con la Cuenca de Cuyo al Sur.

Las características climáticas responden a un clima árido con precipitaciones menores a los 400 mm y ocasionalmente afectada por el viento Zonda el cual suele ocasionar importantes variaciones de temperatura.

En base a sus características estratigráficas y estructurales se la divide en tres sectores, Precordillera Occidental, Central y Oriental (Ortiz y Zambrano 1981).

La Precordillera Occidental está representada por facies clásticas de talud de edad ordovícica con intercalaciones de basaltos con lavas en almohadillas en su parte norte y central, mientras que en el sector sur se observan rocas ultrabásicas, gabros estratificados, piroxenitas y lavas basálticas en almohadilladas (Haller y Ramos, 1984, Davis. et. al. 1995 y Ramos 1999). En discordancia angular se encuentran depósitos eopaleozoicos constituidos por depósitos marinos y depósitos glaciares del Carbónico Superior culminando con conglomerados del Pérmico.

El sector central se integra con depósitos carbonáticos de plataforma correspondientes al Ordovícico, seguidos en discordancia por pelitas del silúrico y areniscas del Devónico Inferior. Depósitos marinos turbidíticos del Devónico Inferior a Medio desarrollan un frente deltaico que progradan de este a oeste. En aparente concordancia se depositan sedimentitas neopaleozoicas continentales y marinos someros (Ramos, 1999).

La Precordillera Oriental se compone de sedimentitas continentales de color rojo y evaporitas del Cámbrico Inferior (Astini, 1996), seguidos en discordancia por depósitos de plataforma carbonática del Cámbrico al Ordovícico Inferior. Secuencias clásticas del Ordovícico Superior están contenidas o cubiertas por depósitos silúricos. En discordancia angular se depositan sedimentos continentales del Carbónico (Ramos 1999).

El Terciario está representado por sedimentitas continentales sinorogénicas que evidencian el levantamiento y apilamiento de la Precordillera durante el Mioceno y el Plioceno (Jordan et. al. 1983).

Desde el punto de vista estructural la Precordillera occidental y central están representadas por una faja plegada y corrida epidérmica, mientras que el sector oriental corresponde a un bloque de basamento con una estructura de igual vergencia que las Sierras Pampeanas (Braccini, 1946; Rolleri, 1969 y Ramos, 1999).

Bloque de San Rafael

Esta entidad fue caracterizada por Feruglio (1946), la misma se desarrolla al sudeste de la Provincia de Mendoza limitando a oeste y sur con la Payenia y al este y norte con la Llanura Chaco Bonaerense.

Está integrada por un basamento del proterozoico medio seguido por depósitos de la plataforma carbonática del Ordovícico. Hacia el oeste pasan a facies turbidíticas metamorizadas. Estas secuencias registran un importante magmatismo básico del Ordovícico Medio (González Díaz, 1981). Estos materiales a su vez se asocian a depósitos turbidíticos del Silúrico-Devónico.

En discordancia angular le suceden sedimentos neopaleozoicos marinos y continentales, los cuales son cubiertos por una potente serie volcánica permotriásica (Ramos 1999).

El Triásico Medio a Superior está representado por depósitos del rift de Llantenes los cuales son cubiertos, discordancia mediante, por depósitos continentales del Terciario.

La estructura ándica de la región está caracterizada por una serie de corrimientos con vergencia hacia el este que genera el levantamiento del bloque, existiendo en el sector oriental un importante neotectonismo (Ramos, 1999)

Bloque Las Mahuidas

Esta unidad fue descrita en la primera mitad del siglo XX por Wichman (1927), y Nágera (1939). Más recientemente cabe señalar los estudios realizados por Ramos y Cortes (1984), y Llambías et. al. (1996). La identidad como Provincia Geológica fue establecida por Ramos (1999).

El basamento se encuentra integrado por rocas metamórficas precámbricas intruidas por plutonitas eopaleozoicas o más antiguas, al mismo se asocian mármoles y calizas cristalinas altamente deformados (Ramos 1999). Sobre el mismo se depositan sedimentos continentales del Pérmico (Vilela y Riggi, 1958) culminando con un importante plateau riolítico (Llambias y Sruoga, 1992).

La zona se comportó estable durante el Mesozoico y Cenozoico estando aun sometida a procesos de peneplanización (Ramos, 1999).

Payenia

Entre los autores que han caracterizado a esta unidad cabe mencionar a Polansky (1954); González Díaz (1972 b); y González Díaz y Fauque (1993).

Su nombre deriva del volcán Payén y se caracteriza por corresponder a coladas basálticas que se extienden desde el sur de Mendoza al norte de Neuquén y parte de la Pampa.

Está representado por estratos volcanes, calderas volcánicas, domos y volcanes monogénicos (Ramos 1999) de composición básica alcalina. Entre los estratos volcánicos pueden mencionarse el Payún Matru, Nevado y Plateado los cuales han tenido actividad durante el Terciario y Cuaternario.

Desde el punto de vista estructural se caracteriza por fallas de tipo extensionales cuya orientación estaría controlada por lineamientos extensionales de estructuras más antiguas (Ramos, 1999).

Tandilia

Esta Provincia fue establecida por Nagera (1932) y contiene a las rocas más antiguas del país. La misma constituye un bloque de Basamento Metamórfico que está atravesado discordantemente por diques de diabasa, metavolcanitas ácidas y diques basálticos de edad posiblemente proterozoico inferior (Ramos, 1999).

En el sector sur está cubierta por depósitos de edad proterozoico a eopaleozoico (Iñiguez et. al 1989), compuesta por ortocuarcitas, calizas y dolomías. En discordancia son cubiertas por ortocuarcitas del Cámbrico-Ordovícico (Dalla Salda et. al., 1972), por último se observan diques de diabasa del ordovícico (Rapella et. al., 1974).

Ventania

También denominadas Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Nágera (1939), comprende una serie de sierras, desde la de Púan hacia el oeste hasta la de Pillahuincó al este. Esta provincia está conformada por un basamento ígneo – metamórfico proterozoico, que aflora en forma restringida hacia el sudoeste y rocas sedimentarias paleozoicas, intensamente deformadas por plegamiento. Estas sierras tienen una orientación NO-SE, con una longitud de 175 km y un ancho de 70 km, en el sector central.

Las rocas del basamento son granitos y diabasas asociados a riolitas. La cubierta sedimentaria es Paleozoica, de característica clástica y origen marino, los depósitos más antiguos corresponden a una plataforma marina estable; entre los depósitos más modernos se registra un episodio glacial; la secuencia continúa con sedimentos marinos hasta el Pérmico Inferior luego pasa a sedimentos continentales volcánoclasticos.

La estructura principal es el plegamiento con vergencia hacia el nordeste, acompañado por fallas inversas.

El engolfamiento neuquino

Esta unidad fue definida como Provincia Geológica por Bracaccini (1970). Se desarrolla en la región extrandina de Neuquén y sur de Mendoza, limitando al norte con Payenia, al este con el Bloque de las Mahuidas, al sur con el Macizo de Somún Curá y al oeste con la Cordillera Principal y la Cordillera Patagónica Septentrional.

El subsuelo está integrado por sedimentos marinos del Jurásico-Cretácico inferior que proceden del Océano Pacífico y se acuñan hacia el este, en el sector norte afloran sedimentos continentales del Cretácico y remanentes marinos del Cretácico Superior-Terciario Inferior (Ramos 1999). En el sector norte se observan estratovolcanes como el correspondiente al volcán Auca Mahuida de composición basáltica.

La estructura presenta sectores de características epidérmicas y sectores con influencia del basamento, en este último caso se observa un plegamiento suave controlado por el basamento.

Cordillera Patagónica

La Cordillera Patagónica presenta dos sectores Septentrional y Austral.

La Cordillera Patagónica Septentrional limita al norte con la Cordillera Principal, este límite difiere según los distintos autores, pero es ampliamente aceptado el criterio de establecerlo en el cambio entre secuencias marinas jurásicas-eocretácicas correspondientes a Cordillera Principal y la presencia del Batolito Andino para la provincia que se está describiendo, este cambio se localiza al sur del Lago Aluminé (39° de latitud Sur, aproximadamente). El límite sur se extiende hasta los 45° de latitud Sur. Se caracteriza por un amplio predominio de rocas volcánicas paleógenas, la presencia de sedimentitas marinas jurásicas y plutones jurásico-cretácicos correspondientes al Batolito Andino. El basamento está conformado por rocas metamórficas y plutonitas paleozoicas, sobre el que se apoya la cubierta volcánica paleógena y depósitos continentales y en parte marinos terciarios y derrames de basaltos. Dentro de las rocas volcánicas se diferencian una serie andesítica andina y serie andesítica extrandina. En esta provincia se destacan estratovolcanes cenozoicos como el Lanín, Puyehue y Tronador. Más al sur se desarrolla una serie volcánica del Cretácico Inferior.

La estructura se caracteriza por inversión tectónica de las cuencas paleógenas que tuvo lugar durante el Mioceno, más hacia el sur, desarrollo de grábens formados durante el Jurásico-Cretácico Inferior, parcialmente invertidos con la orogenia andina.

La Cordillera Patagónica Austral que se extiende desde la latitud del Lago Fontana, se vincula con depósitos correspondientes a la transgresión marina cretácica de la Cuenca Austral. Posee un basamento formado por rocas metamórficas del Paleozoico superior, sobre el que apoyan vulcanitas jurásicas y las sedimentitas marinas cretácicas mencionadas. El Batolito Andino o Patagónico, de desarrollo axial, presenta afloramientos al igual que en la provincia Septentrional, aunque su mayor desarrollo es sobre el lado chileno.

La estructura corresponde a una faja plegada y corrida a fines del Cretácico. Se destaca un estadio juvenil del relieve con alturas relativas bajas, aunque al sur del Lago Buenos Aires la topografía es más elevada, destacándose cerros como el San Lorenzo, Fitz Roy, Murallón y Torres del Paine, todos de composición granítica. Dada las altas latitudes se emplazan campos de hielos permanentes.

Macizo de Somuncura

Los primeros trabajos de esta entidad corresponden a Windhausen (1931), Harrington (1962) y más cercano en el tiempo corresponde citar el trabajo de Stipanovic y Methol (1972).

Limita al norte con el Engolfamiento Neuquino y la Cuenca del Colorado, al oeste con la Cordillera Patagónica Septentrional y al sur con la Meseta Patagónica Norte.

El basamento metamórfico está integrado por gneis y micacitas asociados a rocas granitoides del Proterozoico (Linares et. al. 1990). En la porción oriental se depositan sedimentitas marinas del Silúrico-Devónico Inferior los cuales son atravesados por plutonitas del Ordovícico, Carbónico y Pérmico. En el sector noreste el basamento es cubierto por depósitos piroclásticos y coladas de lava del Triásico Medio a Superior (Alric et. al. 1996), asociado a un plutonismo del Jurásico Inferior (Rapella et. al. 1991a). En el sector noroccidental se desarrollan depósitos continentales del Triásico. Las secuencias piroclásticas son cubiertas por depósitos continentales Cretácicos y posteriormente transgresiones del Cretácico Superior-Terciario (Ramos 1999).

Cabe señalar como unos de los rasgos más importantes la presencia de un volcanismo basáltico correspondiente al Terciario, con la presencia de derrames basálticos, domos y diques.

La estructura está caracterizada por bloques de basamento que constituyeron hemigrábenes basculados.

Macizo del Deseado

Provincia definida por Leanza (1958), situada entre los ríos Deseado y Chico de Santa Cruz, se caracteriza por su estabilidad tectónica alcanzada durante el Paleozoico.

El basamento es pre-jurásico conformado por rocas metamórficas proterozoicas a eocámbricas, granitoides y rocas subvolcánicas de edad silúrica que intruyen a las anteriores. Sobre estas rocas se apoyan sedimentitas continentales fosilíferas, permo-triásicas, las cuales están atravesadas por plutonitas del Batolito Patagónico Central, Triásico-Eojurásico.

El fenómeno extensional generalizado, relacionado con la apertura del Océano Atlántico, produce la depositación de una secuencia clástica continental que está interdigitada con el volcanismo riolítico de la Formación ChonAike. Las riolitas y los flujos piroclásticos conforman un extenso plateau riolítico. En el Cenozoico se formaron las mesetas basálticas.

La estructura está dada por fracturación de las rocas jurásicas y cretácicas, aunque el Macizo del Deseado ha permanecido estable durante la mayor parte del Fanerozoico.

Meseta Patagónica

Comprende las mesetas de la región central de las provincias de Chubut y Santa Cruz, al este de la Cordillera de los Andes. Se diferencian dos sectores:

Meseta Patagónica Norte: Las rocas más antiguas aflorando son paleocenas, tanto marinas como continentales, éstas últimas con abundante fauna de mamíferos. Sobre estas unidades se apoyan depósitos piroclásticos terciarios. El rasgo típico de este sector son las mesetas basálticas con coladas y cuellos volcánicos. Hacia el este el paisaje presenta planicies sobre elevadas (e.g. pampas del Castillo, de Salamanca) que están cubiertas por rodados patagónicos, los cuales presentan un origen fluvio-glacial que tuvieron lugar en los períodos de deshielo.

Meseta Patagónica Austral: Se desarrolla al este de la Cordillera Patagónica Austral y al sur del Macizo del Deseado. Se encuentran aflorando depósitos marinos y continentales del Cretácico Superior y Cenozoicos. Hacia el norte hay amplias coladas basálticas que corresponden a la Meseta Central, al norte de la localidad de Gobernador Gregores, mesetas del Belgrano y de la Muerte y las que se encuentran al sur del Lago Cardiel.

Hacia el sur las mesetas basálticas son de menores dimensiones y se destacan altiplanicies de rodados patagónicos de edad plio-pleistocena las cuales están disectadas por valles. De igual edad es el campo volcánico de Pali Aike, vinculado a reactivación neotectónica de las antiguas fallas extensionales jurásicas.

Islas Malvinas

Se localiza al este del plateau de Malvinas. Presenta un basamento formado por rocas metamórficas proterozoicas sobre el que yacen depósitos marinos Devónicos y secuencias glaciares y neopaleozoicas con flora de Glossopteris.

La estructura se caracteriza por corrimientos este-oeste con vergencia hacia el sur-sureste.

Cordillera Fueguina

Esta cordillera se extiende con rumbo este-oeste en el sector austral de la isla Grande de Tierra del Fuego. Está compuesta por un basamento metamórfico paleozoico, sobre el que se emplazan rocas volcánicas jurásicas y sedimentitas cretácicas. La estructura corresponde a

corrimientos con vergencia norte generados durante el ciclo Andino, posterior cierre de la cuenca de sedimentación durante el Cretácico.

Bibliografía

Alric V. I, Haller, M. J.Feraud, G., Bertrand, H. y Zubia, M. 1996. Geocronología 40Ar 39Ar del volcanismo jurásico de la Patagonia Extrandina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas V: 243-250. Buenos Aires.

Amos A. J. y Rolleri E. O. 1965. El Carbónico marino en el valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). Boletín de Informaciones Petroleras. Nueva Serie 368: 50-71

Astini R. A. 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas V: 509-526. Buenos Aires.

Baldis, B. A., Gorroño, A., Ploszkiewicz, J. V. y Sarudiansky, R. M. 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y áreas adyacentes. 6° Congreso Geológico Argentino. Actas I: 3-22.

Bodenbender, G. 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las sierras centrales de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Boletín 19: 1-220, Córdoba.

Bonarelli, G. 1913. Las Sierras Subandinas del Alto y Aguara Güe y los yacimientos petrolíferos del Distrito Minero de Tartagal. Anales Ministerio de Agricultura. Sección Geología y Minería, 8 (4): 1-50.

Bonarelli, G. 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (Provincia de Salta y Jujuy). Anales Ministerio de Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Geología 15(1): 1-96.

Bracaccini, O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina. Boletín de Informaciones Petroleras 23 (258): 81—105, (260): 259-274, (262): 361-384, (262): 455-473, (263): 22-35, (264): 103-125 y (265): 171-192.

Bracaccini, O. 1970. Rasgos Tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén. República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 25(2): 275-284.

Brackebusch, L. 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. Academia Nacional de Ciencias. Boletín 5: 137-252. Córdoba.

Burmeister, H. 1876. Description physique de la Republique Argentine, d'apres des observations personnelles et etrangeres. F. Sav y I: 1-395. Paris.

Camino R. 1999. Geología Argentina. SEGEMAR, pags. 796.

Dalla Salda, L., Guichon, M. y Rapela, C. W. 1972. Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas de Barker, provincia de Buenos Aires. República Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 3: 133-134.

Davis, J. S., Moores, E. M., Roeskes, S. M., Kay, S. M., McClelland, W. S. y Snsf., L. W. 1995. New data from the western margin of Precordillera Terrane, Argentina: constrain scenarios for the middle Paleozoic tectonics of western South America. Laurentian-Gondwanan connections before Pangea Field Conference. Program With Abstracts 15-16, San Salvador de Jujuy.

Feruglio, E. 1946. Sistemas Orográficos de la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 4: 1-536.

González Bonorino, F. 1994. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Asociación Geológica Argentina, Revista 5(3) 81-110.

González Díaz, E. F. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 30d Payún Matrú, Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 130: 1-88.

González Díaz, E. F. 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada "Serie de la Horqueta" del Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 241-256.

González Díaz, E. F. y Fauque, L. E. 1993. Geomorfología. En: Ramos, V. A., (Ed.), Geología y recursos naturales de la provincia de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Relatorio 17: 217-234.

Groeber, P. 1938. Mineralogía y Geología. Espasa-Calpe Argentina, 1-492, Buenos Aires.

Haller, M. A. y Ramos, V. A. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las Provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 66-83.

Harrington, H. J. 1956. Argentina. En: Jenks, W. (Ed.), Handbook of South American Geology, Geological Society of America, Memori 65: 129-165.

Harrington, H. J. 1962. Paleogeographic development of South America. American Association of Petroleum Geologist, Bulletin 46(10): 1773-1814, Tulsa.

Iñiguez, A. M., Del Valle, A., Poire, D. G., Spalletti, L. A. y Zalba, P. E. 1989. Cuenca precámbrica-paleozoica inferior de Tandilia, provincia de Buenos Aires. En Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 6: 245-263, Tucumán.

Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R. y Ramos, V. A. 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su reglamentación y su relación con la placa de Nazca subductada. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 587-606

Jordan, T. E., Isacks, B., Ramos, V. A. y Allmendinger, R. W. 1983. Mountain Building in the Central Andes, Episodes 1983(3): 20-26.

Keidel, J. 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales 4: 251-312.

Keidel, J. 1927. Sobre las relaciones Geológicas entre la Puna y la Cordillera de Los Andes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 30: 295-307. Córdoba.

Keidel, J. 1943. El Ordovícico inferior en los Andes del norte argentino y sus depósitos marinos glaciales. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 36: 140-229. Córdoba.

Leanza, A. F. 1958. Geología Regional. En: La Argentina, Suma de Geografía, Tomo I, Capítulo III: 217-349, Editorial Peuser, Buenos Aires.

Leanza, A. F. 1972. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 869 p, Córdoba.

Linares, E., Ostera, H. A. y Parica C. A. 1990. Edades radimétricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, provincia de Río Negro, República Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 251-253.

Lira, R., Millone, H. A., Kirchbaum, A. M. y Moreno, R. S. 1997. Magmatic-arc-calc-alkaline granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges Central Argentina. Journal of South American Earth Sciences 10 (2): 157-178.

Llambías, E. y Sruoga, P. 1992. Permo-Triassic leuco rhyolite ignimbrite at Sierra de Ligué Cabel, La Pampa province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 5(2): 141-152.

Llambías, E., Melchor, R. N., Tickyj, H. y Sato, A. M. 1996. Geología del bloque de Chadi-leuyu. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5:417-425.

Mpodozis, C. y Ramos, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G. E., Cañas Pinochet, M. T. y Reinemad J. A. (Eds.) Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90,

Houston.

Nágera, J. J. 1939. Geografía Física de las Américas y de la República Argentina. En: Manito, O. y Nágera, J. J. (Eds.) Geografía Física de las Américas y de la República Argentina. Editorial Kapeluz, 232 p., Buenos Aires.

Ortiz, A. y Zambrano, L. J. 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 59-74.

Padula, E. y Mingramm, A. 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico sedimentario del Triásico en el subsuelo de la Llanura Chaco-Paranense. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 291-331.

Petersen, C. S. y Leanza, A. F. 1953. Elementos de Geología Aplicada. Editorial Nigar, 466 p., Buenos Aires.

Polansky, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio de Economía, Instituto Investigaciones Económicas y Tecnológicas. Cuadernos de Investigaciones y estudios 4: 4-10, Mendoza.

Ramos, V. A. 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325.

Ramos, V. A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic – Early Paleozoic collisional history of Southern South America. Episodes 11(3): 168-174.

Ramos, V. A. 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En: Caminos, R. (Ed.). Geología Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 41-96.

- Ramos, V. A., y Cortes, J. M. 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: Ramos, V. (Ed.), Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 317-346.
- Rapela, C. W., Dalla Salda, L. y Cingolani, C. 1974. Un intrusivo básico ordovícico en la Formación La Tinta (Sierra de Barrientos, provincia de Buenos Aires, Argentina). Asociación Geológica Argentina, Revista 29(3): 319-331.
- Rapela, C. W., Heaman, L. M. y McNutt, R. J. 1982. Rb/Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Geology* 90: 574-582, Chicago.
- Rapela, C. W., Francese, J. R., Alonso, G. y Benvenuto, A. R. 1991. El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18(2): 121-138.
- Roeder, D. H. 1988. Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). *Tectonics* 7(1): 23-40.
- Rolleri, E. O. 1969. Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocoli, Provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 24(4): 408-412.
- Rolleri, E. O. 1975. Provincias Geológicas Bonaerenses. En: Geología de la Provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 29-54.
- Rolleri, E. O. 1975. Sistema de Santa Bárbara, 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 240255.
- Rolleri, E. O. y Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornada Geológica Argentina, Actas 2: 1-60.
- Stappenbeck, R. 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 4(3): 1-187.
- Stelzner, A. 1876 Geologie der Argentinischen Replublik. En Napp, R., Die Argentinischen Replublik, 71 ff. Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. y Methol, E. J. 1972. Macizo de Somún Curá. En Leanza A. F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 581-599, Córdoba.
- Turner, J. C. M. y Mendez, V. 1979. Puna. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Vol 1: 13-56, Córdoba.
- Vilela, C. y Riggi, J. 1958. Rasgos Geológicos y petrográficos de las sierras de Lihuel Calel. Asociación Geológica Argentina, Revista 11(4) 217-272.
- Wichmann, R. 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro del Chubut efectuados durante los meses de enero hasta junio del año 1923. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología. Publicación 33: 1-31.
- Windhausen, A. 1925. Las antiguas conexiones de la Patagonia. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 28: 213-250, Córdoba.
- Windhausen, A. 1931. Geología Argentina. Geología Histórica Regional del Territorio Argentino. J. Peuser, II: 1-645, Buenos Aires.

Capítulo VI

Región Pampeana Continental

Loess y loessoides

Yamile Rico

Loess es una palabra originalmente del idioma alemán (löss) que significa material suelto (loose en inglés); fue utilizada para designar a los materiales detríticos e inconsolidados de la región del Rin, que han sido transportados por el viento y depositados en forma de manto en zonas peridesérticas. Las regiones loésicas más importantes se encuentran en China, Siberia, África, este de Europa, en la región central de los EEUU, en Alaska y en la República Argentina. Los afloramientos más potentes de loess se encuentran en China, llegando en algunas localidades a los 200 metros.

En nuestro país, los depósitos de loess fueron inicialmente descritos en el siglo XIX por D'Orbigny, Darwin y Ameghino, como depósitos de limo; posteriormente su origen loésico fue propuesto por Heusser y Claraz (1865) y más tarde por Frenguelli (1957).

1. Distribución geográfica en la Argentina

La distribución del "loess" en la Argentina, fue definida por diversos autores como Frenguelli (1955), Teruggi (1957), Sayago (1995), Iriondo (1997), Zárate (2003), entre otros. Estos depósitos cubren en forma de manto la llanura Chaco-Pampeana entre los 23°S y 41°S (Fig.6.1), abarcando las provincias de Buenos Aires y parte de su plataforma continental, Norte de Río Negro, La Pampa, San Luis, Córdoba, Santa Fe, Entre Ríos, Corrientes, Chaco, Formosa, Santiago del Estero, Tucumán, parte de San Juan, La Rioja, Salta y Jujuy. También hay depósitos loésicos en las repúblicas de Bolivia, Paraguay y Uruguay

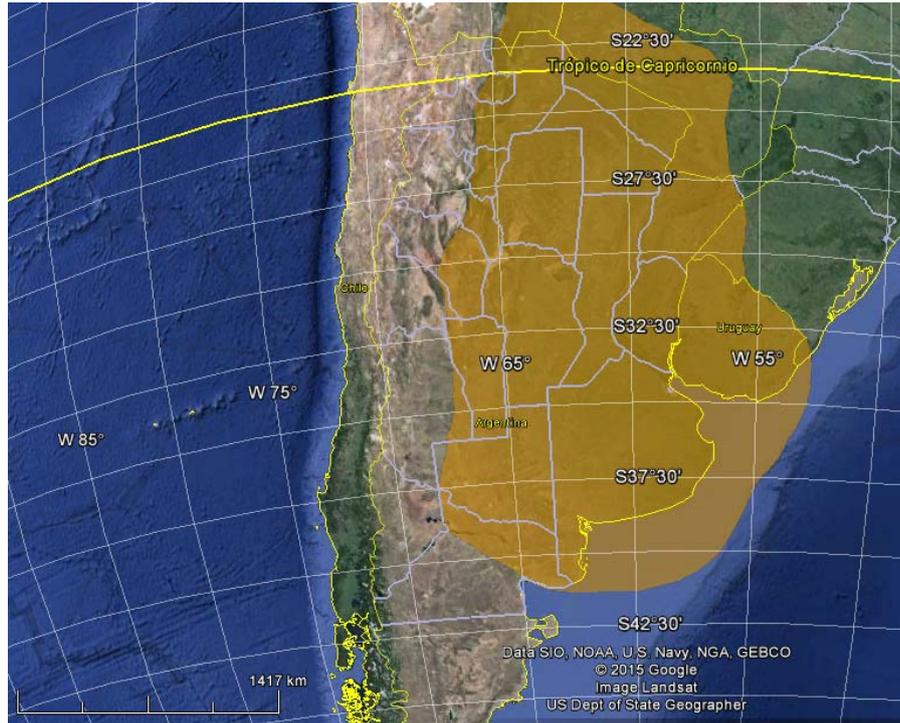


Figura 6.1: Distribución de depósitos loésicos (modificado de Fucks y Deschamps 2008).

2. Características macroscópicas

Los depósitos de loess primario en la Argentina son conocidos bajo el nombre de Loess Pampeano. Son de color castaño, de textura predominantemente areno-limosa a limosa, están desprovistos de estratificación, se mantienen en paredes verticales, contienen precipitados de carbonato de calcio de variadas morfologías y constituyen el material original sobre el cual se desarrollaron gran parte de los suelos de la región pampeana durante en Cenozoico Tardío.

Los depósitos de han sido en su mayoría re-transportados y re-depositados por agentes ácueos en toda la región chaco-pampeana. Estos depósitos, se conocen bajo el nombre de loessoides o limos loessoides, que a diferencia del loess primario presentan estructuras que evidencian transporte áqueo como ser estratificación.

3. Afloramientos y exposiciones artificiales

Estos depósitos, se encuentran expuestos naturalmente en acantilados marinos (Fig.6.2), en barrancas de ríos o arroyos y en bordes de lagunas; también han sido estudiados en exposiciones artificiales como ser frentes de canteras, excavaciones con fines edilicios, cortes de camino y a través de perforaciones. El espesor de estos afloramientos es generalmente limitado, excepto en los acantilados de la costa bonaerense, en las barrancas del río Paraná y en el valle pre-andino de Tafí del Valle, donde los espesores de estas sucesiones sedimentarias llegan a tener entre 30 y 50m. Por otra parte, en perforaciones se han registrado espesores de material loésico superiores a los 100 metros.



Figura 6.2: Afloramientos de depósitos loessoides en acantilados de la costa bonaerense, al sur de Chapadmalal. Las facies depositacionales están conformadas principalmente por depósitos de planicie de inundación y canales fluviales y las post-depositacionales por paleosuelos (hendiduras) y calcretas (niveles de coloración blanca). Tomada de Rico y Bidegain (2011)

4. Mineralogía, granulometría: procedencia

Los primeros análisis granulométricos y mineralógicos sobre muestras de loess, fueron realizados por Teruggi (1957); dicho autor caracteriza al loess de Argentina, fundamentalmente a partir del análisis de los depósitos que afloran en los acantilados de la costa bonaerense (Pampa Interserrana), por lo que encontró cierta similitud textural con el loess de Europa y América de Norte, donde domina la fracción arena muy fina. Estos resultados, no resultan extensivos a todas las secuencias de loess/loessoides de Argentina, ya que estudios posteriores en otros

sectores de la región pampeana indican predominio de la fracción limo grueso en la Pampa Deprimida (Bidegain y Rico, 2004) y un incremento de la fracción limo mediano a fino en la Pampa Ondulada (Morrás, 2003). Por otra parte, se registra en todos los casos un significativo incremento de la fracción arcilla en niveles de paleosuelos y paleolagunas. Estas relaciones de proporción pueden apreciarse en la Fig.6.3 para una muestra de material loessoide que fue separada en distintas fracciones granulométricas mediante métodos de decantación y tamizado; también se muestran los concentrados magnéticos separados con imán de mano para cada fracción.

La mineralogía de estos depósitos es esencialmente de origen volcánico-piroclástico, procedente principalmente de la región cordillerana y extrandina, ubicada al oeste y sudoeste de la región la pampeana.

En la fracción arena, los minerales livianos más frecuentes son las plagioclasas, el cuarzo, el vidrio volcánico y los fragmentos de rocas volcánicas; los minerales pesados más frecuentes son magnetita, hematita, leucóxeno, hornblenda, hipersteno y augita. La mineralogía de la fracción limo es muy similar a la de la fracción arena, aunque en los limos gruesos se observa un fuerte incremento de las trizas vítreas y en los limos finos aumenta el contenido de montmorillonita producto de la alteración de vidrio volcánico. En la fracción arcilla la montmorillonita es el mineral predominante, pero también se observan pequeñas cantidades de cuarzo, feldespato, vidrio volcánico, clorita, illita, caolinita, etc (González Bonorino, 1965).

Si bien la abundancia de minerales de origen volcánico-piroclástico en estos depósitos, como ser plagioclasas, vidrio volcánico y fragmentos de rocas volcánicas, confirman un aporte de material volcánico predominante, otros estudios revelan que el loess de Argentina presenta significativas variaciones a nivel regional, no solo en su granulometría sino también en su composición mineralógica (Morrás, 2003). La presencia de otros minerales de origen ígneo y metamórfico evidencian la existencia de varias fuentes de aporte, como las Sierras Pampeanas (fuente de biotita, muscovita y cuarzo), la Cuenca del Paraná (fuente de cuarzo) y el cratón de Brasilia (fuente de turmalina y circón).

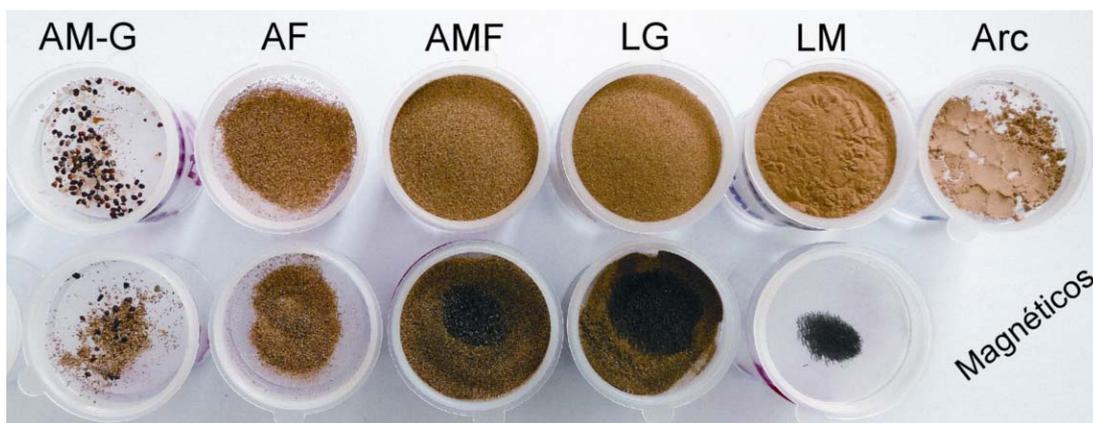


Figura 6.3: Distribución de tamaños de partícula y concentrados magnéticos de una muestra de loessoide. AM-G: arena mediana a gruesa; AF: arena fina; AMF: arena muy fina; LG: limo grueso; LM: limo mediano; Arc: Limos finos y arcillas. Fotografía tomada por Yamile Rico en el laboratorio de Paleomagnetismo del LEMIT

En cuanto a los vientos que transportaron las partículas que conforman el loess pampeano, se ha interpretado un predominio de los vientos del oeste y suroeste; sin embargo, según Zárate (2003) no habría que descartar la influencia de los vientos troposféricos del este y del norte. En relación al mecanismo de transporte la comunidad científica ha propuesto que durante los períodos fríos y secos, los vientos del oeste y suroeste habrían transportado en suspensión desde el sector Andino, partículas tamaño limo hacia la región chaco-pampeana; otros autores también proponen un mecanismo de transporte por saltación en varias etapas desde zonas más cercanas como ser el sector norte de Patagónica extrandina donde actualmente se observan grandes áreas deflacionadas (Zárate y Blasi, 1990).

5. La depositación del “Loess pampeano”

La depositación del loess en la Argentina, se ha vinculado fundamentalmente con los períodos glaciales del Cuaternario y con la intensa actividad volcánica del Pleistoceno.

Si bien muchos científicos trabajaron con los depósitos cenozoicos de provincia de Buenos Aires, Zárate (2005) propuso un esquema para toda la sedimentación continental del Cenozoico tardío de esta región. El autor interpreta que la depositación de materiales loésicos (loess y loessoides) en la región pampeana, se inicia en el Mioceno tardío (circa 12-11 Ma), luego del retiro del Mar Paranense, y que dicha depositación habría tenido lugar en 4 grandes sub-ciclos de sedimentación. El primer sub-ciclo, corresponde a depósitos fluviales del Mioceno Tardío (9,23 a 7/6 Ma) que se depositaron sobre las areniscas del mar paranense; el segundo sub-ciclo, también predominantemente fluvial, corresponde al intervalo Mioceno tardío-Plioceno medio/tardío (7/6 Ma a 3,2 Ma); el tercer sub-ciclo comienza a fines del Plioceno y se extiende todo el Pleistoceno inferior y medio hasta el Pleistoceno tardío (circa 3,2 Ma – 0,04/0,03 Ma) y el cuarto sub-ciclo abarca desde el Pleistoceno tardío al Holoceno (circa 0,04-0,03 Ma – Presente).

Esta propuesta, evidencia que la depositación del loess en la Argentina no ha sido exclusiva del período Cuaternario, sino que comenzó mucho antes, por lo que la sedimentación en dicho período geológico, estaría representada por los últimos 2 sub-ciclos que se detallan a continuación.

El tercer sub-ciclo se encuentra bien representado en los acantilados de la costa bonaerense. Al comienzo del mismo se produce una reactivación general del paisaje, dando origen al desarrollo de valles excavados en el sustrato Plioceno medio-tardío. El relleno plio-pleistoceno de estos paleo-valles está conformado por depósitos de relleno de canal, depósitos de desborde y facies eólicas finas en la base y por depósitos de planicie de inundación con intervalos de formación de suelos y costras de tosca, en el sector medio a superior. A diferencia de los ciclos anteriores, las condiciones ambientales durante este ciclo de sedimentación han sido muy variables; esto se evidencia en los cambios significativos hallados en las asociaciones faunísticas a lo largo del Pleistoceno y por las variaciones litológicas que responden a una alternancia cíclica entre períodos frío-seco y templado-húmedo.

El cuarto sub-ciclo (Pleistoceno tardío - Holoceno), mejor representado en el sector noreste de la provincia de Buenos Aires, está integrado fundamentalmente por depósitos eólicos, fluviales y aluviales, los cuales han sido objeto de numerosas propuestas estratigráficas. Esta sucesión, representa el relleno sedimentario de los valles fluviales actuales, los cuales fueron labrados sobre depósitos del intervalo Plio-Pleistoceno en la Cuenca del Salado o sobre los depósitos miocenos en el Positivo bonaerense.

La cronología de estos ciclos de sedimentación fue reconstruida a partir de dataciones de vidrios de impacto o escorias y cenizas volcánicas, magnetoestratigrafía y bioestratigrafía.

El intervalo temporal que abarcan los primeros 2 sub-ciclos, fue determinado mediante dataciones sobre vidrios de impacto (Schultz et al., 2004), mientras que para los sedimentos del Pleistoceno, la posibilidad de obtener dataciones numéricas está fuertemente limitada por el tipo de material y los métodos de datación. Si bien el contenido fosilífero de estas sucesiones pleistocenas es abundante, la posibilidad de datarlos se encuentra restringida al alcance temporal del método de datación por carbono 14, cuyo límite es inferior a 40.000 años. Sin embargo, intercalados entre los depósitos loésicos suelen hallarse niveles de ceniza volcánica que brindan la posibilidad de ser datados mediante métodos de luminiscencia, pero estos también presentan limitaciones en cuanto al rango de edad, ya que si bien teóricamente podrían datarse sedimentos de hasta 400.000 años, sólo se han obtenido buenos resultados hasta edades de 100.000 años. Por tales motivos, la cronología propuesta para los depósitos continentales del Pleistoceno de la llanura chaco-pampeana, se ha basado en estudios paleomagnéticos y bioestratigráficos.

6. Facies post-depositacionales (Paleosuelos y calcretas)

Las facies post-depositacionales, son aquellas que se han formado "in situ", luego de la sedimentación del material sobre el cual se originaron.

Sobre los depósitos loésicos se desarrollaron "in situ" perfiles de suelos y niveles de carbonato de calcio (calcretas). Durante los períodos de no deposición o escasa tasa de sedimentación, coincidentes con intervalos de clima templado y húmedo (períodos interglaciales), se habrían desarrollado suelos de pradera a expensas de depósitos de loess y loessoides que se habrían depositado durante las glaciaciones. Esta alternancia de períodos se repitió de manera cíclica a lo largo del Cuaternario, siendo evidencia de esto las sucesiones de loess-loessoides/paleosuelos. Por otra parte, las calcretas (carbonato de calcio), también formadas "in situ", se habrían precipitado durante períodos de extrema aridez, luego de haber tenido lugar un estadio de clima húmedo.

6.1 Paleosuelos

Un suelo es un cuerpo natural que se forma por la alteración del sustrato (material original o parental). Los factores que determinan la evolución y el grado de desarrollo de un suelo son el clima (temperatura, precipitaciones y viento), el material parental, la topografía, los organismos (flora, fauna y ser humano) y el tiempo. El conjunto de procesos que da origen a la formación de suelos se denomina pedogénesis. Los suelos están compuestos por capas u horizontes del suelo (O, A, E, B, C), que difieren en su color, textura, estructura, consistencia, composición mineralógica y orgánica; esto otorga a los suelos diferentes propiedades físicas y químicas.

Un paleosuelo es un suelo del pasado, que generalmente se encuentra sepultado (aunque también puede estar exhumado) y sus características no se corresponden con las de un suelo desarrollado bajo las condiciones climáticas y ambientales actuales.

Los paleosuelos evidencian intervalos de estabilidad climática y se diferencian del loess, por su color oscuro, mayor contenido de arcilla, su estructura formada por agregados de diversa morfología (prismática, en bloques o granular) y evidencias de bioturbación vegetal y animal; en un afloramiento se evidencia como una hendidura en forma de media caña (Fig.6.4). Los rasgos de bioturbación vegetal más comunes en estos paleosuelos son los finos canalículos dejados por la actividad radicular (raíces), muchas veces rellenos por arcillas, carbonato de calcio u óxidos de hierro-manganeso; los muñecos de loess son otra evidencia de actividad radicular pero de mayor tamaño, donde el carbonato de calcio precipita en torno a una raíz, tomando la forma de la misma. Las trazas fósiles de invertebrados también resultan frecuentes en los paleosuelos.

La existencia de paleosuelos en la Formación Pampeana, fue mencionada inicialmente por Kraglievich (1952) sobre las barrancas de Mar del Plata y Miramar. Posteriormente, Teruggi (1971) manifiesta la abundancia de paleosuelos en las formaciones continentales de la Argentina y brinda criterios básicos para su reconocimiento en el campo, mientras que Fidalgo (1973) propone la utilización de los paleosuelos como unidades pedoestratigráficas por primera vez en Argentina.

Los primeros estudios paleopedológicos detallados en la región pampeana, fueron realizados por Teruggi e Imbellone (1987), en la cantera de Hernández de la ciudad de La Plata, estableciendo la presencia de una sucesión de paleosuelos superpuestos con presencia de rasgos pedológicos como óxidos y óxihidróxidos de hierro y manganeso y concreciones de carbonato de calcio.

Los paleosuelos constituyen en general remanentes de horizontes B y E que han sido descritos por diversos autores como Fidalgo (1983), Imbelloni y Teruggi (1993), Iriondo y Krohling (1999), Imbelloni y Cumba (2003), entre otros.

Los horizontes B de paleosuelos, son los que se encuentran mejor preservados en las secuencias estudiadas; la ausencia de horizontes O y A es debida generalmente a truncamiento por erosión laminar ó deflación, durante los intervalos áridos del Pleistoceno (períodos glaciales), o bien al enmascaramiento de los mismos por acción de múltiples ciclos de pedogénesis.

En los suelos actuales, los horizontes A, son reconocidos por su color oscuro y por encontrarse por encima de horizontes B; en los paleosuelos, este horizonte no puede ser diferenciado por su coloración, ya que la materia orgánica que le da su color característico, se oxida y desaparece, aunque sí pueden ser reconocidos al microscopio por sus rasgos de bioturbación y su estructura migajosa característica.

Los paleosuelos son indicadores de paleosuperficies (Teruggi et al, 1974), y desde el punto de vista estratigráfico pueden ser utilizados como horizontes guía; además, brindan información muy valiosa sobre el paleoclima y el paleoambiente, a partir del estudio de su mineralogía y contenido fósil.



Figura 6.4: Afloramiento de una sucesión de loess/paleosuelo en una cantera de barrio aeropuerto. Foto de Bidegain Juan Carlos

6.2 Calcretas

El origen de las calcretas desarrolladas sobre los materiales loésicos de la región pampeana es diverso; algunas se formaron producto de las oscilaciones del nivel freático y otras son de origen pedogenético, es decir, vinculadas a los procesos de formación de suelos.

El carbonato de calcio, puede estar diseminado homogéneamente en la matriz o como cementante de los depósitos loessoides; también puede observarse conformando niveles de tosca claramente distinguibles por su coloración blanquecina que contrasta con el color castaño, gris o verdoso del material hospedante. La dureza de estas calcretas es muy variable: algunas son muy blandas, como es el caso de las calcretas pulverulentas y arcillosas, y otras llegan a

constituir pisos calcáreos de gran dureza. En cuanto a su morfología, el carbonato de calcio (Fig.6.5) puede observarse conformando concreciones calcáreas (pisolitas, rizoconcreciones), nódulos, pequeñas venillas, estructuras en enrejado, láminas y pisos masivos o con estructura tipo panal de abejas.

En los depósitos cuaternarios de la provincia de Buenos Aires, estos niveles calcáreos tienen un espesor promedio de 0,50 m; ocasionalmente se registran espesores superiores a 1,00 m.

Durante mucho tiempo, la morfología de las calcretas se utilizó tan sólo como un criterio descriptivo (Alonzo Zarza, 2003), pero actualmente se considera de utilidad como indicador de diversas condiciones paleoambientales. Beillinson (2009), hace referencia a la propuesta de Gile et al. (1966), quienes propusieron que las diversas morfologías de las calcretas de origen pedogenético podían interpretarse como una secuencia que refleja los diferentes grados de desarrollo de un suelo. Los estados I a III, que revelan menor desarrollo se corresponden con acumulaciones de carbonato pulverulento y desarrollo de nódulos carbonáticos con diámetro entre 5 y 40 mm; el estado IV se caracteriza por el desarrollo de láminas ricas en carbonato de menos de 1 cm de espesor; el estado V con desarrollo de concreciones (pisolitos) y el estado VI que representa el de mayor desarrollo pedogenético incluye brechamiento, formación de pisolitos y recementación.



Figura 6.5: Afloramiento de depósitos plio-pleistocenos afectados intensamente por niveles calcáreos de diversa morfología. Tomado de Rico y Bidegain (2013)

7. Estratigrafía

La estratigrafía del “Loess” de Argentina, fue establecida por Ameghino (1908), Frenguelli (1950), Groeber (1954), Kraglievich (1952), Fidalgo (1973), Zárate (1990), entre otros.

Los depósitos de “loess” más estudiados han sido los expuestos en la provincia de Buenos Aires y Entre Ríos, aunque también existen referencias de estudios en otras provincias como La Pampa, Tucumán, Córdoba, entre otras. En el presente capítulo, haremos referencia de manera muy sintética a las propuestas estratigráficas pioneras y más recientes realizadas para la provincia de Buenos Aires; en particular para el sector noreste por un lado y para el sector sureste costero comprendido entre Mar del Plata y Miramar, por otro.

7.1 Estratigrafía en el sector noreste de la provincia de Buenos Aires

A continuación se describen según diversos autores, las características generales de las unidades estratigráficas que conforman las sucesiones loésicas del sector noreste de la provincia de Buenos Aires (Fig.6.6).

7.1.1 Formación Pampeano (Fm. Ensenada. Fm Buenos Aires. Ensenadense. Bonaerense).

La Formación Pampeano (Fidalgo et al. 1973), sedimentos pampeanos (Fidalgo et al. 1975), formaciones Buenos Aires y Ensenada (Riggi et al. 1986), son algunas de las denominaciones utilizadas para diferenciar a los sedimentos de loess y loessoides que se depositaron durante el Plio-Pleistoceno tardío en la región pampeana. Los mayores espesores expuestos, no superan en general los 20-25m en canteras y en las barrancas del Paraná; un caso excepcional fue la excavación del Teatro Argentino en la década de 1980, la cual alcanzó una profundidad de algo más de 28 metros. Yace sobre las arenas fluviales de la Fm. Puelches y puede estar cubierto tanto por sedimentos de origen fluvial, como lacustres o también eólicos más jóvenes (Pleistoceno tardío y Holoceno).

La Formación Pampeano, está constituida por limos arcillosos a limos arenosos de color castaño a castaño fuerte; se trata de un depósito de aspecto masivo y fuerte grado de compactación en el cual se intercalan frecuentemente paleosuelos, facies lacustres y carbonáticas.

Sobre la Fm. Pampeano (edad-piso Ensenadense y Bonaerense), en ambiente de dominio continental, se depositaron los sedimentos fluviales y lacustres de la Fm. Luján (edad-piso Lujanense y Platense) y los sedimentos eólicos de la Formación La Postrera (Platense). En el eje de los valles y en sectores cercanos a la costa actual, la Fm. Pampeano aparece cubierta por depósitos marinos de la ingresión holocena (Fm. Las Escobas) y depósitos fluviales (Fm. Luján).

La Fm Pampeano, ha sido diferenciada en Pampeano Inferior y Pampeano Superior; estos se describen a continuación.

7.1.1.a Pampeano inferior (Ensenadense. Fm Ensenada)

La sección inferior de la Formación Pampeano se correlaciona con el Ensenadense de Frenguelli (1957) y la Formación Ensenada de Riggi et al. (1986); constituye la roca de base sobre la cual se desarrolló la red de drenaje actual y las paleocubetas de deflación.

La base de esta unidad se encuentra en contacto con las arenas fluviales de la Formación Puelches (Plioceno); en perforaciones, el contacto entre ambas unidades se encuentra generalmente a unos 30 metros de profundidad en la provincia de Buenos Aires. En el sudoeste bonaerense los sedimentos pampeanos son más antiguos (9.23 ± 0.09 Ma, Schultz et al. 2004 / Formación Arroyo Chasicó) que en el noreste de la provincia de Buenos Aires donde la mayor antigüedad corresponde al Pleistoceno inferior a medio.

Estudios paleomagnéticos llevados a cabo en localidades de La Plata, Buenos Aires y Baradero (Bobbio, 1986; Re y Orgeira, 1991; Nabel, 1999; Nabel et al, 1995; Bidegain, 1998; Bidegain et al., 2001) permitieron determinar edades magnéticas Brunhes y Matuyama para los depósitos de la Fm. Ensenada o Ensenadenses; atribuyendo una edad Brunhes al Ensenadense cuspidal ($< 0,78$ Ma) y una edad Matuyama ($> 0,78$ Ma) al Ensenadense medio.

La Fm. Ensenada es portadora de restos de mamíferos representantes del piso-edad Ensenadense.

Sobre la Fm Ensenada, suelen depositarse sedimentos loésicos de edad bonaerense (Fm. Buenos Aires), depósitos fluviales de la Formación Luján, depósitos eólicos de la Formación La Postera y depósitos marinos.

7.1.1.b Pampeano superior (Bonaerense. Fm Buenos Aires)

La sección superior de la Fm Pampeano, está constituida por el Bonaerense de Frenguelli (1957) o Formación Buenos Aires de Riggi et al. (1986).

Los depósitos loésicos de la Formación Buenos Aires, representan la evidencia de una etapa seca ocurrida durante el Pleistoceno medio (Riggi et al. 1986). Representa un clima frío y seco en las llanuras argentinas y avance de clima patagónico unos 1500 km al noreste de su posición actual en relación con un evento glacial.

Estos sedimentos eólicos fueron aportados por los vientos del sector S-SO (Teruggi 1957, Zárate y Blasi 1990), pero también provienen de la deflación que dio origen a grandes cubetas que actualmente constituyen cuerpos lagunares en la región pampeana.

Contienen fósiles de vertebrados de Edad Bonaerense (Pleistoceno medio, 500.000 a 130.000 años, Cione y Tonni 1999). Se apoya sobre los sedimentos de la Fm. Ensenada; su contacto puede ser tanto concordante como discordante.

Según Riggi et al 1986, si bien la Fm. Buenos Aires es litológicamente similar a la Fm. Ensenada, la primera se diferencia de la segunda, por presentar mayor cantidad de acumulaciones calcáreas con diversas morfologías y por ser predominantemente eólica; las facies ácuas son escasas.

A la etapa de aridez que acumuló los depósitos de la Formación Buenos Aires (MIS 4), siguió un prolongado período de estabilidad con clima cálido y húmedo (Pleistoceno tardío, MIS 3), que favoreció el desarrollo de suelos (Suelo Sin Nombre denominado por Fidalgo et al. 1973) y la acumulación de depósitos fluvio-lacustres (Formación Luján).

7.1.2 Post-pampiano eólico (Fm La Postrera)

La denominación corresponde a Fidalgo et al. (1973 a y b) y su existencia en la Pampa Ondulada fue mencionada por Fidalgo (1983), Fidalgo y Martínez (1995), Dangavs y Blasi (1995), entre otros. Se trata de un depósito de loess, de aspecto masivo y friable, excepto en los sectores edafizados. Está compuesto por sedimentos limo-arenosos a arenas limosas de color castaño claro a amarillo rojizo (7,5YR 6/3 a 7,5YR 6/8) en ocasiones con tonos similares a los sedimentos infrayacentes de la Formación Pampeano. Su espesor varía entre 1 y 2 metros. Su continuidad lateral es muy difícil de precisar, debido a la escasez de afloramientos continuos y a la influencia que ejerce la pedogénesis.

Esta unidad se presenta en divisorias y paredes de valles, aunque también ha sido descrita en barrancas de arroyos, ríos y lagunas. Se trata de depósitos eólicos, generados en varios pulsos depositacionales; esto es evidenciado en algunos casos por la presencia de paleosuelos intercalados entre remanentes del material original y en otros por la presencia de discordancias. Dangavs (2005) reconoce cuatro pulsos depositacionales con presencia de yeso y pellets de arcilla, denominados La Postrera I, II, III y IV, que representan períodos de clima seco que alternan con ciclos húmedos representados por paleosuelos y discordancias de erosión. Las cubetas de deflación que actualmente constituyen lagunas, habrían proporcionado el material que conformó a los depósitos eólicos de la Formación La Postrera; dataciones radiocarbónicas obtenidas en fósiles de este depósito indican una edad Pleistocena tardía – Holocena menor a 20.000 años. La Fm. La Postrera se correlaciona con el Médano Invasor (Tapia, 1937), el Platense y Cordobense (Frenguelli 1957), entre otras.

Período	FRENGUELLI (1957)	FIDALGO (1973)	RIGGI et al (1986)	BOBBIO et al (1986)	Zárate (2005)
CUATERNARIO	Bioestratigrafía	Unidades Litoestratigráficas		Magneto-estratigrafía	Subciclo sedimentario
	Aimareense Cordobense Platense Querandinense Lujanense	Post-pampeano Fm. La Postrera <i>en divisoñas!</i> Fm. Luján <i>en valles!</i>		BRUNHES	Pleistoceno tardío - Holoceno 0.040Ma
	Bonaerense Belgranense	Pampiano Superior Fm. Pascua	Fm. Buenos Aires 0.40Ma		
	Interensenadense Ensenadense	Fm. Pampiano Pampiano Inferior	Fm. Ensenada 0.78Ma	MATUYAMA	Plioceno tardío - Pleistoceno tardío
	Arenas Puelches	Fm. Puelches			
NEÓGENO				3.2Ma	

Figura 6.6: Esquemas estratigráficos propuestos para los depósitos de loess y loessoides del sector noreste de la provincia de Buenos Aires.

7.2 Estratigrafía en los acantilados de la costa bonaerense

Los acantilados de la costa bonaerense entre Mar del Plata y Necochea se ubican en el extremo sur de la Provincia Geológica de Tandilia, abarcando los sectores más bien proximales del piedemonte de dicho cordón serrano, donde la sedimentación continental del Cenozoico tardío comenzó en el Mioceno (circa 12-11 Ma), luego del retiro del Mar Paranense (Zárate, 1989, 2005).

Las sucesiones sedimentarias que afloran en estos acantilados, están integradas principalmente por depósitos continentales de edad plio-pleistocena; se trata de materiales loessoides de textura predominantemente arenosa y limosa, de composición volcánico-piroclástica, que constituyen principalmente depósitos de planicie de inundación y canales fluviales que alternan con niveles de paleosuelos y calcretas; los depósitos de loess primario son menos frecuentes, aunque en el tope de las secuencias se encuentran mejor representados. El registro fósil de la zona es abundante y ha permitido elaborar un esquema bioestratigráfico sobre la base de asociaciones faunísticas.

Durante el siglo XX, estos sedimentos han sido intensamente estudiados desde el punto de vista geológico y paleontológico, particularmente en el sector comprendido entre las ciudades Mar del Plata y Miramar.

Uno de los primeros científicos que trabajó en estos afloramientos fue Ameghino (1909), quien en una primera instancia, dividió al registro en unidades formacionales (Formación Araucana, Pampeana, Cuaternario y Aluviones Modernos) y luego desde el punto de vista bioestratigráfico (Chapalmalense, Ensenadense basal, Interensenadense, Ensenadense cuspidal, Belgranense, Bonaerense, Lujanense, Platense, Querandinense y Aimareense).

Frenguelli (1921) estudia estas barrancas y modifica ligeramente el esquema ameghiniano, empleando conceptos tectónicos y litoestratigráficos; de esta manera, propone la existencia de la Formación Pampeana y Post-pampeana. Posteriormente, Kraglievich (1952) estableció la base de la estratigrafía actual para la zona comprendida entre Punta Mogotes y Miramar y propone la existencia de siete unidades formacionales para el intervalo Plioceno tardío – Reciente, aunque posteriormente este esquema es cuestionado por Zárate (1989); dicho investigador considera que el esquema litoestratigráfico de Kraglievich no es válido, ya que las unidades definidas se apartan de las recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica Argentino (1992) en los siguientes puntos principales:

- No hay diferenciación litológica clara entre las unidades.
- Se establecen parcialmente sobre la base de su contenido faunístico.
- No son mapeables a escala 1:25.000.

Los esquemas propuestos anteriormente se basaron tanto en la litología como en el contenido paleontológico de las unidades, por lo que no cumplen con dichas recomendaciones, es por ello que Teruggi et al. (1974) y Zárate (1989) posteriormente propusieron el estudio de estas sucesiones sedimentarias mediante el análisis de las superficies de discontinuidad, como paleosuelos, costras calcáreas y discontinuidades erosivas, facilitando de esta manera el ordenamiento de las unidades. De esta manera, Zárate (1989) efectuó una nueva propuesta estratigráfica, fundamentada en la gran extensión lateral de los paleocanales, paleosuelos y costras calcáreas, identificables a lo largo de los acantilados por cientos de metros. Por tal motivo, considera que el uso de discontinuidades como límite de unidades es muy apropiado y es a la vez el que más contribuye a esclarecer el panorama estratigráfico, además de cumplir con el requisito de mapeabilidad a escala 1:25.000. En cuanto a la subdivisión interna de las unidades, el autor propone la utilización de almiembros, susceptibles de diferenciarse en alo capas.

En la Fig.11.7 (modificada de Zárate 2005), se comparan los esquemas estratigráficos propuestos por diversos autores para los acantilados de la costa atlántica en el tramo comprendido entre Mar del Plata y Miramar.

Edad		AMEGHINO (1908)		FRENGUELLI (1921)	KRAGLIEVICH (1952)	ZÁRATE (1989)	EDAD (Ma)
CUATERNARIO	Holoceno 0.01Ma			Serie Postpampeano	Fm Lobería	AF Arroyo Lobería	
	PLEISTOCENO		Bonaerense	Bonaerense	Fm Arroyo Seco		0.040 Ma
		Fm Pampeano			Fm Miramar	AF Punta San Andrés	
			Ensenadense	Ensenadense	Fm San Andrés		
	2.58Ma				Fm Vorohué Fm Barranca de Los Lobos	AF Punta Martínez de Hoz	
TERCIARIO	Plioceno		Chapalmalense	Chapalmalense	Fm Chapadmalal	AF Playa Los Lobos	3.2 Ma
		Fm Araucano				AF Playa San Carlos	4.5 - 5 Ma

Figura 6.7: Propuestas estratigráficas para los depósitos loessoides que afloran en los acantilados del sector sureste de la costa atlántica.

Como hemos visto, las sucesiones de loess-loessoides/paleosuelos depositadas durante el subciclo Plio-Pleistoceno tardío en la Argentina, resultan muy homogéneas desde el punto de vista litológico, lo cual hace dificultosa su diferenciación en unidades litoestratigráficas; por tal motivo, la tendencia actual consiste en interpretar la cronología de los procesos a través del análisis de discontinuidades como paleosuperficies, paleosuelos, calcretas y superficies de erosión (Fig.6.8), en relación con los cambios registrados en las asociaciones faunísticas y los cambios de polaridad magnética. De esta manera, surge la interrelación de disciplinas como la geología, la paleontología y el paleomagnetismo.

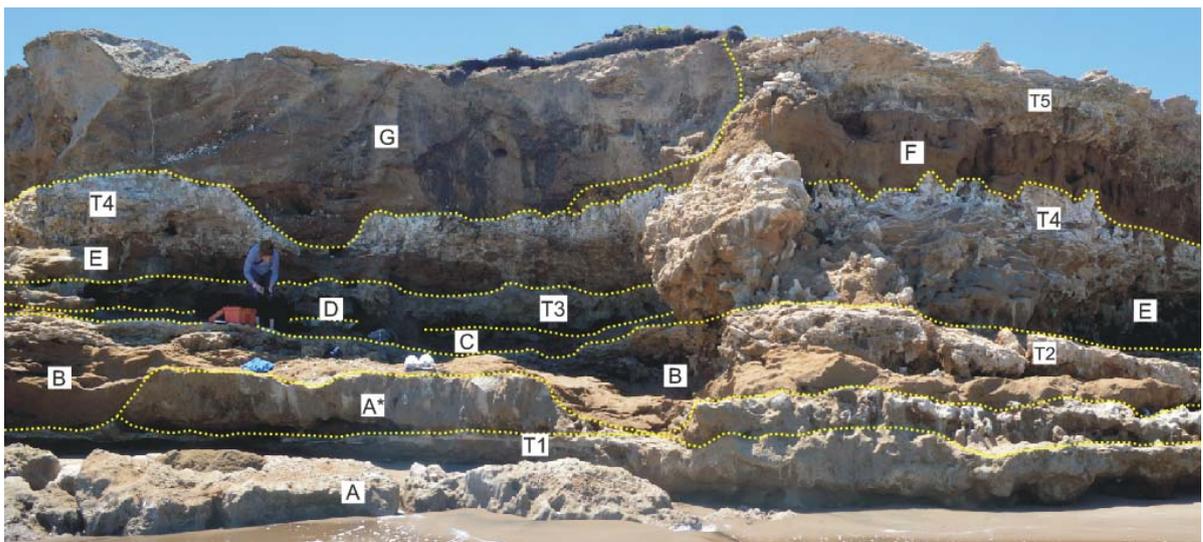


Figura 6.8: Discontinuidades y superficies de erosión en un afloramiento del sur de Necochea se indican en trazos de color amarillo; las unidades diferenciadas se identifican con letras (Adaptado de Rico y Bidegain 2013).

8. Unidades Pedoestratigráficas

La existencia de períodos de estabilidad del paisaje relacionados a condiciones climáticas benignas, ha permitido la formación de paleosuelos, asociados prácticamente a todas las unidades litoestratigráficas y ambientes geomorfológicos.

Los procesos pedogenéticos se repiten sistemáticamente con mayor o menor intensidad a lo largo de todo el período Cuaternario y su evidencia son los paleosuelos. Cuando estos paleosuelos presentan continuidad lateral dentro de una región, es decir, se encuentran representados en varios afloramientos, pueden ser utilizados como horizontes guía. Para la región chaco-pampeana, algunos niveles de paleosuelos han sido nombrados; ejemplos de ello son el Geosuelo Puesto Callejón Viejo, datado en 9.000 ± 70 años BP (Zárate et al. 1995) en las barrancas del Quequén, en 9930 ± 140 años BP (Borel et al. 2001) en el arroyo Chasicó y en ca 10.400 y ca 9400 BP (Grill 2007) en Paso Otero; el geosuelo Puesto Berrondo, datado mediante 14C en 3.500 y 2.900 años AP (Prieto et al. 2000) de gran extensión a lo largo de las barrancas del río Luján; el geosuelo Hisisa nombrado en la localidad de Baradero por Nabel (1999) correlacionable con el paleosuelo reverso de extensión regional determinado en varias canteiras de la ciudad de La Plata por Bidegain et al. (2007).

9. Unidades Magnetoestratigráficas

El Paleomagnetismo, es la disciplina utilizada para reconstruir la magnetoestratigrafía, a partir de la determinación de zonas de polaridad normal y reversa (Fig.6.9). Como se trata de un método de datación relativa, para poder ajustar el esquema magnetoestratigráfico, es necesario contar con alguna datación absoluta o bien con material paleontológico característico de un intervalo de tiempo determinado. De esta manera, el paleomagnetismo es utilizado para sustentar los esquemas litoestratigráficos y bioestratigráficos propuestos para las sucesiones sedimentarias de Cenozoico tardío de la llanura chaco-pampeana, favoreciendo además la correlación de unidades.

Los repetidos cambios de polaridad magnética ocurridos a lo largo de la historia de la Tierra, son registrados en rocas y sedimentos que tienen la particularidad de contener minerales magnéticos capaces de retener las direcciones del campo magnético terrestre al momento en que estas se cristalizaron o bien se depositaron y consolidaron (según sea el caso). En el caso particular de los depósitos de loess y loessoides del Cenozoico tardío, las titanomagnetitas son los minerales que poseen esta virtud: retienen las direcciones del campo magnético que rodea a la Tierra en el momento en que el depósito se consolidó; esta propiedad magnética se conoce bajo el nombre de remanencia magnética.

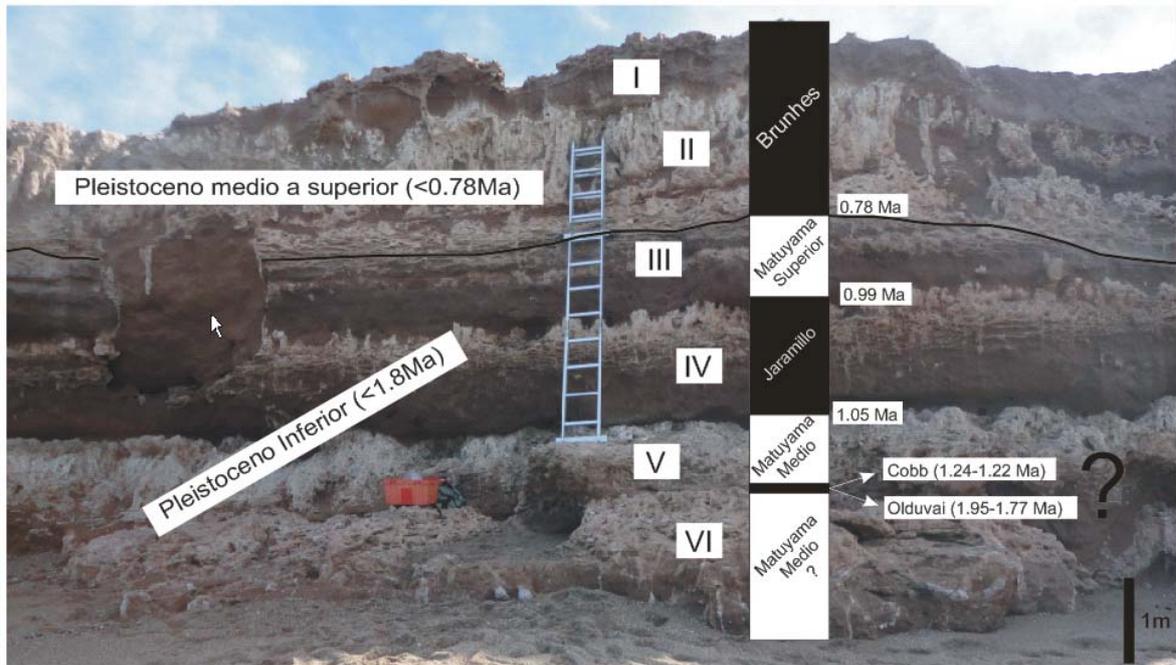


Figura 6.9: Magnetoestratigrafía determinada a partir de estudios paleomagnéticos en los acantilados del sur de Miramar (Tomado de Rico y Bidegain 2013a).

La región loésica más estudiada mediante la aplicación de esta metodología, ha sido la provincia de Buenos Aires. Algunos de los primeros estudios paleomagnéticos de la zona fueron realizados por Nabel y Valencio (1981), Orgeira y Valencio (1984), Orgeira (1988), Bobbio et al (1986), Ruocco (1989), Bidegain (1991) y Nabel (1993), entre muchas otras contribuciones de estos y otros autores. Los trabajos de paleomagnetismo más recientes sobre este tipo de depósitos para la región, pertenecen al equipo de Paleomagnetismo que dirige el Dr. Bidegain en la ciudad de La Plata; algunas de estas publicaciones son las de Bidegain y Rico (2012), Rico y Bidegain (2013 a y b), Gómez Samus y Bidegain (2014). En la provincia de Entre Ríos y Tucumán, la aplicación de esta técnica fue realizada por Bidegain (1991) y Schelleberger et al. (2003), respectivamente.

En los perfiles del norte y noreste de la provincia de Buenos Aires, las zonas de magnetopolaridad determinadas fueron asignadas a los crones Matuyama medio y Brunhes (< 1,8 Ma / Pleistoceno tardío – Holoceno), mientras que en los acantilados marinos ubicados al sur de Mar del Plata los depósitos más antiguos fueron asignados a los crones Gilbert y Gauss (> 3,5 Ma / Plio-Pleistoceno Inferior) y los del Pleistoceno a los crones Matuyama y Brunhes.

En las canteras de la ciudad de La Plata, el cambio de polaridad Brunhes/Matuyama, coincide con el desarrollo de un horizonte B de paleosuelo de extensión regional asociado a un ciclo húmedo que podría corresponderse con el MIS 19 (Bidegain et al., 2007)

Bibliografía

Alonso-Zarsa, A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth Science Reviews* 60: 261-298.

Ameghino, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región de Mar del Plata y Chapadmalal. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires* 3 (X): 343-428.

Beilinson, E. 2009. Análisis de facies y paleoambiental de alta resolución de la aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and basin analysis* 16 (1): 57-74.

Bidegain, J.C., 1991. Magnetostratigraphy in Aldea Brasileira, Entre Ríos Argentina. *Bol. I.G-USP, Publ. Esp.* 8: 171-188.

Bidegain, J.C., 1998. New evidence of the Brunhes/Matuyama polarity boundary in the Hernández- Gorina Quarries, north-west of the city of La Plata, Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 12: 207-229.

Bidegain, J.C. y Rico, Y., 2004. Mineralogía magnética y registros de susceptibilidad en sedimentos cuaternarios de polaridad normal (Brunhes) y reversa (Matuyama) de la Cantera de Juárez. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 59 (3): 451-461.

Bidegain, J.C. y Rico, Y. 2012. Magnetostratigraphy and magnetic parameters of a sedimentary sequence in Punta San Andres, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International* 253: 91-103.

Bidegain, J.C., Van Velzen, A.J. and Rico, Y., 2001. Parámetros magnéticos en una secuencia de loess y paleosuelos del Cenozoico tardío en la Cantera de Gorina, La Plata: su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (4) 503-516.

Bidegain, J.C., van Velzen, A.J., Rico, Y., 2007. The Brunhes/Matuyama boundary and magnetic parameters related to climatic changes in Quaternary sediment of Argentina. *Journal South American Earth Sciences* 23: 17-29.

Bobbio, M.L., Devicenzi, S.M., Orgeira, M.J. y Valencio, D.A., 1986. La magnetoestratigrafía del "ensenadense" y "bonaerense de la ciudad de La Plata (Excavación Nuevo Teatro Argentino): su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XLI (1-2): 7-22.

Borel, C., Bianchinotti, M. y Quattrocchio, M., 2001. Palinomorfos fúngicos del Pleistoceno Holoceno en el valle del arroyo Chasicó, provincia de Buenos Aires. *Polen* 11: 21-37.

Cione, A.L. y Toni, E.P., 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Relatorio XVI° Congreso Geológico Argentino* 11: 183-200, La Plata.

Dangavs, N., 2005. La Formación La Postrera I, II, III y IV de la laguna Las Barrancas de Chascomús, provincia de Buenos Aires. *XVI° Congreso Geológico Argentino* IV, 115-122, La Plata.

Dangavs, N. y Blasi, A., 1995. El Lujanense y Platense (sensu Ameghino) en el Río Luján, Luján, provincia de Buenos Aires. *4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Actas 1: 109-117, Junín.

Fidalgo, F., 1983. Algunas características de los sedimentos superficiales en la cuenca de Río Salado y en la Pampa Ondulada. Coloquio Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras. Comité Nacional Programa Hidrológico Internacional, 2: Olavarría.

Fidalgo, F., de Francesco, O. y Colado, U. 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (provincia de Buenos Aires). V° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-39, Buenos Aires.

Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Pascual, R., 1975. Geología superficial de la Llanura Bonaerense (Argentina). VI° Cong. Geol. Arg. Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires, Bahía Blanca: 103-138.

Frenguelli, J., 1921. Los terrenos de la costa atlántica en los alrededores de Miramar (provincia de Buenos Aires) y sus correlaciones. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba XXIV: 325-485.

Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires. Anales del LEMIT, Serie II (33): 1-72. La Plata.

Frenguelli, J., 1955. Loess y Limos Pampeanos. Ministerio de Educación de La Nación. UNLP. FCNyM. Serie Técnica y Didáctica N° 7: 1-88.

Frenguelli, J., 1957. Neozoico. Sociedad Argentina de Estudios geográficos GAEA II, tercera parte, Buenos Aires, 218 pág.

Fucks E. y Deschamps C.M., 2008. Depósitos Continentales cuaternarios en el noreste de la provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (3): 326 – 343.

González Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20 (1): 67-148.

Gomez Samus M.L. y Bidegain J.C., 2014. Magnetoestratigrafía de las Formaciones Vela y Barker, Tandil, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Sociedad Geológica de España 27 (2).

Groeber, P.F.C., 1954. Geología e hidrología de Mar del Plata. Rev. Museo Municipal de Mar del Plata I (2): 5-25.

Grill, S., Borromei, A., Martínez, G., Gutierrez, M.A., Cornou, M.E., Olivera, D., 2007. Paly-nofacial análisis in alkaline soils and paleoenvironmental implications: The Paso Otero 5 archaeological site (Necochea district, Buenos Aires province, Argentina). Journal of South American Earth Sciences 24: 34-47.

Heusser, J.C. y G. Claraz. 1865. Neue Denk. (Nov. Mems.) der Allegemeine Schweiz. Gesell. XXI 27. Zurich.

Imbellone, P., Teruggi, M., 1993. Paleosols in loess deposits of the Argentine Pampas. Quaternary International 17: 49-55.

Imbellone, P.A. y Cumba, A., 2003. Una sucesión con paleosuelos superpuestos del Pleistoceno medio-tardío, Holoceno. Zona Sur de La Plata, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 10 (1): 3-21.

Iriondo, M., 1997. Models of depostation of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. Journal of South American Earth Sciences 10: 71-79.

Iriondo, M. y Krohling, J. 1999. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario Superior). XIII° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 27-48, Salta.

Kraglievich, J.L., 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires. Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata 1:8-37.

Morrás, H.J.M., 2003. Distribución y origen de sedimentos loésicos superficiales de la Pampa Norte en base a la mineralogía de arenas. Resultados preliminares. Asociación Argentina de Sedimentología 10 (1): 53-64.

Nabel, Paulina. 1993. The Brunhes-Matuyama Boundary in Pleistocene Sediments of Buenos Aires Province, Argentina. Quaternary International 17: 79-85.

Nabel, P. E. y Valencio, D. A., 1981. La magnetoestratigrafía del ensenadense de la ciudad de Buenos Aires: su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXXVI (I): 7-18.

Nabel, P., Camilion, M., Machado, G., Spiegelman, A y Mormeneo, L. 1995. Magneto y litoeestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48(3-4): 193-206.

Nabel, P., Morrás, H., Petersen, N. y Zech, W., 1999. Correlation of magnetic and lithologic features from soils and Quaternary sediments from the undulating Pampa, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 12 (3): 311-323.

Orgeira, M.J., 1987. Estudio Paleomagnético de los Sedimentos del Cenozoico Tardío en la Costa Atlántica Bonaerense. Revista de la Asociación Geológica Argentina XLII (3-4):362-376.

Orgeira, M.J., 1988. Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico tardío aflorantes en los acantilados costeros entre Mar del Plata y Miramar (Pcia. de Buenos Aires). Tesis Doctoral. Fac. de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Orgeira, M.J., 1990. Paleomagnetism of late Cenozoic fossiliferous sediments from Barranca de los Lobos (Buenos Aires Province, Argentina). The magnetic age of South American land-mammal ages. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 64: 121-132.

Orgeira, M.J. y Valencio, D. 1984. Estudio paleomagnético de los sedimentos aflorantes en Barranca de Los lobos, provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 162-173.

Re, G. y Orgeira, M., 1991. Estudio paleomagnético de una secuencia de sedimentos del "Ensenadense-Bonaerense" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (3-4): 159-166.

Rico Y., Bidegain, J.C., 2013a. Magnetoestratigrafía de los acantilados costeros ubicados al suroeste del río Quequén Grande, Necochea, provincia de Buenos Aires, Argentina. Resultados preliminares. Latinmag Letters 3, Special Issue OB14, 1-9. Proceedings Montevideo, Uruguay OB14 - 1/9.

Rico Y., Bidegain J.C., 2013b. Magnetostratigraphy and environmental magnetism in a sedimentary sequence of Miramar, Buenos Aires, Argentina. Quaternary International 317: 53-63.

Rico, Y. y Bidegian, J.C., 2011. Parámetros magnéticos en la reconstrucción paleoclimática y paleoambiental de una secuencia del Cenozoico tardío, Punta San Andrés, acantilados de Chapadmalal, provincia de Buenos Aires. *Latinmag Letters*, Volume 1, Special Issue, D23, 1-6. *Proceedings Tandil, Argentina D23 -1/6*.

Riggi, J., Fidalgo, F., Martínez, O., Porro, N., 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el partido de La Plata. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* XLI, 316-333.

Roucco, M., 1989. A 3 Ma paleomagnetic record of coastal continental deposit in Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72: 105- 113.

Sayago, J., 1995. The Argentinian neotropical loess: an overview. *Quaternary Science Reviews* 14: 755-766.

Schellenberger, A., Heller F., Veit, H., 2003. Magnetostratigraphy and magnetic susceptibility of the Las Carreras loess–paleosol sequence in Valle de Tafí, Tucumán, NW-Argentina. *Quaternary International* 106–107: 159–167.

Schultz, P., Zárate, M., Hames, B., Koeberl, C., Bunch, T., Storzer, D., Renne, P. y Wittke, J. 2004. The Quaternary impact record from the Pampas. Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 219: 221-238.

Tapia, A., 1937. Datos Geológicos de Aguas Minerales de la República Argentina. 2 Provincia de Buenos Aires. Ministerio del Interior, Co-misión Nacional Climatología y Aguas Minerales, 23-90 p., Buenos Aires.

Teruggi, M.E., 1957. The nature and origin of Argentine Loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27 (3): 322-332.

Teruggi, M.E., Andreis, R.H., Mazzoni, M.M., Dalla Salda, L.H. y Spalletti, L.A., 1974. Nuevos criterios para la estratigrafía del cuaternario de las Barrancas de Mar del Plata – Miramar. *Anales del LEMIT, Serie II, N° 268*: 135-148.

Teruggi, M. e Imbellone, P. 1987. Paleosuelos loésicos superpuestos en el Pleistoceno superior - Holoceno de la región de la Plata. Provincia de Buenos Aires. Argentina. *Ciencia del Suelo* 5: 175-188.

Zárate, M.A., 1989. Estratigrafía y Geología del Cenozoico tardío aflorante en los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Colonia Chapadmalal, partido General Pueyrredón, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Museo de La Plata, 221 p.

Zárate, M., 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987-2006.

Zárate, M. A. 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. *Relatorio del XVI° Congreso Geológico Argentino. Cap. IX*.

Zárate, M. A. y Blasi, A. 1990. Consideraciones sobre el origen, procedencia y transporte del loess del sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Simposio Internacional sobre loess: características, cronología y significado paleoclimático del loess. P. 15-20. Desde el 25 noviembre al 1 diciembre. 1990. Mar del Plata, Argentina*.

Zárate, M.A., Espinosa, M. y Ferrero, L. 1995. La Horqueta II, río Quequén Grande: Ambientes sedimentarios de la transición Pleistoceno Holoceno. 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas, 2: 95-204, Junín.

Capítulo VII

Región Chaco-Pampeana

Depósitos fluvio-lacustres

M. Florencia Pisano y Nicole Pommarés

La llanura Chaco-Pampeana es una extensa planicie ubicada en el centro sur de Sudamérica (Figura 7.1A), cuya morfología es prácticamente horizontal, que hacia el oeste presenta suaves ondulaciones (de antiguos médanos) y también escalonamientos producto de la cercanía con los diversos conjuntos serranos. Se extiende desde los 16° a los 40° de latitud sur, abarcando unos 2.000 km distribuidos parcialmente en Argentina, Bolivia, Brasil, Uruguay y Paraguay (el Gran Chaco). En nuestro país queda limitada por las Sierras Subandinas y las Sierras Pampeanas al oeste, el río Paraná al este y el río Colorado al sur.

En Argentina podemos reconocer dos grandes zonas geográficas: la llanura Chaqueña y la Pampeana (Figura 1B); estas regiones que presentan características tan particulares tienen un origen común que comenzó en el Cenozoico Tardío, cuando el mar Paranaense cubrió esta amplia región, hoy de llanuras, y su posterior retiro.

El aspecto general de la llanura está vinculado a acumulaciones sedimentarias de origen eólico y, con diferentes intensidades, al retrabajamiento de estos depósitos por acción del agua, la gravedad y nuevamente el viento. Los procesos fluviales han tenido, desde el Pleistoceno Tardío, una participación muy activa en el modelado del paisaje, generando una red de drenaje organizada con secuencias fluvio-lacustres que reflejan los cambios ambientales producidos en la región, y son estos sedimentos los que analizaremos en este capítulo.

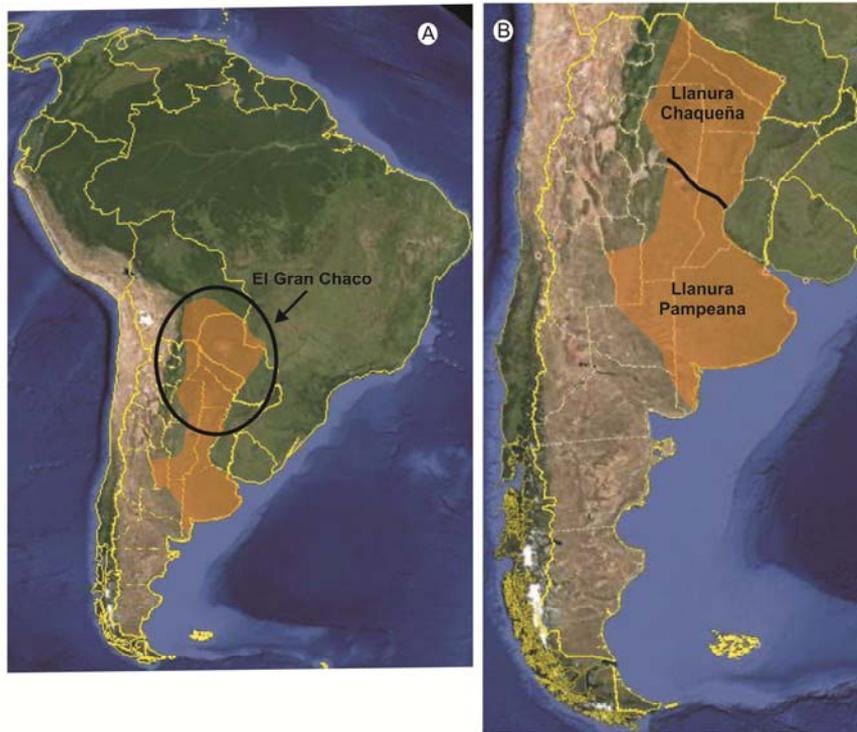


Figura 7.1: Región Chaco Pampeana, su ubicación y extensión a nivel regional (A) y local (B). Imágenes tomadas con Google Earth, DigitalGlobe.

Llanura Chaqueña

La llanura Chaqueña, con una superficie aproximada de 800000 km², se extiende desde la zona montañosa del oeste hasta los ríos Paraguay y Paraná, abarcando las provincias de Formosa, Chaco, la mayor parte de Santiago del Estero, norte de Santa Fe y este de Salta, prolongándose hacia Paraguay y Bolivia.

El clima es tropical semiárido en el oeste a tropical húmedo en el sector este. Las temperaturas medias varían entre 24°C y 30° C en verano, y las máximas pueden superar los 40 °C principalmente durante los períodos de viento norte; durante el invierno suelen ocurrir importantes amplitudes térmicas diarias. Las lluvias son generalmente intensas durante el período cálido (octubre a marzo) y los inviernos son secos. Las condiciones climáticas son más benignas hacia el este donde las lluvias son regulares, mientras que en el oeste se acentúan las diferencias pluviales entre estaciones.

La red hidrográfica de la región está formada por pocos ríos de escasa pendiente y baja capacidad de transporte (Iriondo, 1992), entre los que se destacan el Salado del norte, el Pilcomayo y el Bermejo, los que a su vez forman parte del sistema del río Paraná. En general, las cuencas hidrográficas de esta región tienen su zona de aporte en las sierras Subandinas pero también se destaca la presencia de ríos alóctonos como el río Salí (también llamado río Hondo en Santiago del Estero, o río Dulce) que tiene sus cabeceras en los valles Calchaquíes. Todos los ríos de la región se caracterizan por la presencia de terrazas o altos albardones.

Llanura Pampeana

La región pampeana es un área geográfica situada en el centro-este de Argentina, Uruguay, y el sur del estado brasileño (Río Grande del Sur). En nuestro país se extiende abarcando parcial o totalmente las provincias de Buenos Aires, Santa Fe, Córdoba, La Pampa y San Luis. Es una extensa llanura que se extiende por más de 500.000 km², y representa una de las llanuras más fértiles del mundo. Su relieve varía de llano a ligeramente ondulado, y es esta característica la que le otorga su nombre, ya que el término “pampa” proviene del quechua que significa “llanura entre montañas”. Como su nombre lo indica, esta horizontalidad en el paisaje se ve interrumpida por la presencia de dos sistemas serranos: las Sierras de Tandilia que se extienden desde Mar del Plata hasta el arroyo Las Flores, y las Sierras de Ventana que se extiende desde la laguna de Guaminí hacia la costa atlántica.

El clima de la región es templado húmedo, sin cobertura de nieve en invierno, con una temperatura media anual de 17° C. En cuanto a las lluvias, la diferencia entre las medias anuales de precipitaciones forma una división entre pampa húmeda y pampa seca. La pampa húmeda es la región del litoral que recibe un promedio de 1.000 mm de lluvias anuales y se encuentra favorecida por los vientos del Atlántico. En la pampa seca, al oeste, sólo llueve un promedio de 400 mm anuales. Por esto, el clima general de la región determina una buena provisión de agua de lluvia y un régimen térmico moderado.

La llanura Pampeana es el lugar donde se forma la cuenca del Plata cuyo colector, el Río de la Plata, recibe las aguas del Salado y del Carcarañá (formado por los Ríos Tercero y Cuarto en la provincia de Córdoba). En la provincia de Buenos Aires se destacan los ríos Salado, Samborombón, Matanza, Luján, Reconquista, Quequén Grande, Quequén Salado, Sauce Grande, Sauce Chico y Colorado, y una numerosa cantidad de lagunas como: Mar Chiquita, Chascomús, Alsina, Epecuén y Guatraché.

En conclusión, en este capítulo se tratarán los sedimentos fluviales que se han acumulado durante el Cuaternario en la llanura Chaco-Pampeana y discutiremos también algunos de los principales esquemas estratigráficos que han sido planteados para esta región. Debemos mencionar que los estudios realizados en el sector chaqueño han sido menos numerosos (Iriondo, 1992) y esto se verá reflejado en la información dispar que se presenta entre ambos sectores.

Características generales de los esquemas estratigráficos

En la región Chaco-Pampeana los sedimentos continentales cuaternarios son, principalmente, de dos orígenes: eólico o fluvio-lacustre y, en muchos casos, el origen es mixto, es decir que son acumulaciones sedimentarias eólicas que han sido re trabajadas por acción del agua y la gravedad. En este capítulo nos concentraremos en analizar y describir aquellos depósitos que se han acumulado producto de la actividad fluvial. Es importante destacar que desde el Pleistoceno Tardío los procesos fluviales han modelado el paisaje, generando una red de drenaje

organizada con secuencias fluvio-lacustres que reflejan los cambios ambientales producidos en la región (Fucks y Deschamps, 2008).

Estos sedimentos han sido estudiados desde mediados del siglo XIX siendo los trabajos de Ameghino y Doering pioneros en el área. Luego de más de 100 años de investigaciones se han planteado distintos esquemas (ver desarrollo más adelante Figura 7.4) y correlaciones entre las unidades. Uno de los principales problemas que existe en el estudio de los depósitos del Cuaternario en general, y de los sedimentos fluviales de la provincia de Buenos Aires en particular, es la nomenclatura de las unidades; hay un gran número de esquemas estratigráficos variables según la zona de estudio y la naturaleza del ambiente de acumulación.

Los distintos nombres y esquemas se corresponden con los cambios que se produjeron en la definición de los límites y divisiones del Cuaternario y los distintos criterios a partir de los cuales las unidades fueron definidas, usando características litológicas o paleontológicas (Blasi et al., 2009). Pero fundamentalmente, como plantean Pascual et al. (1966), el problema es conceptual porque los criterios usados por paleontólogos y geólogos a la hora de definir esas unidades fueron distintos y, sin embargo, los nombres que se le otorgaron fueron en muchos casos los mismos; es decir que, según la especialidad del investigador, un simple nombre (por ejemplo: Lujanense, Platense o Chapadmalense) tuvo y tiene un significado cronológico, estratigráfico o paleontológico particular.

Además, dentro de un río particular, generalmente los afloramientos no son continuos y existe una gran variabilidad de facies, la cual puede incrementarse debido a los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario, que provocaron la alternancia de sedimentos fluviales con otros de origen eólico, producto del aumento y disminución en los caudales de los ríos y, en muchos casos, facies distintas fueron interpretadas como unidades diferentes también.

Zárate (2005) y Blasi et al. (2009) plantearon de forma muy clara los inconvenientes generados por la nomenclatura, los diversos esquemas estratigráficos y las distintas metodologías utilizadas en el estudio de los depósitos Cenozoicos de la región. Es importante entender y conocer estas dificultades para evitar cometer errores interpretativos.

Sector Chaqueño: regiones y depósitos

Iriondo (1992, 2010) menciona 3 sectores en esta área (Figura 7.2): Chaco Occidental, Chaco Oriental y la zona de Grandes Abanicos (o Mega Abanicos Aluviales); cada uno de ellos, presenta características fluviales particulares que permiten su individualización. Presentaremos algunas de las características más sobresalientes (para mayor detalle alentamos a los lectores a consultar las descripciones realizadas por el autor).

Los procesos que afectan al Chaco Occidental se producen por acción de los grandes ríos alóctonos que transportan, principalmente, material de granulometría fina y pueden tener hasta dos niveles de terrazas, predominando los fenómenos de divagación lateral de los cauces. El Chaco Oriental se encuentra formado por los extremos distales de abanicos aluviales y es un área caracterizada por la presencia de esteros y bañados, mientras los Mega Abanicos Aluviales son formados en nuestro país por la acción de los ríos Pilcomayo, Bermejo y Salado. Estos abanicos han estado activos desde el Cuaternario y, en ellos, es posible reconocer la presencia de distintos paleocauces tanto de edad pleistocena (río Salado) como holocena (Bermejo).

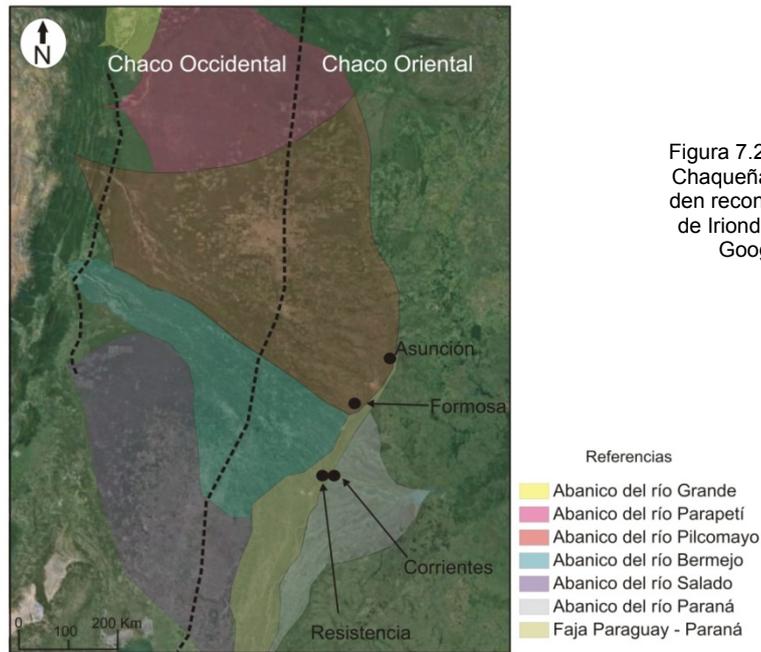


Figura 7.2: Mapa general de la llanura Chaqueña y de los sectores que pueden reconocerse (Modificado Tomado de Iriondo, 2010, imagen tomada de Google Earth, DigitalGlobe)

Por lo tanto, es importante destacar que la acción fluvial ha tenido un rol importante durante el Cuaternario en el área de estudio. Se han reconocido distintas unidades litológicas, las cuales son representadas en la figura 7.3, donde se muestran los diferentes esquemas tipo para las provincias del área.

En la provincia de Formosa se reconocen principalmente 4 Formaciones (= Fm.) de origen fluvial. La acción del río Pilcomayo habría acumulado los sedimentos de la Fm. Fortín Soledad durante el Pleistoceno Superior y de la Fm. Paleocauce La Pampa en el Holoceno. Mientras las Formaciones Río Bermejo (Pleistoceno Superior) y Fidelidad (Holoceno-Reciente) corresponden a facies de derrame y relleno de paleocauces, respectivamente, del río Bermejo.

En Santiago del Estero se reconocen depósitos, de distintas génesis, originadas por el río Dulce (o Salí). Los sedimentos de derrame del abanico aluvial forman parte de la Formación Atamisqui (Holoceno Superior) o Tucumán (Pleistoceno Superior) según su edad. Mientras, los depósitos de las terrazas holocenas y actuales se reúnen en la Fm. Sol de Mayo, y se reserva el nombre Tasigasta para los sedimentos de origen lacustre del Pleistoceno Superior.

En la provincia de Santa Fé, los sedimentos de origen fluvio-lacustre se encuentran en el sector centro-este de la provincia. Los primeros se agrupan en la Fm. Ituzaingó y corresponden a los depósitos originados por el río Paraná, su edad se remonta al Plioceno y siguen acumu-

lándose en la actualidad. Bajo el nombre de Fm. Fortín Tres Pozos se reúne a los sedimentos lacustres (Pleistoceno Superior).

Época	FORMOSA		SANTIAGO DEL ESTERO	SANTA FE		
	Río Pilcomayo	Río Bermejo	Río Dulce (= Salí)	Río Paraná		
CUATERNARIO	HOLOCENO	Fm. Paleocauce La Pampa	Fm. Fidelidad	Fm. Sol de Mayo	Fm. Atamisquí	Ituzaingó
	PLEISTOCENO	Fm. Fortín Soledad	Fm. Río Bermejo	Fm. Tucumán	Fm. Tasigasta	Fm. Fortín Tres Pozos

Figura 7.3: Cuadro resumen de las principales unidades fluviales (en negro) y lacustres (en verde) del sector Chaqueño.

Los sedimentos fluviales del sector Pampeano

Es muy común encontrar en la literatura científica los nombres de "Platense" y "Lujanense" como referencia a los sedimentos fluviales y lacustres cuaternarios de la región pampeana, términos que, como hemos mencionado, remiten a distintos sedimentos y, fundamentalmente, a distintas edades de depositación según cuál sea el autor analizado. Por esto, es importante entender el contexto histórico en el cual cada término fue acuñado. Blasi et al. (2009) realizaron una interesante discusión y comparación sobre la variación temporal de los esquemas y términos propuestos que abordaremos aquí sólo brevemente (Figura 7.4).

Doering (1882, 1884) analizó los sedimentos neógenos aflorantes e introdujo el término de formación Pampeana, la cual fue dividida en dos pisos: Pampeano Inferior del Plioceno y Pampeano Lacustre de edad Pleistoceno. Dentro de los depósitos postpampeanos más modernos definió el Platense, en el cual incluyó a los depósitos lacustres, y culminando la secuencia los pisos Aimariano y Ariano, de génesis fluvial y edad Reciente.

Ameghino (1889) reconoció la existencia de dos grandes unidades: la formación Pampeano y los terrenos postpampeanos. La primera era una unidad Pliocena compuesta por arcilla y arena de color generalmente rojo oscuro que se extiende por la llanura pampeana, de origen fluvial o subaéreo; fue dividida por este autor en cuatro pisos: Pampeano inferior o Ensenadense, Pampeano medio o Belgranense, Pampeano superior o Bonaerense y Pampeano lacustre o

Lujanense. A su vez los sedimentos Postpampeanos fueron divididos también en cuatro pisos: Querandino, Platense, Aimará y Ariano.

Ameghino resaltó que con la depositación del Pampeano superior finalizó la acumulación de sedimentos y la llanura alcanzó su máxima elevación. Luego comenzó una etapa de denudación durante la cual los grandes ríos de la llanura pampeana habrían comenzado a labrar su cauce. Luego de este periodo de gran erosión, las aguas de los ríos se estancaron formando lagunas a lo largo de los cauces, permitiendo la depositación de sedimentos fangosos del Pampeano lacustre compuesto de arcilla de color blanca a amarillo verdosa, con importantes restos de megafauna acompañados por moluscos de agua dulce.

Dentro de los terrenos postpampeanos, el piso Querandino es de origen estuárico, mientras el Platense es fluvio-lacustre. En aquellas zonas donde no se observan depósitos de la ingregión querandina, los sedimentos platenses se encuentran directamente sobre los sedimentos lujanenses. En este último caso, Ameghino (1889) resaltó que la diferencia entre ambos niveles es muy notoria, ya que los sedimentos grisáceos del Platense contrastan fácilmente con aquellos amarillo verdosos más antiguos. El Piso Aimará, de origen fluvial, y el Ariano son de edad previa y posterior a la ocupación española respectivamente. El ordenamiento planteado por Ameghino, basado principalmente en estudios paleontológicos, resultó sumamente importante ya que ha servido de base para los trabajos estratigráficos posteriores. De hecho los nombres propuestos por él a muchas de sus unidades permanecen vigentes.

Era	Época	Periodo	M.A	Edades Paleomagnéticas	Edades Mamíferos	Doering, A. 1882-1884	Ameghino, F. 1889	Frenguelli, J. 1950-1957	Fidalgo, et al. 1973-1979
C E N O Z O I C O	CUATERNARIO	HOLOCENO	0,012	BRUNHES	Platense	Ariano	Ariano	Arianense	Aluvio Suelo Puesto Berrondo
						Aimareense	Aimara	Aimareense Platense	Mb. Río Salado (Fm Luján)
	TERCIARIO	PLIOCENO	0,780	MATUYAMA	Lujanense	Platense	Platense	Lujanense	Suelo Puesto Callejón Viejo Mb. Guerrero (Fm Luján)
						Pampeano Lacustre	Lujanense		S P e d i m e n t o s
O			2,59	GAUSS		Pampeano Inferior			

Figura 7. 4: Cuadro resumen con los principales esquemas estratigráficos propuestos para los sedimentos fluvio-lacustres de la provincia de Buenos Aires, también se mencionan los suelos reconocidos por Fidalgo et al (1973).

Frenguelli, por más de cuatro décadas, realizó importantes contribuciones no sólo geológicas y estratigráficas sino que también aportó un esquema climático para la provincia de Buenos Aires. En su trabajo de 1950 reunió a los sedimentos cuaternarios en la "Serie Pampeana" (toma este nombre como sinónimo de Formación Pampeana o Pampeano) y la dividió en dos secciones: el Pampeano en sentido estricto, inferior y de edad Pleistoceno y el Postpampeano, superior y Holoceno. La serie Pampeana, en su conjunto, está compuesta por limos-loessoides de colores pardos grisáceos a rojizos, y fue dividida en tres pisos: Chapalmalense, Ensenadense y Bonaerense, y otros tres: Lujanense, Platense y Cordobense conformarían la serie postpampeana. Esta sucesión culmina con el suelo actual, que puede ser separado en dos: el inferior, denominado Aimarense más oscuro y con restos arqueológicos prehispánicos, y el Ariarense, más castaño y que constituye la capa humífera actual. Posteriormente, realizó una reinterpretación de la antigüedad del Piso Lujanense, mientras en 1950 lo ubicaba dentro del postpampeano (por lo tanto de edad holocena) en su trabajo de 1957 (página 66) aclara que: "con la depositación del Lujanense finaliza el Pleistoceno argentino".

Fidalgo et al. (1973) desarrollaron, para el sector continental de la bahía Samborombón, un esquema estratigráfico utilizando por primera vez en el área unidades litoestratigráficas, el cual ha sido extrapolado a otras cuencas de la provincia de Buenos Aires manteniendo, en muchas de ellas, su vigencia hasta la actualidad. Reconocen tres formaciones de origen continental: Pampeano, Luján y La Postrera. La Fm. Pampeano presenta una gran extensión en la zona y constituye la roca de base, formada por un limo arenoso o limo arcillo arenoso, de edad Pleistoceno Medio a Superior. La Fm. Luján se distribuye a lo largo del río Salado, es de origen fluvial y fue separada por los autores en dos Miembros: Guerrero y Río Salado. El primero, de edad Pleistoceno Superior, está formado por arenas muy finas a limosas de color castaño claro que gradan a arenas limosas y limos arcillo-limosos de color verde hacia el techo. El Mb. Río Salado se compone de limos arenosos y arenas limosas de color gris blanquecino de edad Holoceno y se encuentra cubierta por el Aluvio de edad reciente formado por limos arcillosos a arenosos de color gris blanquecino. Además, identificaron dos unidades edafoestratigráficas: Puesto Callejón Viejo, reconocido sobre la Fm. Pampiano o por encima del Mb. Guerrero, y La Pelada, identificado siempre sobre los sedimentos del Mb. Río Salado y cubiertos por el Aluvio.

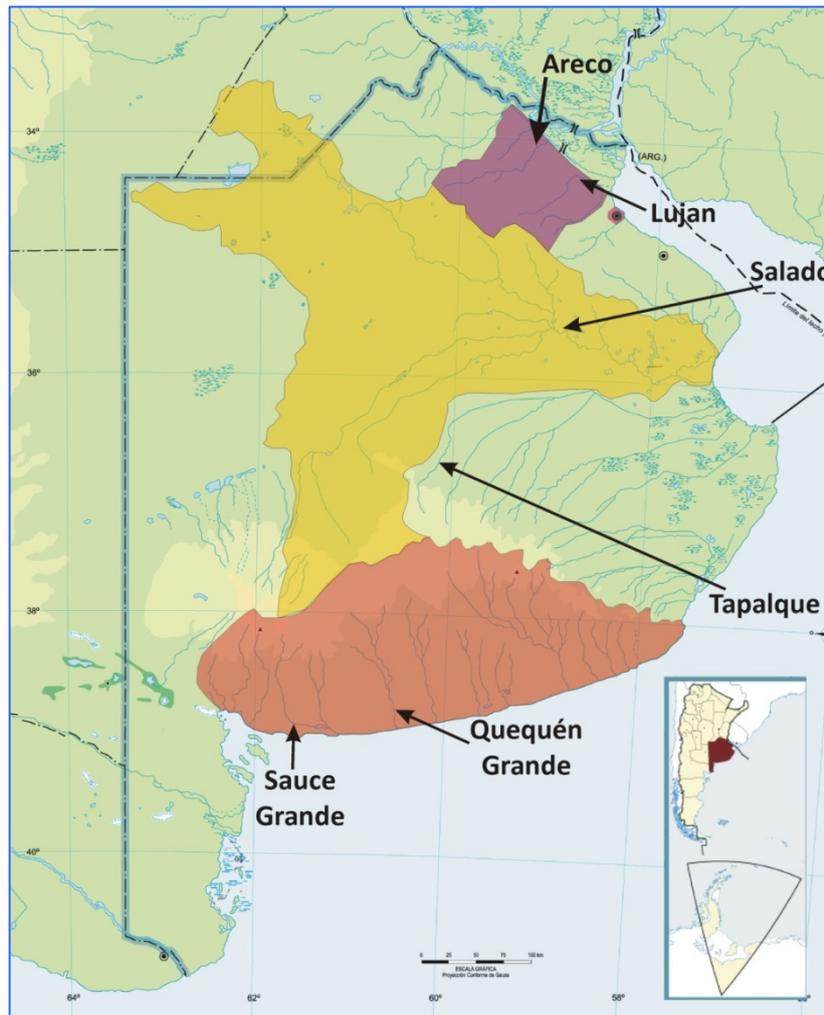


Figura 7. 5: Ubicación de las principales cuencas bonaerenses seleccionadas para su descripción en el texto.

En un ambiente de escaso relieve como es la llanura pampeana, las barrancas de los ríos contienen las mejores exposiciones de secuencias estratigráficas, por lo cual han sido y continúan siendo sitios ideales para el estudio de estos depósitos. Es por esto que los sedimentos fluviales de la provincia de Buenos Aires han concentrado gran interés por parte de geólogos, paleontólogos y arqueólogos.

Teniendo presente el origen de los términos y esquemas que muchas veces aparece en la bibliografía, en esta sección nos concentraremos en mencionar algunos de los perfiles estratigráficos característicos que han sido descritos en las principales cuencas de los ríos bonaerenses (e.g. Areco, Luján, Salado, Tapalqué, Quequén Salado y Sauce Grande, Figura 7.5).

Río Areco

Se encuentra ubicado en el noreste de la provincia de Buenos Aires, en lo que geomorfológicamente se conoce como Pampa Ondulada. Los sedimentos fluvio-lacustre se observan en

los sectores medio y superior de su cuenca, y se han acumulado desde el Pleistoceno Tardío hasta la actualidad.

Fucks et al. (2011) han reconocido y diferenciado en la localidad de San Antonio de Areco seis litofacies (de B a G, Figura 7.6) de origen fluvial (representando depósitos de canal y desborde) y lacustres, que se acumularon sobre los sedimentos eólicos de la Formación Pampeano. Intercalados en esta sucesión, los autores identificaron dos eventos pedogénéticos que representarían momentos de estabilización del paisaje, uno durante el Holoceno Temprano (7000 +/- 240 año AP) y otro del Holoceno Tardío (1940 +/- 80 año AP).

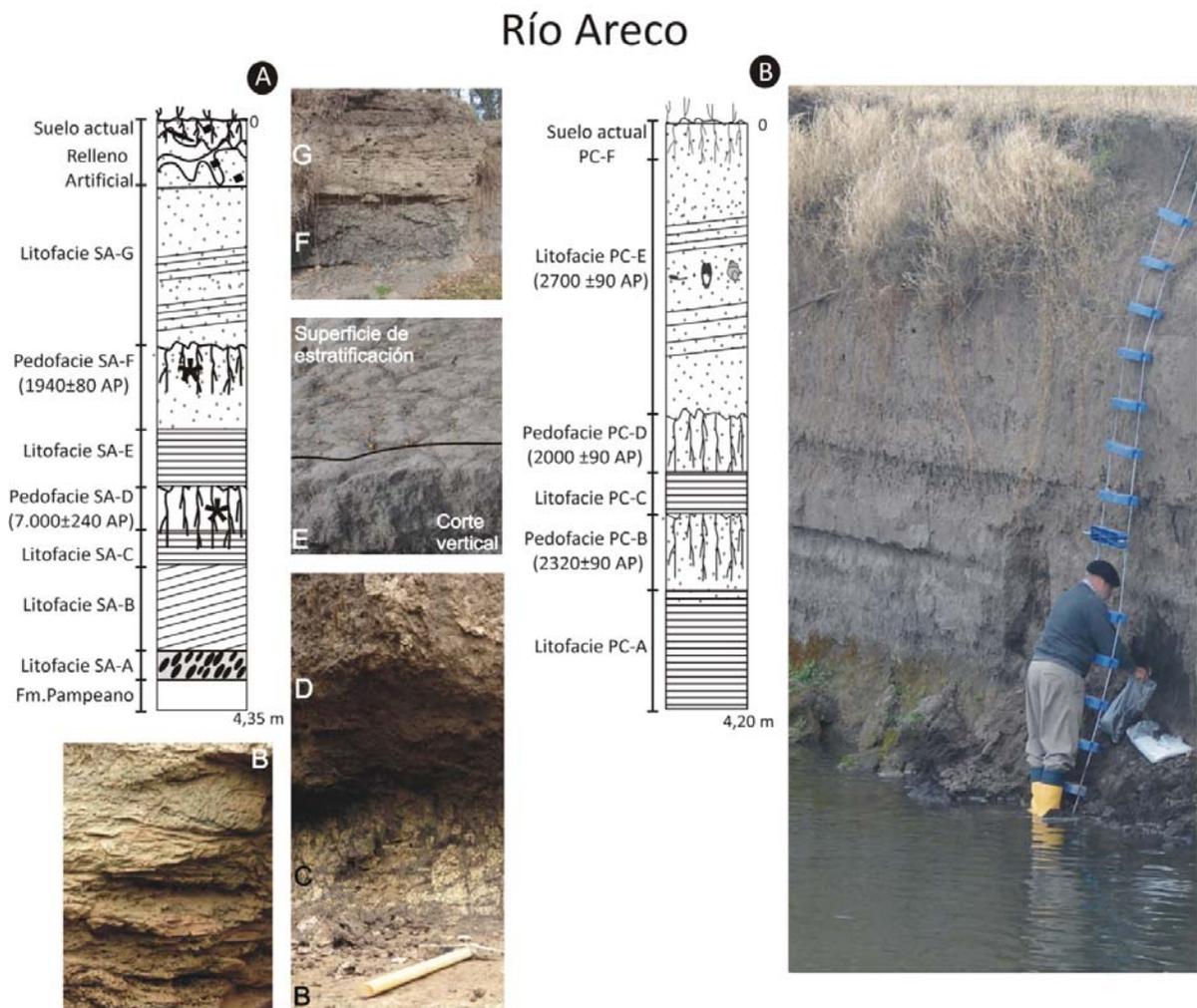


Figura 7.6: Secciones características de los sedimentos que afloran en el río Areco en las localidades de Areco (A), y Puente Castex (B). Modificada de Fucks et al. (2010).

Río Luján

Sin lugar a dudas, los sedimentos que componen las barrancas del río Luján han despertado el interés tanto de geólogos como de paleontólogos por igual desde finales del siglo XVIII, a partir de los hallazgos principalmente de Florentino Ameghino. La gran cantidad de material

fósil colectado permitió definir y caracterizar a las unidades bioestratigráficas (edades mamíferos) Lujanense, Bonaerense y Ensenadense (Fucks y Deshamps, 2008). Esto la transformó en una de las primeras localidades cuaternarias que ha sido estudiada en nuestro país aunque, en la actualidad, resulte difícil encontrar secuencias fluviales completas como las que fueran descritas por Ameghino en 1800.

Blasi et al. (2010) para la cuenca media del río Luján realizaron, a partir del análisis litofacial y del contenido paleobiológico, inferencias paleoambientales de los depósitos acumulados entre ca. <70.000 años y 11.000 años AP. Dentro de las secuencias analizadas discriminaron cinco facies sedimentarias (F1, F2, F3, F4 y F5, Figura 7.7), las cuales se habrían acumulado en una cuenca con depositación fluvio-lacustre efímera y eólica, bajo condiciones climáticas cambiantes. A continuación, presentamos de manera resumida el esquema y las principales características que los autores destacaron.

La Facies F1 está compuesta por sedimentos conglomerádicos de coloración castaño rojiza en una matriz limo-arenosa. Estos sedimentos se habrían depositado con anterioridad a ca. 60.000 años (la edad de esta facies fue inferida por la posición estratigráfica y las edades obtenidas en muestras del techo de la facies F2) por la acción de cursos fluviales, principalmente de tipo efímeros.

La Facies F2 es un nivel eólico formado por arenas limosas a limos arenosos, que provienen de acumulaciones de tormentas de arena por deflación (lunetas). Dos muestras de esta facies arrojaron edades por IRSL (Luminiscencia Estimulada por Infrarrojo = Infrared Stimulated Luminescence, IRSL) de 56.400 ± 6.500 y 50.400 ± 10.200 años A.P.

La Facies F3 está formada por gravas areno-fangosas, arenas fango gravillosas (que en el sector superior conforman una calcreta) y fangos gravillosos. Las edades radiocarbónicas, obtenidas sobre material biogénico son de $37.710 + 840$ 14C años AP y >40.000 14C años AP, mientras que por IRSL obtuvieron una edad de 44.000 ± 6.500 años.

Con respecto al origen, los autores interpretaron a F3 como un depósito mixto. Es decir, una parte del material proviene de la actividad de cursos efímeros y en manto generados por lluvias intensas en condiciones climáticas áridas o fuertemente estacionales. A esto se suma la decantación de limos y arcillas en cuerpos lénticos formados posteriormente.

Los sedimentos que componen la Facies F4 son limos arenosos y limos de color rosa que se presentan en estratos tabulares (con espesores entre 0,40 y 0,80 m) de estructura maciza. Presenta base neta que apoya en discordancia sobre la facies F3 o sobre los depósitos "pampeanos", y está cubierta por las acumulaciones de la facies F5. La sección media de esta unidad fue datada por IRSL en 32.500 ± 4.100 años.

Las características sedimentológicas y el contenido biológico presente permiten inferir que la depositación se habría producido en cuerpos lénticos someros y de agua dulce producto de la caída de polvo eólico (loess) bajo condiciones climáticas templadas a frías y subhúmedas.

Por último, la facies F5 está compuesta por limos arenosos de color gris, amarillento y oliva que se presentan en estratos tabulares con espesores entre 0,40 y 0,90 m, de estructura maciza. El contenido paleobiológico es muy escaso o inexistente. Estos sedimentos corresponden a

un ambiente de pantano o cuerpos lénticos que fueron colmatados por tormentas de polvo, durante el lapso entre el Último Máximo Glaciar y el Tardiglacial.

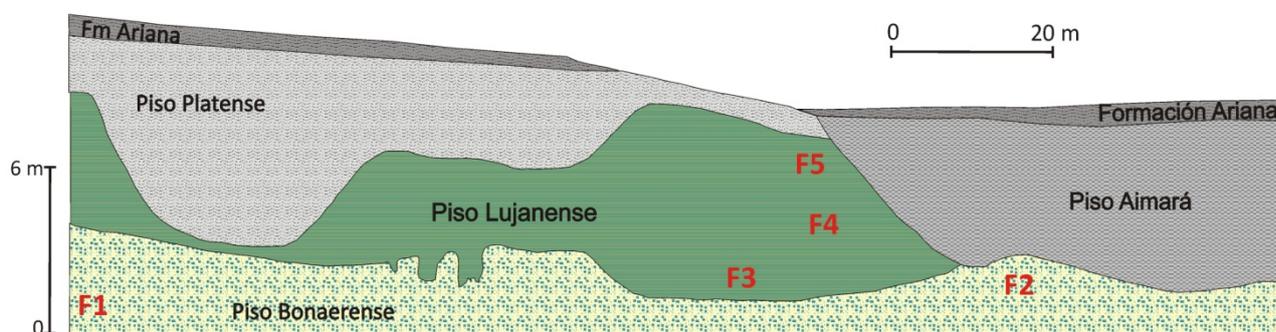


Figura 7.7: Perfil simplificado de Ameghino (1889) de las barrancas del río Luján, con las facies (en rojo) identificadas por Blasi et al. (2010).

Río Salado

Uno de los primeros trabajos litoestratigráficos realizados en el área, pionero también en utilizar unidades litoestratigráficas en la región pampeana, ha sido el de Fidalgo et al. (1973) (el cual hemos ya descrito anteriormente, ver Figura 7.4). Estas unidades fueron posteriormente extrapoladas a diferentes cuencas de la región, aunque las características litológicas no fuesen las mismas.

Después de 40 años, Fucks et al. (2015) realizaron un nuevo trabajo, analizando de manera exhaustiva distintos afloramientos de la cuenca media e inferior del río Salado, y proponiendo un nuevo esquema litoestratigráfico, específico para los sedimentos fluviales de la zona, y acompañándolo de numerosas dataciones radiocarbónicas (Mari et al, 2013; Fucks et al., 2015) que permiten anclar los sedimentos encontrados dentro de un cuadro cronológico global.

Según los autores, la Formación Luján estaría integrada por tres miembros: La Chumbiada (Dillon y Rabassa, 1985), Gorch y Puente Las Gaviotas (Figura 7.8), reconocieron la presencia de dos Geosuelos: La Pelada (Holoceno Medio, presentando edades que fluctúan entre los 5 y 3 ka AP) y Frigorífico Belgrano (Holoceno Tardío, ha quedado sepultado aproximadamente a partir de los 1,5 ka AP).

A partir de las edades radiocarbónicas obtenidas, se puede concluir que las secuencias fluviales se habrían depositado con posterioridad al máximo glacial, correspondiendo prácticamente al MIS 1, salvo la parte basal del miembro La Chumbiada que es Pleistoceno Tardío-Tardío. Si bien las condiciones paleoclimáticas generales se asocian a un clima cálido-húmedo, se diferenciaron eventos con déficit hídricos durante el Holoceno Medio y Holoceno Tardío.

El Mb. La Chumbiada, definido por Dillon y Rabassa (1985), constituye la sección inferior de la Fm. Luján. Está compuesto por sedimentos fango-gravillosos a fango-arenosos de colores castaños oscuros, en húmedo, a castaños claro a gris rosa, en seco. Presenta estructuras sedimentarias laminares paralelas, en artesas y homogéneas que estarían indicando facies de

canal limo arenosas, asociadas a planicies de inundación y albardón, depositadas en ambientes restringidos de cubetas, como también en ambientes deprimidos más abiertos, los que fueron evolucionando a planicies de inundación.

Esta unidad habría comenzado a depositarse con posterioridad al máximo glacial (Pleistoceno Tardío-Tardío), asociada a la extensa depresión del Salado donde la deflación y acumulación eólica tuvo gran importancia durante el episodio frío y seco (OIS 2), reuniendo y depositando los únicos sedimentos que conformaban la llanura pampeana, de ahí la gran similitud que presenta con el loess pampeano.

El Mb. Gorch, de posición intermedia en la Fm. Luján, está compuesto por fangos arenosos ligeramente gravillosos a arena ligeramente gravillosa, los colores que adquieren son variables (principalmente gris, blanco o amarillo pálido y ocasionalmente verde) dependiendo del grado de humedad que posean. Presentan gran cantidad de carbonato de calcio pulverulento y yeso, el que también puede estar en forma de rosetas pequeñas. Su sección superior se encuentra fuertemente disturbada, presentándose con gran cantidad de orificios radiculares. Sus depósitos se presentan homogéneos, aunque también es posible observarlos con estratificación paralela, sobre todo en aquellos sectores que han sido poco disturbados.

Estos sedimentos se habrían acumulado en un ambiente fluvial con procesos de decantación subácuea. La gran cantidad de carbonato de calcio y yeso, el elevado grado de actividad orgánica y el desarrollo de un suelo en sectores deprimidos, se relacionarían a grandes periodos de exposición aérea con elevados niveles de evaporación. Las edades obtenidas corresponden al Holoceno Temprano y Medio, ya que varían entre 11 y 5 ka A.P.

Hacia el techo de las secuencias se encuentran los sedimentos que integran el Mb. Puente Las Gaviotas; compuesto por fangos arenosos ligeramente gravillosos a arena ligeramente gravillosa de color gris. Se encuentran finamente estratificados aunque es común encontrar importantes sectores totalmente homogéneos.

La presencia del Geosuelo Frigorífico Belgrano en su parte intermedia permite dividir al Mb Puente Las Gaviotas en dos sectores, aunque constituye una sola unidad cuando el suelo está ausente. Un sector inferior en donde se destacan los sedimentos grisáceos y grandes concentraciones de gasterópodos (principalmente de *Heleobia parchappii*), y una sección superior que presenta colores más castaños y con restos del gasterópodo *Pomacea canaliculata* dispuestos en la base del mismo en contacto con el suelo.

Los sedimentos de este miembro representan los albardones del curso principal y afluentes, que es donde alcanza su mayor desarrollo y las texturas más gruesas. En las planicies de inundación y fondo de lagunas los espesores son menores, las texturas más finas y los colores más verdosos y oscuros, aunque en general estas geoformas están siempre interconectadas.

Las edades obtenidas corresponden al Holoceno Tardío, varían entre 3040 ± 70 y 680 ± 60 años AP, el límite cronológico de ambos sectores es alrededor de los 1,5 ka AP basado en la prácticamente constante presencia de un nivel de *P. canaliculata* directamente apoyadas en el Geosuelo Frigorífico Belgrano. Estas cronologías numéricas indican una edad más antigua de

la que en general se le atribuía a esta unidad, aunque la misma es muy variable dependiendo del ambiente geomorfológico en el que se desarrolle.

Los sedimentos acumulados en los distintos cuerpos lacustres de la cuenca del río Salado, también han sido muy estudiados principalmente por Dangavs y colaboradores (ver Dangavs, 2009; Dangavs y Pierrard, 2013 y demás bibliografía allí mencionada). Para estos ambientes, Dangavs y Blasi (1992) definieron una nueva unidad litoestratigráfica, la Fm. Lobos. La primera interpretación, basada en su contenido micropaleontológico, corresponde a un ambiente marino con influencia estuárica, y fue correlacionada con el Querandinense (sensu Frenguelli), con una antigüedad aproximada de 7000–6000 años. Luego, Dangavs y Blasi (2002) reinterpretaron esta unidad como de génesis fluvio-lacustre y de edad Pleistoceno Tardío, y posteriormente propusieron el cambio de rango de Formación a Mb. Lobos (Dangavs y Blasi, 2003). Por lo tanto, según el esquema sugerido por estos autores para los ambientes lacustres, la Fm. Luján quedaría integrada por los Miembros La Chumbiada, Lobos y Río Salado.

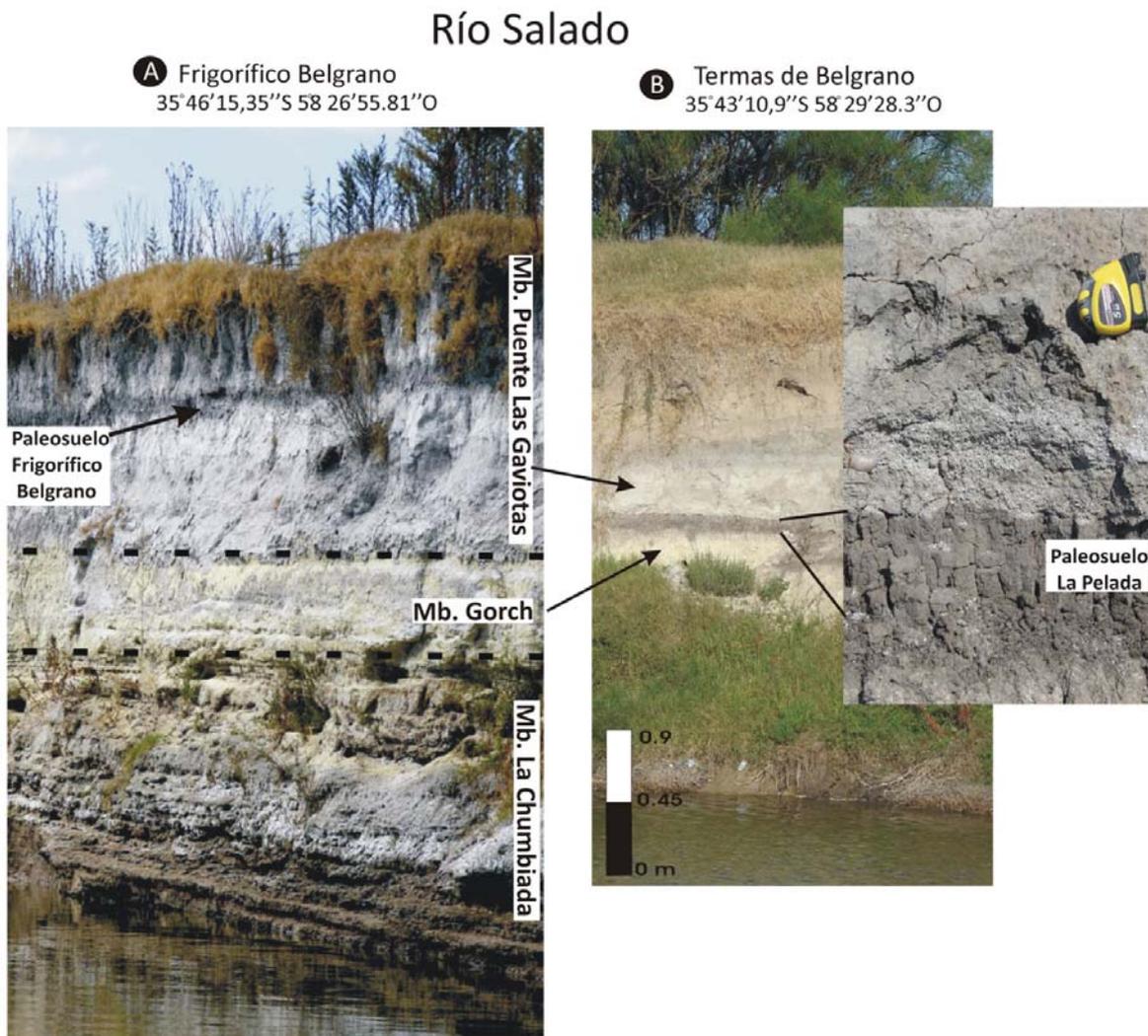


Figura 7.8: Secciones características de los sedimentos que afloran en el río Salado en las localidades de Frigorífico Belgrano (A), y Termas de Belgrano (B).

Arroyo Tapalqué

El arroyo Tapalqué se encuentra ubicado al sur de la provincia de Buenos Aires y es el colector principal de la cuenca homónima.

Las secuencias cuaternarias de la zona han sido asignadas al esquema litoestratigráfico de Fidalgo et al. (1973). Es decir, que los sedimentos fluviales son agrupados en la Fm. Luján, reconociendo los miembros Guerrero y Río Salado. También se ha observado en el área (Orgeira et al., 2001) la presencia de los paleosuelos Puesto Callejón Viejo (SPCV) y Puesto Berondo (SPB).

A partir de los trabajos de Orgeira et al. (2001, 2002) se exponen las características más sobresalientes que presentan los sedimentos de una columna litoestratigráfica tipo en esta cuenca. El perfil analizado por los autores tiene siete metros de espesor y cuatro unidades por debajo del suelo actual; fueron individualizadas, descritas y correlacionadas con el esquema típico.

La unidad inferior (A, Mb. La Chumbiada) presenta estratificación media y laminación de arena muy fina, limo y arcillas, predominan los colores castaños rojizos. Estos sedimentos se habrían acumulado por acción de corrientes débiles o decantación en un ambiente de planicie de inundación. Hacia el techo de la unidad, la presencia de un nivel de calcreta indicaría que hacia el final de la depositación las condiciones climáticas habrían sido semiáridas y estacionales. Esta unidad correspondería al sector inferior del Miembro Guerrero.

La unidad B conforma una secuencia estrato y grano decreciente que comienza con areniscas gruesas a muy finas con estratificación cruzada en artesa en la base, que gradan a material pelítico mantiforme hacia el tope, prevalecen los colores naranja grisáceo a gris-oliva claro. Esta unidad sería atribuible al sector superior del Mb. Guerrero y las distintas facies identificadas representarían depósitos de relleno de canales o de planicie de inundación.

Rematando la unidad, los autores identificaron la presencia de un nivel con geometría tabular, con moldes de raíces y cutanes producto de la acción de procesos edáficos sobre la planicie de inundación bajo un clima más benigno, el cual sería correlacionable con el SPCV.

La unidad C está compuesta de sedimentos limosos friables de color gris claro depositados en un ambiente de llanura de inundación. El contacto con la unidad superior es neto, erosivo, suavemente ondulado y marcado por una paleosuperficie en forma de media caña. Este suelo se habría establecido bajo condiciones climáticas húmedas. La unidad C fue asimilada con el Mb. Río Salado y el paleosuelo con el SPB.

Entre los sedimentos fluviales recién descritos y el suelo actual, se identificó un nivel de material loésico (Unidad D) asignable a la Fm. La Postrera.

En el área se han reconocido una gran cantidad de sitios, de edad Holoceno Tardío, que presentan importancia arqueológica, los cuales actuaron como áreas de explotación y aprovisionamiento de materias primas líticas, o sitios de actividades múltiples próximos a los cuerpos de agua. Entre ellos se destacan: Laguna La Barrancosa, arroyo Tapalqué, Laguna Blanca

Chica y Empalme Querandíes, entre otros (ver Messineo, 2011 y las numerosas citas allí mencionadas).

Río Quequén Salado

El río Quequén Salado se ubica en el sector centro-sur del área interserrana bonaerense, y es uno de los cursos fluviales más importantes del SE de la región Pampeana. La mayoría de los trabajos realizados en el área no son específicamente de estratigrafía, sino que se vinculan con otras disciplinas como paleontología y arqueología dada la importancia de los yacimientos que en él se encuentran. Sin embargo, la necesidad de conocer el contexto estratigráfico del material de estudio nos brinda la posibilidad de conocer las secuencias estratigráficas de la zona.

Montalvo et al. (2012) describen una secuencia sedimentaria acumulada durante el Pleistoceno Tardío, que presenta alturas variables entre 15 y 20 m. Ésta comienza con un nivel de 3,5 m de potencia de limolitas arcillosas, de color pardo oscuro a pardo rojizas, finamente laminadas en el sector basal, y masivas desde el sector medio hacia el techo. En forma transicional se pasa a un nivel de 4,5 m de espesor de limolitas, que presentan tonalidades pardas claras a pardo rojizo claras, sin estructura interna observable, poco consolidadas y friables, con numerosas rizoconcreciones. Este nivel representaría un ambiente de llanura de inundación originado a partir de la decantación de los materiales finos aportados por un canal fluvial durante sucesivos eventos de inundación, con el desarrollo incipiente de paleosuelos sobre los depósitos mencionados (dada la presencia de rizoconcreciones).

Por encima y dispuestos sobre un contacto erosivo, se identificaron 6 m de areniscas finas parcialmente consolidadas, de color pardo claro a pardo amarillento pálido, con estratificación entrecruzada planar. En contacto neto, se encuentra un nivel suprayacente comprendido por 3,5 m de limolitas pardo amarillentas, muy consolidadas y macizas. Debido a las estructuras sedimentarias presentes, los autores interpretaron que estos depósitos corresponderían al relleno de un canal fluvial, labrado sobre los sedimentos de la llanura de inundación. De los niveles inferior y superior de la sucesión estratigráfica, fueron recuperados materiales de mega y micromamíferos, estos últimos analizados en el trabajo de referencia (Montalvo et al., 2012).

Además, en el curso medio es posible observar en las barrancas depósitos de origen fluvio-lacustre, atribuible a antiguos ambientes de lagunas y charcas, asignados a la edad Lujanense y Platense (Gutiérrez Téllez y Schillizi, 1998). La presencia de estos depósitos implicaría que durante el Pleistoceno-Holoceno predominó en este sector un ambiente continental de tipo lagunar, de baja energía.

Los sitios arqueológicos presentes en el área son muchos, principalmente en los tramos superior e inferior del río y en las márgenes de las lagunas cercanas al curso. Para mayor detalle sobre ellos recomendamos la lectura de Madrid et al. (2002) y la bibliografía allí mencionada.

Río Sauce Grande

El río Sauce Grande se encuentra ubicado en el sureste de Buenos Aires, cerca de la localidad de Monte Hermoso. Zavala y Quattrocchio (2001) han reconocido tres episodios de profundización, erosión y relleno del valle fluvial que se correspondería con las distintas terrazas que los autores individualizaron. Los sedimentos que las conforman, se agrupan en secuencias litológicas denominadas La Delta (acumulada durante el Pleistoceno Temprano y que forma la terraza ubicada en una posición topográficamente más alta), San José y Agua Blanca.

En la secuencia San José, de edad Pleistoceno Temprano-Medio, los autores (Zavala y Quattrocchio, 2001) reconocieron la presencia de dos sectores. El inferior con sedimentos acumulados en distintos ambientes: fluviales típicos, flujos con alto contenido de sedimentos, co-rrientes canalizadas de baja densidad y sedimentos acumulados por decantación en ambientes de baja energía. En el sector superior los sedimentos son principalmente de origen eólico, aunque se observan algunos acumulados por cursos fluviales efímeros.

La última terraza, secuencia Agua Blanca, se compone de sedimentos acumulados durante el Pleistoceno Medio al Holoceno, y en ella se reconocieron tres secciones: inferior, medio (reúne a sedimentos eólicos y de cursos fluviales efímeros) y superior (depósitos de valles anegadizos). Los autores reconocen que de las secuencias anteriores descritas, solo esta última ha sido identificada en otros ríos de la zona, como el Napostá Grande y Chasicó.

La sedimentación fluvial que puede encontrarse en el área corresponde principalmente a cursos de régimen esporádico o efímeros, ya que durante la mayor parte del Cuaternario primó en el área un clima de tipo árido a semiárido (Zavala y Quattrocchio, 2001) que restringió la cantidad de agua disponible.

Consideraciones finales

Las secuencias sedimentarias fluviales y lacustres expuestas en distintos sectores de la región pampeana, exponen los diferentes factores que primaron en su formación, entre los más importantes se destacan los ambientes geomorfológicos, superficie de las cuencas y el clima. Asimismo, las características geomorfológicas de la llanura pampeana y el alto impacto antrópico impiden una observación clara de las mismas, y las exposiciones naturales que aún quedan son poco propicias para observar la arquitectura de las unidades sedimentarias.

Tal como puede observarse, y de acuerdo al objetivo de los diferentes trabajos elaborados, las correlaciones estratigráficas son muy comunes en gran parte del ámbito pampeano; aunque en algunas de ellas, las edades numéricas no guardan la misma fiabilidad. Esto demuestra la importancia en la obtención de edades numéricas para anclar los episodios paleoclimáticos a los depósitos observados.

Bibliografía

- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los Mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas de la Academia Nacional de Ciencias, VI. Córdoba.
- Blasi, A., Prieto, A., Fucks, E. y Figini, A. 2009. Análisis de las nomenclaturas y de los esquemas estratigráficos del Pleistoceno Tardío- Holoceno en la cuenca del río Luján, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 46 (2): 373- 390.
- Blasi, A., Castiñeira Latorre, C., Del Puerto, I., Prieto, A.R., Fucks, E., De Francesco, C., Hanson, P.R., García-Rodríguez, F., Huarte, R., Carbonari, J. y Young, A. 2010. Paleoambientes de la cuenca media del río Luján (Buenos Aires, Argentina) durante el último período glacial (EIO 4-2). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 17 (2): 85-111.
- Dangavs, N., 2009. Los paleoambientes Cuaternarios del arroyo La Horqueta, Chascomús, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(2): 249-262.
- Dangavs, N. y Blasi, A. 1992. Formación Lobos, nueva unidad estratigráfica en la cuenca del río Salado, Provincia de Buenos Aires. III Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 17-23.
- Dangavs, N. y Blasi, A. 2002. Los depósitos de yeso intrasedimentario del arroyo El Siasgo, partidos de Monte y General Paz, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (3): 315-327.
- Dangavs, N. y Blasi, A. 2003. El Miembro Lobos de la Formación Luján: Cambio de rango de la Fm. Lobos, unidad estratigráfica del Pleistoceno superior de la cuenca del río Salado de la provincia de Buenos Aires. II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 75-86. San Miguel de Tucumán.
- Dangavs, N.V. y Pierrard, L.R. 2013. Paleolimnología de la laguna del Monte, San Miguel del Monte, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70 (1): 128-143.
- Dillon, A. y Rabassa, J., 1985. Miembro La Chumbiada, Formación Luján (Pleistoceno, provincia de Buenos Aires): una nueva unidad estratigráfica del valle del río Salado. 1 Jornadas Geológicas Bonaerenses, Tandil, 27.
- Doering, A. 1882. Informe oficial de la Comisión científica agregada al Estado mayor general de la expedición al Río Negro (Patagonia), 3º parte, Geología.
- Doering, A. 1884. Estudios hidrognósticos y perforaciones artesianas en la República Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, VI-3: 259-340. Córdoba.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U. R. 1973b. Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobos y Monasterio Provincia de Buenos Aires. V Congreso Geológico Argentino. Actas 4: 27-39.
- Frenguelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología y geología de la provincia de Buenos Aires. *Publicación del Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas (LEMIT), Serie 2 (33): 1-72.*
- Frenguelli, J. 1957. Neozoico. En *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA. Tomo III.

- Fucks, E. y Deschamps, C. M. 2008. Depósitos continentales cuaternarios en el noreste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 326 – 343.
- Fucks, E., Blasi, A., Carbonari, J., Huarte, R., Pisano, F. y Aguirre, M. 2011. Evolución geológica-geomorfológica de la cuenca del río Areco, NE de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68 (1): 108 – 119.
- Fucks, E., Pisano, M. F., Huarte, R., Di Lello, C.V., Mari, F., Carbonari, J. 2015. Stratigraphy of the fluvial deposits of the Salado river basin, Buenos Aires province: lithology, chronology and paleoclimate. *Journal of South American Earth Sciences* 60: 129-139.
- Gutiérrez Téllez, B. y Schillizi, R. 1998. Análisis Paleoambiental de asociaciones de diatomeas cuaternarias del río Quequén Salado, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Actas de las V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses* 1: 35-42. Mar del Plata.
- Iriondo, M. 1992. El Chaco. En *Holoceno*, M. Iriondo (Ed.). Cadinqua, 50-63 pp.
- Iriondo, M. 2010. *Geología del Cuaternario en la Argentina*. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino. Santa Fe. 437 pp.
- Mari, F., Fucks, E., Pisano, F., Huarte, R. y Carbonari, J. 2013. Cronología radiocarbónica en paleoambientes del Pleistoceno tardío y Holoceno de la Pampa Deprimida, provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata, Sección Antropología* 13 (87): 51-58.
- Madrid, P., Politis, G., March, R. y Bonomo, M. 2002. Arqueología microrregional en el sudeste de la región pampeana Argentina: el curso del río Quequén Salado. *Resúmenes. Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología XXVII*: 327-355. Buenos Aires.
- Messineo, P.G. 2011. Investigaciones arqueológicas en la cuenca superior del Arroyo Tapalqué. Un modelo de ocupación humana para el centro de la subregión pampa húmeda durante el Holoceno tardío. *Intersecciones en Antropología* 12: 275-291.
- Montalvo, C.I., Tomassini, R.L., Visconti, G. y Tiranti, S.I. 2012. Análisis tafonómico de micromamíferos del Pleistoceno Superior del Quequén Salado, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista Brasileira de Paleontología* 15 (3): 345-358.
- Orgeira, M.J., Walther A.M., Tófaló, R.O., Vásquez, C.A., Lippai, H. y Campagnucci, R. 2001. Estratigrafía y magnetismo ambiental de rocas de un perfil del arroyo Tapalqué, Cuaternario de la provincia de Buenos Aires: inferencias paleoambientales y paleoclimáticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (3): 353-366.
- Orgeira, M.J., Walther A.M., Tófaló, R.O., Vásquez, C.A., Berquó, T., Dobois, F.C., Böhnell, H. 2002. Magnetismo ambiental en un paleosuelo desarrollado en la Formación Luján (Luján, provincia de Buenos Aires). Comparación con otras áreas de la provincia; consideraciones paleoclimáticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (4): 451-462.
- Pascual, R., Ortega-Hinojosa, E. J., Gondar, D.G. y Tonni, E.P. 1966. Vertebrata. En: *Paleontografía Bonaerense. Vertebrata I*, A. V. Borrello (ed.). Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires 202 pp.
- Zárate, M. 2005. El Cenozoico Tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En R.E. de Barrio, R.O. Etcheverry, M.F. Caballé y E. Llambías (eds.) *Geología y recursos minerales de*

la Provincia de Buenos Aires, 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 139-158, La Plata.

Zavala, C. y Quattrocchio, M. 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56 (1): 25-37.

Capítulo VIII

Litoral Pampeano

Enrique Fucks y Gabriela D'Amico

Importantes sectores de la región pampeana fueron ocupados por el mar en repetidas oportunidades en el Neógeno (transgresión Paranense, Mioceno medio-tardío, ca 10 Ma AP) y Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), debido a las oscilaciones climáticas. Durante las transgresiones del Cuaternario, diversos sectores del litoral pampeano se vieron afectados por los procesos de acumulación y erosión generados por las variaciones de las líneas de costa. Estos testimonios están evidenciados por una gran diversidad de depósitos litorales representados por facies de marismas, estuarios, albuferas, dunas costeras y playas, incluyendo niveles de tormenta, estos últimos compuestos por un alto contenido de rodados y conchillas de moluscos, con distinto espesor y continuidad y a diferentes cotas con relación al nivel del mar actual.

El reconocimiento de estos depósitos y de su fauna de invertebrados se remonta al siglo XIX, cuando diversos naturalistas (Darwin, 1846; d'Orbigny, 1842; Ameghino, 1889, 1908; Ihering, 1907, Frenguelli, 1946, 1950, 1957; Tricart, 1973; Fidalgo et al., 1973), entre los más clásicos, comenzaron y continuaron con estos estudios.

A lo largo de la costa sur de Entre Ríos y todo el litoral bonaerense, desde el Delta y Río de la Plata hasta la porción patagónica bonaerense, existen evidencias de episodios marinos correspondientes a por lo menos dos transgresiones cuaternarias (Fig.8.1). Existe consenso en que durante épocas glaciales el nivel del mar descendió unos 100-120 m a escala global, observándose registros en la plataforma continental argentina para el Último Máximo Glacial (Fray y Ewing, 1963; Guilderson et al., 2000).

En las épocas deglaciales posteriores a la máxima expansión de los hielos el nivel del mar ascendió, en casos hasta alcanzar posiciones ligeramente superiores o similares a las actuales. Estos procesos transgresivos quedaron materializados por secuencias sedimentarias representadas por distintas facies costero-marinas, en las que se han reconocido distintos atributos sedimentológicos y paleontológicos, especialmente su malacofauna, que ha permitido la realización de innumerables dataciones radiocarbónicas, y con ellas, su ubicación precisa en la escala geocronológica.

Generados por la última deglaciación, los depósitos litorales holocenos son los que se presentan más estudiados, mejor conservados y, desde el punto de vista estratigráfico, con menos discrepancias. Las diferentes características litológicas reflejan los distintos ambientes de deposición, extendidos prácticamente a lo largo de todo el litoral bonaerense. Dentro de estas

variaciones de la línea de costa, la transgresión correspondiente al subestadio isotópico marino 5e (MIS 5e= Ultimo Interglacial) también se reconoce con bastante regularidad, aunque la información cronológica absoluta es más débil.

¿Transgresión Pleistoceno Medio-Tardío?

En la localidad de Ensenada, provincia de Buenos Aires, Ameghino observó una capa de origen marino intercalada en los sedimentos pampeanos más antiguos (Ensenadense), aproximadamente a 7 m por debajo del nivel del agua del río. Este nivel marino, conformado por una capa de 1 a 3 m de espesor, constituye una de las primeras descripciones y definiciones de la ingresión marina más antigua del Cuaternario pampeano. Esta unidad también fue constatada en perforaciones y excavaciones en la ciudad de Buenos Aires, (Rusconi, 1931; Frenguelli, 1937) aunque no se describe un perfil donde queden reflejadas ambas secuencias marinas pleistocenas. Su ubicación estratigráfica podría correlacionarse con los niveles marinos patagónicos expuestos a cotas de hasta 35-40 m (e.g. Bahía Bustamante, Camarones), que fueron datadas por racemización de amino ácidos y ESR (Rutter et al., 1989) permitiendo una corroboración de edad anterior al Ultimo Interglacial. Schellmann et al. (2000) atribuyen a este nivel una edad correspondiente a los estadios isotópicos 7 ó 9 (ca 200.000-300.000 años AP) (Schmack et al., 2005).

Transgresión del Pleistoceno Tardío (Mis 5e)

En la región bonaerense, Ameghino (1889) definió el piso “Belgranense”, intercalado en de-



Figura 8.1: Imagen de satélite y el límite aproximado de las transgresiones marinas cuaternarias en el ámbito pampeano. Imagen satelital NASA, 2011.

pósitos “pampeanos” (loess o limos loessoides), que se puede asignar al Ultimo Interglacial (MIS 5e). Los depósitos costero-marinos del Pleistoceno Tardío bonaerense atribuidos al subestadio 5e (ca 120.000 años) se encuentran restringidos y discontinuos a lo largo de todo el litoral bonaerense, e intercalados o suprayacentes a los Sedimentos Pampeanos y representados por diferentes facies. Se observan desde el norte a partir del sur entrerriano en distintas localidades: Isla Martín García, Pilar, San Fernando, Barrancas de Belgrano, Parque Pereyra Iraola, Tolosa, Cañada de Arregui, Magdalena, Punta Piedras, Pipinas, Puente de Pascua, Laguna Sotelo, Mar del Plata, Centinela del Mar, Quequén Grande, Claromecó y Bahía Blanca (Isla et al., 2000) y en la región austral bonaerense, Canal Villalonga, San Blas y faro Segunda Barranca (Fucks et al., 2012) (Fig. 8.2).

Los depósitos de esta ingesión se encuentran a cotas máximas de 6-8 m, siendo asignados al Belgranense (Ameghino, 1889) y Fm. Puente de Pascua (Fidalgo et al., 1973, Fucks, et al, 2010) dentro de los esquemas más clásicos.

Valvas de moluscos en los alrededores de Hudson fueron datadas en 128 ka (Zárate et al., 2009) y en el faro de Claromecó con $93,5 \pm 3,5$ ka AP, asociándoselas al subestadio 5e (Isla et al., 2000). Al sur del río Colorado, edades ESR dieron valores entre 102.000, 108.000, 72.700 y 94.500 años AP (Rutter et al., 1990). Las mayores dataciones que esta unidad ha recibido es a través de ^{14}C , pero el alcance cronológico del método solamente permite obtener edades mínimas (35–40 ka).

Los sedimentos que componen esta unidad son variables, y están en función del ambiente de depositación, variando entre los fangos y arenas propio de ambientes tranquilos, hasta coquinas y conglomerados de mayor energía, representados en muchas oportunidades por cordones litorales.

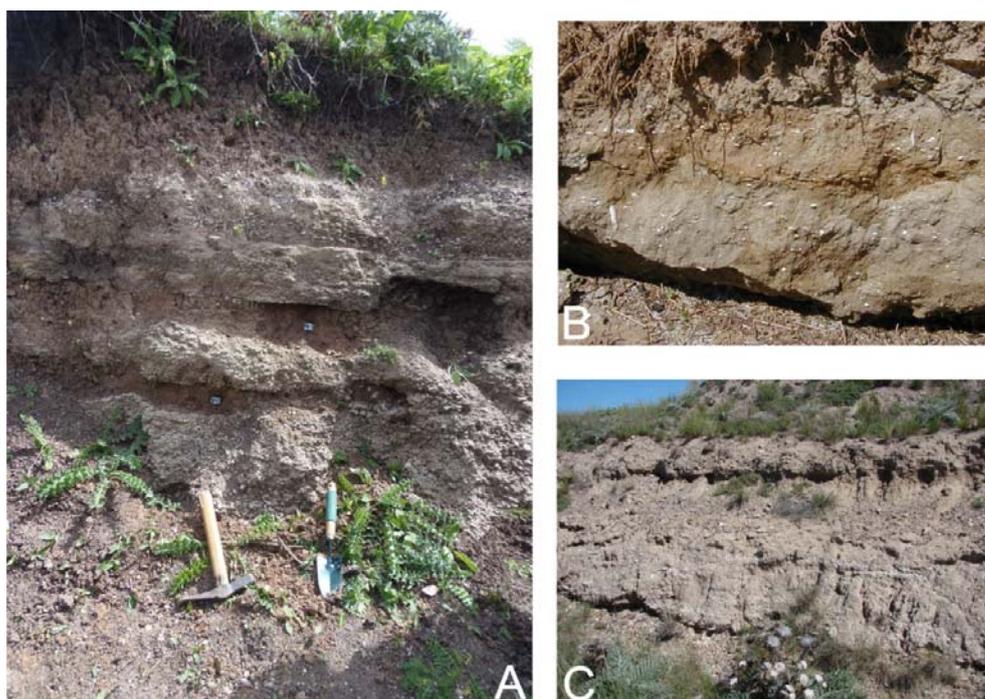


Figura 8 .2: Diferentes afloramientos del MIS 5e. A) Punta Piedras. B) Puente de Pascua. C) Canal Villalonga.

Transgresión holocena (Mis 1)

Estos depósitos están distribuidos a cotas iguales o inferiores a los 5 m en prácticamente todo el litoral, desde el sur entrerriano hacia el sur a lo largo de toda la costa bonaerense. Si bien su presencia se determina a través de extensas llanuras de mareas, en ocasiones puede ser observada en la desembocadura de cursos actuales con morfologías que se relacionan a antiguos estuarios o formado extensas planicies de playas. Las facies más comunes están representadas por arcillas de colores negro azulados, grises y verdosos, arenas castañas y conchillas, correspondientes a ambientes de albuferas, marismas, playas y cordones conchiles.

Los depósitos de la ingresión holocena al norte de la ciudad de Buenos Aires (Fm. Campana) están integrados en la base por una arcilla de color negra, fluida, de ambiente estuárico (Mb. Molino Viejo) en la parte terminal de los cursos de agua y formando parte del complejo deltaico. En la boca de los paleoestuarios y llanura litoral, sobre el miembro anterior se desarrolla una arena fina, castaña (Mb. Escobar) de ambientes de playa y en la parte interior de los estuarios una arcilla verde, castaña y grisácea, muy plástica, atribuida a ambientes de lagunas costeras y marismas (Mb. Santa Brígida) (Fucks, 2005).

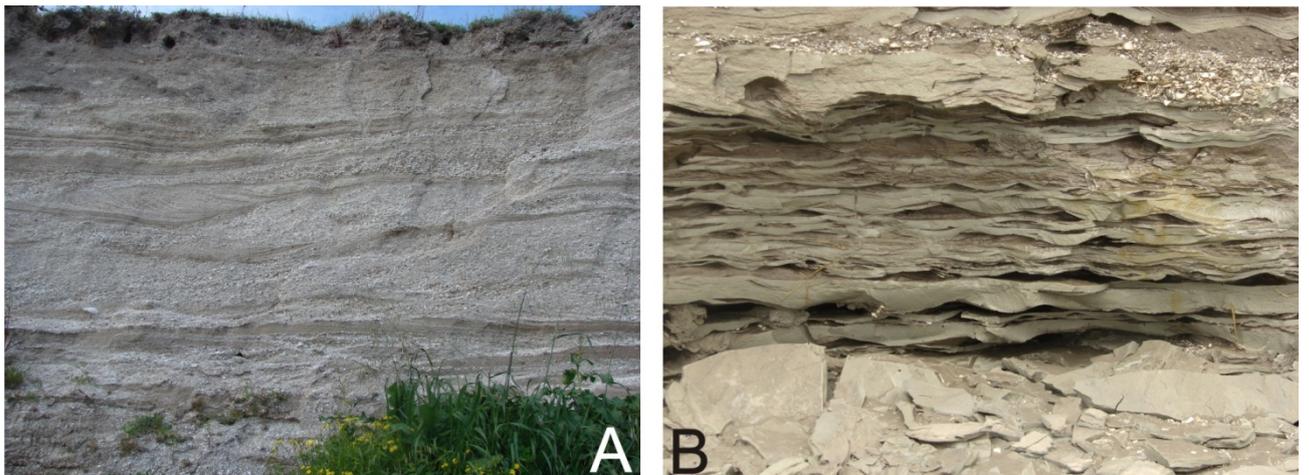


Figura 8 .3: Afloramientos del MIS 1 en Cerro de la Gloria, Bahía Samborombón. A) Mb. Cerro de la Gloria de la Fm Canal Las Escobas. B) Mb. Destacamento Río Salado de la misma Formación.

Durante la transgresión holocena, la divisoria Alto marítimo - Punta Piedras (localizada hacia el E de la punta homónima, y hoy sumergida) condicionó la dinámica costera, actuando como un accidente que orientó la energía del oleaje y de los vientos hacia el N y S de la misma, creando dos corrientes de sedimentos (que continúan en la actualidad) que modelaron la llanura costera del Río de La Plata. El ritmo de ascenso del nivel del mar fue sumergiendo progresivamente a la divisoria, provocando que el río de La Plata deje de fluir únicamente por el paleovalle, ensanche su desembocadura y vuelque sus aguas hacia la Cuenca del Salado, modificando la geometría de ambas cuencas (Cavallotto, 1995b).

En el ámbito del Río de la Plata y Bahía de Samborombón se han reconocido extensos depósitos compuestos esencialmente por secuencias transgresivas y regresivas representadas

por sedimentos fangosos oscuros para las primeras y arcillosas, arenosas y conchiles para las segundas. Las denominaciones formales que éstas han recibido son principalmente Querandinense (Ameghino, 1889); Querandinense y Platense (Frenguelli, 1957); Fm. Destacamento Río Salado y Fm. Las Escobas (Fidalgo et al., 1973 a); Fm. Atalaya (Parker, 1990), Fm. Las Escobas y Arroyo Espinillo (Cavallotto, 1995a); Fm. Campana (Fucks y De Francesco, 2003), entre otras. En general están compuestos por una gran cantidad de fósiles entre los que se destacan *Tagelus plebeius*, *Erodona mactroides*, *Mactra isabelleana* y *Heleobia australis*.

Para el sector costero de la bahía Samborombón, Fidalgo et al. (1973) definen a la Fm. Destacamento Río Salado (FDRS) y Fm. Las Escobas, del Pleistoceno Tardío y Holoceno respectivamente. Posteriormente la primera se asocia como una ambiente particular (lagunas costeras) de la ingesión holocena (Fig. 8.3.B). Fucks et al. (2010) ordenan estratigráficamente estos depósitos a los que agrupan en la Fm Canal Las Escobas compuesta por 4 miembros: Destacamento Río Salado (antigua FDRS) compuesto por sedimentos arenosos a arena limosos de color gris oscuro, cuya máxima posición dentro del continente es en los alrededores del arroyo San Miguel; Mb. Canal 18 formado por sedimentos arenosos con intercalaciones limosas y arcillosas de colores castaños a verdosos, de distribución mantiforme, finamente estratificada y espesores totales de hasta 3 m. El Mb. Cerro de la Gloria, (piso Platense marino de Frenguelli) formado por capas estratificadas inclinando unos 5-10° al ESE, compuestas de conchillas fragmentadas y enteras, y arenas con espesores máximos del orden de los 5 m (Fig. 8.3.A) y el Mb. Canal 15 correspondiente a sedimentos fangosos, verdes a grises, con intercalaciones de conchillas, dispuestos de los cordones litorales hacia el E, asociados a facies regresivas que progresan a marismas.

En el sector atlántico bonaerense, al NE de Mar del Plata, se presentan buenas exposiciones del MIS 1, representado por facies de albufera, barrera y playas, asignadas a la Aloformación Pozo N° 8 (Violante et al., 2001) y facies estuáricas y litorales de la Fm. Mar Chiquita (Schnack et al., 1982).

Al sur de Mar del Plata, las costas altas han impedido en gran medida la depositación de secuencias sedimentarias de este episodio transgresivo, observándose en la desembocadura de los principales cursos de agua, intercalados en los depósitos fluviales.

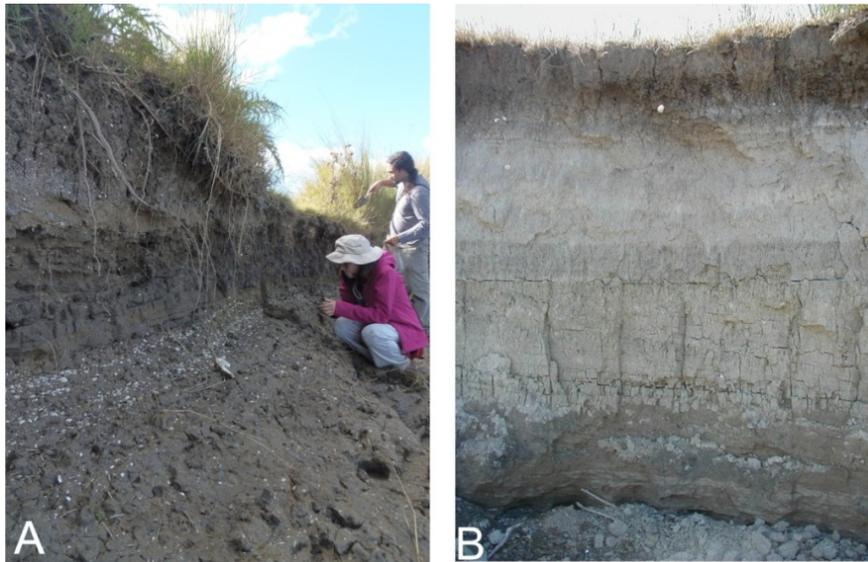


Figura 8 .4: Afloramientos del MIS 1 en Canal 15. A) Mb. Canal 15 de la Fm Canal Las Escobas. B) Mb. Canal 18 de la misma formación.

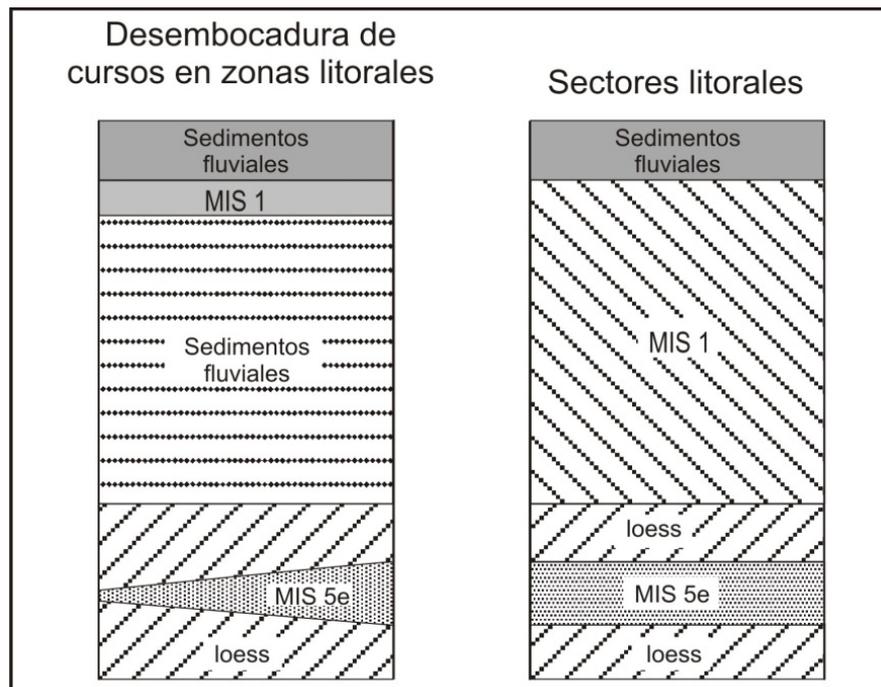


Figura 8 .5. Perfiles representativos que exponen la situación de esta unidad en las zonas costeras y estuáricas.

En cercanías de Bahía Blanca, han sido descriptos cordones de arena y conchilla expuestos a una cota de 6-7 m y secuencias estuáricas atribuidas a la última ingresión postglacial (Gonzalez et al., 1983; Gómez y Perillo, 1985; Farinati, 1985, entre otros).

Al sur de Bahía Blanca (región de San Blas y Delta del Colorado) se han reconocido innumerables depósitos de este episodio transgresivo, asociados a facies intermareales y cordones

litorales con edades radiocarbónicas holocenas (Trebino, 1987; Witte, 1916; Weiler y Gonzalez, 1988; Fucks et al., 2012. Figura 8.6).



Figura 8.6. Crestas de playa en la Isla Jabalí, San Blas. Imagen tomada de Google Earth, DigitalGlobe.

Relación con los cambios globales

El conjunto de estos depósitos guarda una relación directa con las evidencias sobre los cambios cuaternarios del nivel del mar en distintas partes del planeta. Durante el Último Inter-glacial, el nivel del mar alcanzó un máximo global de + 6 m sobre el nivel medio actual (MIS 5e = ca 125.000 años antes del presente) en distintas regiones (Barbados, Bahamas, Molokai en Hawaii, costa oriental de Sudamérica, entre otras, Schnack et al., 2000). Hacia fines de la Última Glaciación (MIS 2 = ca 18.000 años antes del presente) el nivel del mar global descendió entre 120 y 150 m, y grandes extensiones de las plataformas continentales quedaron expuestas. En la plataforma continental Argentina, el nivel del mar se situaba alrededor de los 120 m durante el último máximo glacial (18 ka) a partir de donde su ascenso produjo en forma rápida, a un ritmo de 11 m/1000 años. Este ascenso presenta una correspondencia notable con otras partes del mundo (Guilderson et al., 2000).

En general, puede observarse que en la Argentina existen claras evidencias de eventos transgresivos del Pleistoceno y Holoceno que pueden correlacionarse regional y globalmente, en particular con áreas relativamente estables. Estos eventos han respondido fundamentalmente a las variaciones en el volumen del agua contenida en los océanos debido a los ciclos glaciales e interglaciales. Hasta el momento, no existen evidencias concluyentes que sustenten una influencia tectónica significativa en el desarrollo de los ambientes costeros, al menos en los últimos 120.000 años (Schnack et al, 2005).

La transgresión holocena fue responsable de cambios muy importantes en el margen continental de la región pampeana modelando, en su estabilización a 3-4 m sobre el nivel actual y

posterior descenso, una serie de morfologías que caracterizan diferentes ambientes geomorfológicos de la costa (Fig. 8.1): 1) Barrera del sudeste entrerriano (BSE) que incluye importantes sectores del complejo deltaico del Paraná (DP); 2) Región de Paleoestuarios (RP) correspondiente a los ríos Arrecifes, Areco, de la Cruz, Luján, Escobar, Reconquista y Riachuelo que conformaron estuarios durante la transgresión; 3) Planicie litoral (PLC) con cordones litorales como morfología dominante; 4) Barrera Arenosa Oriental (BAO) (Isla, 2006) con paleoplayas y médanos, dejando hacia el continente extensos humedales; 5) Región de Acantilados (RA) los que en su mayoría son y fueron activos durante la transgresión; 6) Barrera Arenosa Austral (BAA) (ídem) compuesta por depósitos litorales y medanosos montados sobre antiguos acantilados; 7) Estuario de Bahía Blanca (EBB) representado por llanuras de mareas y cordones de tormenta; 8) Delta del Colorado (DC), 9) Región de Islas de Barrera (RIB) donde se destacan llanuras de mareas, cordones litorales holocenos e islas y 10) Barrera Arenosa de Patagones (BAP) (ídem) representada fundamentalmente por un importante campo de médanos.

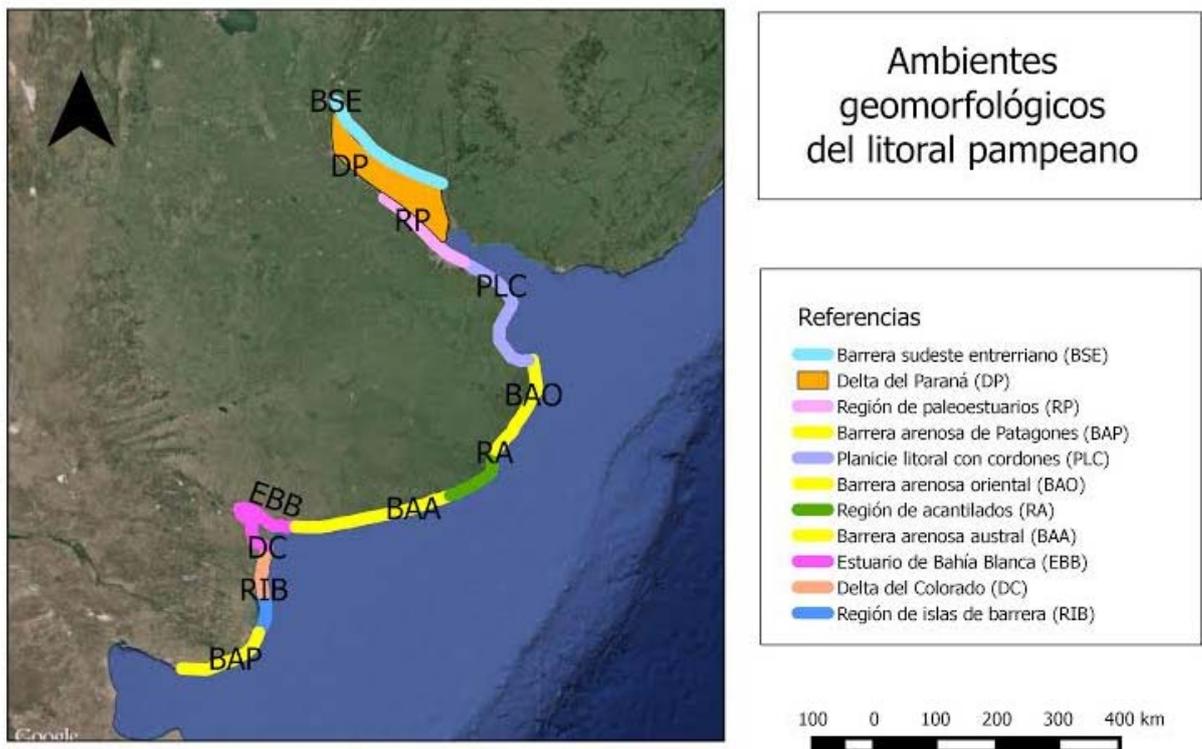


Figura 8 .7. Diferentes ambientes geomorfológicos del litoral pampeano. Imagen DigitalGlobe, Google Earth

Estos ambientes están expuestos actualmente a procesos de erosión y acreción que fluctúan según diversos factores relacionados a dinámicas fluvio-marinas y modificaciones antrópicas. Sectores de acreción (ver cuadro 1) pueden identificarse en el Delta del Paraná (DP), asociado al aporte sedimentario de los ríos Paraná y Uruguay; en Punta Rasa, que constituye una espiga de crecimiento hacia el norte debido a la deriva litoral, aunque se registra en los últimos años

un aumento del ritmo de erosión (Dragani et al., 2014), y Pinamar, encontrándose estas dos últimas zonas dentro de la Barrera Arenosa Oriental (BAO). En cambio, se registra un retroceso de la línea de costa (ver cuadro 1) en otras localidades como Santa Teresita, San Bernardo y Villa Gesell ubicadas sobre esta barrera, relacionado a que las urbanizaciones se han emplazado sobre las dunas costeras, rompiendo el equilibrio de la playa. También en Mar Chiquita, cuya costa fue afectada, entre otras causas, por la disminución de transporte de sedimentos por la deriva litoral provocada por la construcción de la escollera sur del puerto de Mar del Plata; sectores de General Pueyrredón (RA), con retroceso de acantilados, y localidades sobre la Barrera arenosa austral (BAA), como Quequén, donde la escollera del puerto interrumpe la deriva litoral O-E (Kokot y Otero; 1999; Del Río et al., 2004).

Sector	Ritmo de erosión (-) acumulación (+) (m/año)	Referencia
Delta del Paraná	+50 a +70	Codignotto y Marcomini, 1993
Punta Rasa	-7,7 a +12	Schnack y O'Neill, 2002
Santa Teresita	-2,3 a +0,9	Schnack y O'Neill, 2002
San Bernardo	-2,1 a 0,7	Schnack y O'Neill, 2002
Pinamar	-1,1 a +4,4	Schnack y O'Neill, 2002
Villa Gesell	-7 a +4	Isla et.al., 1998
Mar Chiquita	-7	Isla, 1997
General Pueyrredón	-1	Alvarez y Ferrante, 1980
Quequén	-0,5 a -1	Cortizo e Isla, 2000

Cuadro 1. Ritmos de erosión y acumulación costera en la provincia de Buenos Aires (Isla y Bértola, 2005).

Bibliografía

- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 6: 1-1027.
- Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. Anales del Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires. Serie 3, 10: 343-428.
- Cavallotto, J.L. 1995a. Evolución geomorfológica de la llanura costera ubicada en el margen sur del Río de la Plata. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 237 p., La Plata.
- Cavallotto, J.L. 1995b. Evolución de la topografía del sustrato del Holoceno del "Río de La Plata". IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1: 223-229, Junín.
- d'Orbigny, A.D. 1842. Mollusques. En: C. P. Bertrand (Ed), Voyagedans l'Amerique Meridionale (Le Bresil, La Republique Orientale de L'Uruguay, La Republique Argentine, La Patagonie,

- La Republique du Chili, La Republique de Bolivia, La Republique du Perou), executependant les annees 1826, 1827, 1828, 1829, 1830, 1831, 1832 et 1833. Chez VeLevrault, Paris.
- Darwin, C. R. 1846. Geological observations on South America. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836. Londres: Smith Elder and Co.
- Del Río, J.L., López de Armentía, A., Alvarez, J.R.;Bó, M.J.,Martinez Arca, J. y Camino, M. 2004. Erosión costera por inducción antrópica en Quequén- Costa Bonita, provincia de Buenos Aires, República Argentina. 4° Congreso Uruguayo de Geología y 2° Reunión de Geología Ambiental y Ordenamiento Territorial, Actas en CD.
- Dragani, W, Codignotto, J., Romero, S., Molina, S., Alonso, G.,Bacino, G., Martin, P. 2014.Evolución geomorfológica de Punta Rasa, Pcia. de Buenos Aires, Argentina. Revista Museo Argentino Ciencias Naturales 16(2): 107-113.
- Farinati, E.1985. Radiocarbon dating of Holocene marine deposits, Bahía Blanca area, Buenos Aires Province, Argentina. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 3: 197-206.
- Fidalgo, F., Colado, U.R. y De Francesco, F.O..1973. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-240, Carlos Paz.
- Fray, C. y Ewing, M.1963. Pleistocene sedimentation and fauna of the Argentine Continental shelf. I. Wisconsin sea level as indicated in Argentine Continental Shelf Sediments. Proceedings Academy of Natural Sciences of Philadelphia 115, 6:113-126, Philadelphia.
- Frenguelli, J.1937 Apuntes sobre el interensendense del subsuelo de Buenos Aires. Notas del Museo de La Plata, 2 (4): 110-123.
- Frenguelli, J.1946. Grandes Unidades Físicas del Territorio Argentino. En Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) (eds.) Geografía de la República Argentina. Tomo 3: 5-114, Buenos Aires.
- Frenguelli, J.1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la Provincia de Buenos Aires. LEMIT, Serie 2(33): 1-72, La Plata.
- Frenguelli, J.1957. Neozoico. En Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) (eds.) Geografía de la República Argentina. GAEA 2(3): 1-218, Buenos Aires.
- Fucks, E. 2005. Estratigrafía y geomorfología en el ámbito del curso inferior del Río Luján, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP. Inédito.
- Fucks, E. y De Francesco, F.O. 2003. Ingresiones marinas al norte de la ciudad de Buenos Aires. Su Ordenamiento Estratigráfico. 2° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 101-103, San Miguel de Tucumán.
- Fucks, E., Schnack E. y Aguirre, M. 2010. Nuevo ordenamiento estratigráfico de las secuencias marinas del sector continental de la bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires. Revista Asociación Geológica Argentina 67:27-39.

- Fucks, E., Charó, M. y Pisano, F. 2012. Aspectos estratigráficos y geomorfológicos del sector oriental patagónico bonaerense: *Revista de la Sociedad Geológica de España* 25 (1-2), 29-44.
- Gómez, E. y Perillo G. 1985. Geomorfología del área externa al canal Bermejo (estuario de Bahía Blanca).
- González, M.A., Panarello, H., Marino, H. y Valencio, S. 1983. Niveles marinos del Holoceno en el estuario de Bahía Blanca (Argentina). Isótopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleoambientales. *Actas Simposio oscilaciones del nivel del mar durante el último hemicycle de-glacial en Argentina, Mar del Plata*, 48-69.
- Guilderson, T. Burckle, L., Hemming, S. y Peltier, W. 2000. Late Pleistocene sea level variation from the Argentine shelf. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems.*, 1, 12.
- Ihering, H. von. 1907. Les Mollusquesfossiles du Tertiaire et du Cretacesuperieur de l' Argentine. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires, serie 3*: 1-611.
- Isla, F. 2006. Erosión y defensa costeras. En Isla, F. y Lasta, C. (Ed.) *Manual de Manejo costero para la Provincia de Buenos Aires*. Universidad Nacional de Mar del Plata: 125-147, Mar del Plata.
- Isla, F. y Bértola, G. 2005. Litoral Bonaerense. En Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M., Llam-bías, E. (edit.) *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso geológico Argentino, capítulo XVI*: 265-276, La Plata.
- Isla, F., Rutter, N., Schnack, E. y Zárate, M. 2000. La trasgresión Belgranense en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. *Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales* 1: 3-14.
- Kokot, R. y Otero, M. 1999. Factores Ambientales y de Riesgo Geológico en el área costera de Puerto Quequén, provincia de Buenos Aires. *Asociacion Argentina de Geologia aplicada a la Ingenieria*. Vol. 13, pág. 87.
- Parker, G., Violante, R., Costa, P., Marcolini, S., Paterlini, C. y Cavallotto, J. 1990. Evolución de la región costera del este bonaerense durante el Pleistoceno superior. *International Symposium on Quaternary Shorelines: Evolution, Processes and Future Changes, IGCP Project 274*: 51-52, La Plata.
- Rusconi, C. 1931. Restos de mamíferos fósiles hallados en las excavaciones del nuevo Mercado de Abastos Proveedor de la Capital Federal. *La Ingeniería* 35 (7): 501-508.
- Rutter, N., Radtke, U y Schnack, E. 1990. Comparison of ESR and amino acid data in correlating and dating quaternary shorelines along the Patagonian coast, Argentina. *Journal of Coastal Research* 6(2): 391-411.
- Rutter, N., Schnack, E., Río, J., Fasano, J., Isla, F. y Radtke, u. 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 8: 213-238.
- Schellmann, G., Wenzens, G., Radtke, U., Trombotto, D., Zárate, M. y Schnack, E. 2000. Landscape Evolution of Southern Patagonia. *Geodesy, Geomorphology and Soil Science, SH1*: 63-68.

- Schnack, E., Isla, F., De Francesco, F. y Fucks, E. 2005. Estratigrafía del Cuaternario Marino Tardío en la Provincia de Buenos Aires. En De Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías E. (eds.) Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires, 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 159-182, La Plata.
- Trebino, L. G., 1987. Geomorfología y evolución de la costa en los alrededores del pueblo de San Blas, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42: 9-22
- Tricart, J. 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. INTA, Colección Científica, 12: 202 p., Buenos Aires.
- Violante, R.A., Parker, G. y Cavallotto, J. 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56(1): 51-66.
- Weiler, N. y González, M., 1988. Evidencias Paleoeustáticas del Pleistoceno tardío y Holoceno en el área de Laguna De Sotelo (Provincia De Buenos Aires). Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas II: 453-460, Bahía Blanca.
- Witte, L. 1916. Estudios geológicos de la región de San Blas. Revista del Museo de La Plata XXIV, serie II, La Plata.
- Zárate, M., Bayón, C. y Flegenheimer, N. 2009. Tiempo, paisaje y ocupaciones humanas de la localidad El Guanaco. IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, La Plata.

Capítulo IX

Depósitos eólicos arenosos

Mariana A. Gutiérrez y Betina S. Rodríguez

La región central del territorio nacional, entre los paralelos de 32° y 40 ° de latitud sur, se haya cubierto por un potente manto eólico que se extiende desde la cordillera de los Andes hasta la costa oriental por más de 400 km. Estos depósitos eólicos cuaternarios caracterizan la cubierta sedimentaria de lo que Leanza (1972) y Turner (1979-80), denominaron, provincias geológicas Llanura Chaco-Bonaerense y Sierras Pampeanas.

Estos depósitos corresponden a secuencias depositacionales generadas principalmente en el Pleistoceno y Holoceno, relacionados con los eventos glaciares que incluyen depósitos eólicos arenosos representados por sistemas medanosos, mantos y campos de arena y loess (estos últimos descritos en el capítulo IV). Se observan en las provincias de La Rioja, San Juan, Mendoza, San Luis, sur de Córdoba y Santa Fe, La Pampa, noroeste y litoral Bonaerense. (Figura 9.1).

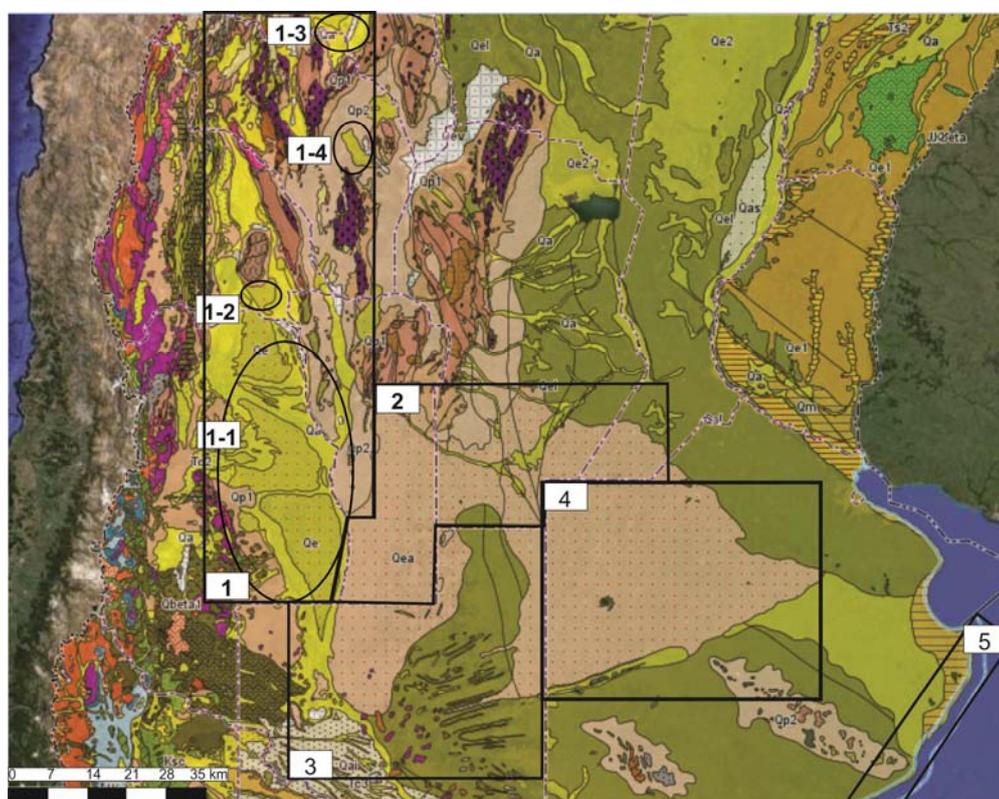


Figura 9.1: Distribución de los depósitos eólicos arenosos de la República Argentina. Imagen tomada y modificada del sitio www.sig.segemar.gov.ar

Trataremos en detalle cada uno de los ambientes de la República Argentina donde encontramos depósitos eólicos arenosos.

1. Depósitos eólicos arenosos de la provincia de Mendoza, San Juan, Catamarca y La Rioja.
 - 1-1 Campo de dunas eólicas de la Planicie Sanrafaelina (Mendoza).
 - 1-2 Campo eólico de Médanos Grandes (San Juan).
 - 1-3 Campo eólico de La Rioja.
 - 1-4. Campo eólico Catamarca.
2. Cubierta eólica arenosa de Santa Fe, San Luis y Córdoba.
3. Ámbito de la provincia de La Pampa.
4. Ámbito de la Provincia de Buenos Aires.
5. Ámbito Costero Bonaerense.

1. Depósitos eólicos arenosos de la provincia de Mendoza, San Juan y La Rioja.

En este campo se desarrollan geformas de variada envergadura y morfología.

1-1. Campo de dunas eólicas de la Planicie Sanrafaelina o depresión de la Travesía (Polanski, 1954).

Aquí se destacan enormes campos de dunas, que fueron estudiados por Polanski, (1954b, 1963), González Díaz y Fauqué, (1993); Rodríguez y Barton, (1993); Krömer, (1996), Tripaldi et al., (1998); Tripaldi, (2002), Zárate, (2002); Tripaldi y Limarino, (2004) y Tripaldi, (2010) trabajo que se ha tenido en cuenta para esta recopilación. Estos campos de dunas se ubican en la región del piedemonte cordillerano al sur de la provincia de Mendoza y ocupan una superficie de 25.000 km² y de norte a sur son; Médanos de Telteca, Médanos de la Travesía, Médanos de los Naranjos, Pampa de la Varita, Médanos de Picardo y Médanos del Nihuil (Figura 9.2).

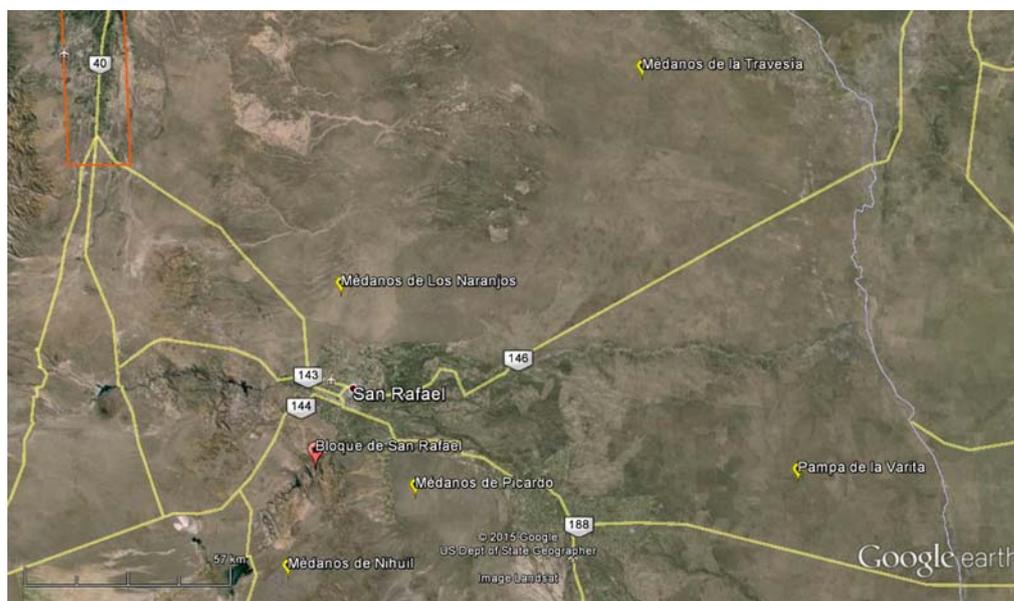


Figura 9.2: Campos de dunas de la Planicie Sanrafaelina (Tripaldi, 2010).

1.1.A) Médanos de Picardo: cubre el sur y oeste del río Atuel entre los 34°45'O y 35°05'S. Es uno de los campos más importantes de la región. Se trata de una zona elevada cubierta por dunas transversales de gran envergadura con distintas orientaciones formado por cuatro sistemas superpuestos de dunas (Figura 9.3).

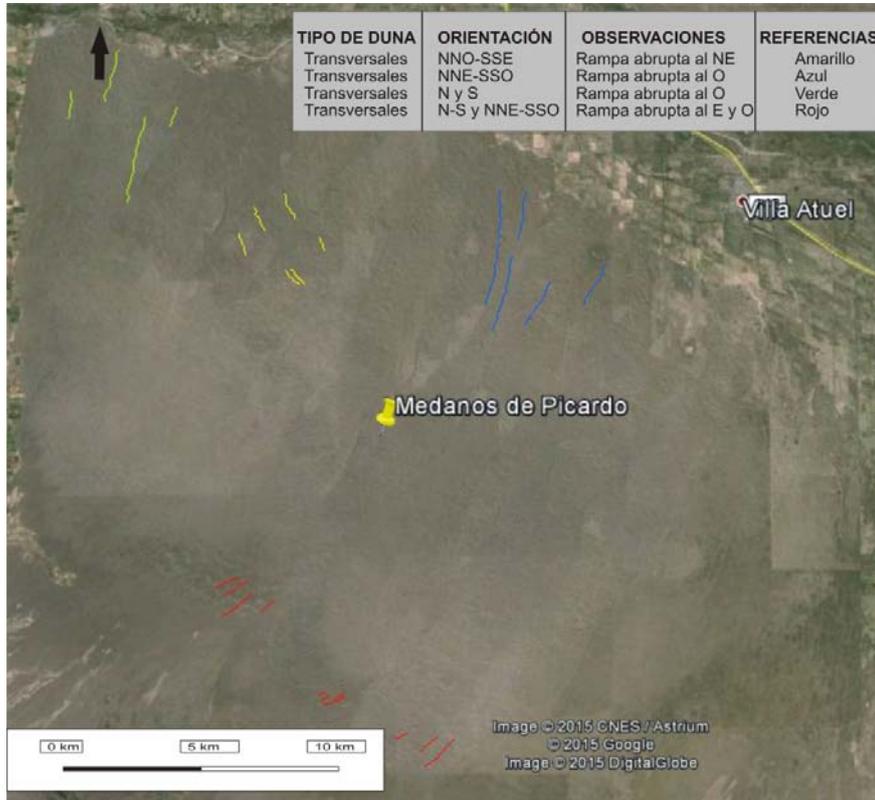


Figura 9.3: Corresponde a los campos de dunas de Médanos de Picardo.

1.1.B) Médanos de la Travesía: Según Tripaldi, (2010) este sistema está formado por dunas transversales NNO-SSE en la zona occidental, aproximadamente entre los 68° y 67° de longitud oeste y dunas longitudinales hacia el este con una orientación NO-SE. En ambos casos son de baja altura (entre 2 y 4 mts), observándose en la zona central, superpuesto a las dunas an-

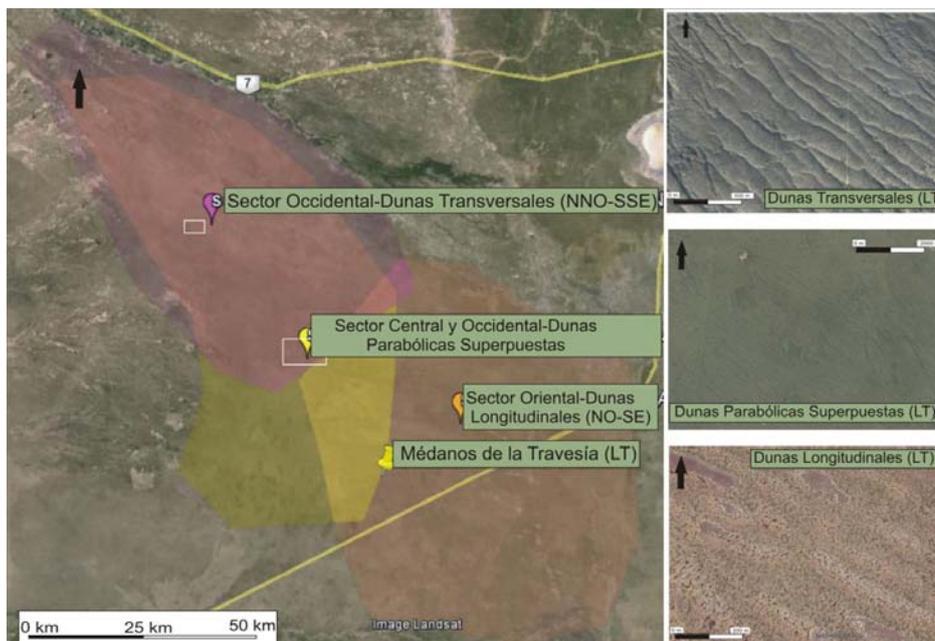


Figura 9.4: Campo de dunas de Médanos de La Travesía. Imágenes tomadas y modificadas de Google earth, Digital Global

teriormente descritas, hoyos de deflación (Blowout dunes) y dunas parabólicas compuestas (coalescencia de varias dunas parabólicas). La mejor preservación de las dunas longitudinales en comparación con las dunas transversales podría indicar una edad más joven para las primeras, mientras que, las dunas parabólicas resultarían las geoformas eólicas más recientes del sistema eólico de Médanos de la Travesía, al aparecer superpuestas al resto de las dunas descritas. (Figura 9.4 y cuadro 1).

MÉDANOS DE LA TRAVESÍA Y PAMPA DE LA VARITA	TIPO DE DUNA	ORIENTACIÓN	OBSERVACIONES
	TRANSVERSALES	NNO – SSE	RAMPA ABRUPTA AL NE
	LONGITUDINALES	NO - SE	RAMPA ABRUPTA AL E y O
	PARABÓLICAS	NO - SE	NARIZ AL NO

Cuadro 1: Caracterización de las dunas del Campo de La Travesía y Pampa de la Varita.

1.1.C) Pampa de la Varita: hacia el sur del río Diamante, continúa el sistema eólico de dunas transversales, longitudinales y parabólicas antes descrito. En esta zona la cubierta eólica resulta más discontinua, alternando con cauces y paleocauces fluviales, en tanto la morfología de las dunas se halla en promedio menos preservada que al norte del río Diamante. Las dunas transversales son más frecuentes en la zona occidental de la Pampa de la Varita y las longitudinales hacia el este, en las inmediaciones del curso fluvial Desaguadero-Salado (Figura 9.5).

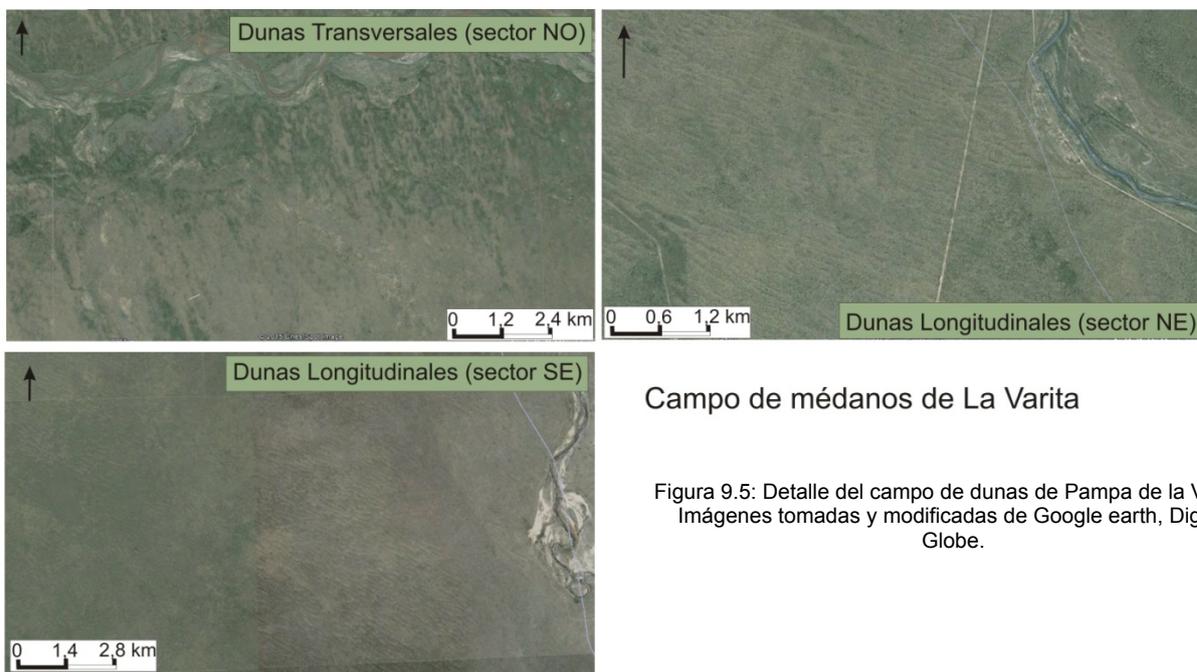


Figura 9.5: Detalle del campo de dunas de Pampa de la Varita. Imágenes tomadas y modificadas de Google earth, Digital Globe.

1.1.D) Médanos de los Naranjos: se desarrolla al norte de la ciudad de San Rafael, limitado por los arroyos La Hedionda y Agua del Chanco, al sur y por el Arroyo Agua de las peñas, al norte. En el oeste las acumulaciones eólicas pasan transicionalmente a depósitos aluviales del piedemonte del Bloque de San Rafael. Hacia el este las dunas se extienden como una cubierta mayormente continua hasta el río Desaguadero (Médanos de la Travesía) aunque aproximadamente a partir de los 68° de longitud oeste, las geoformas eólicas se hacen más discontinuas

y de menor relieve. Médanos de los Naranjos está formado por dunas transversales, las cuales se hallan modificadas y parcialmente erosionadas por procesos aluviales. Las dunas de mayores dimensiones, megadunas o draas, aparecen hacia el oeste (figura 9.6, polígono verde) con crestas de azimut NE-SO, alcanzando alturas de hasta 4 m. En la porción central (figura 9.6, polígono azul) se observan dunas transversales menores (entre 5 y 20 m de altura), cuya distribución difiere de las anteriores pues su orientación es NO-SE. Existe una zona (figura 9.6, polígono rojo) donde ambos trenes se hayan sobreimpuestos. En la región oriental, las dunas transversales adquieren gran representación.

En relación con la edad del sistema eólico Médanos de los Naranjos, al analizar sus georformas puede apreciarse que las dunas de crestas orientadas al NE-SO (figura 9.6. polígono verde) tienen su morfología menos preservada al tiempo que aparecen truncadas por las dunas alineadas al NO-SE (figura 9.6. polígono azul). De esta forma las primeras resultarían relativamente las más antiguas de este campo de dunas. Posteriormente, durante un episodio subsiguiente de sedimentación, se habrían formado las dunas transversales (figura 9.6. polígono amarillo) que cubren la mayor parte del sistema eólico y apareciendo aún sobre las anteriores. Similar cronología fue también señalada por Sepúlveda et al., (2001).

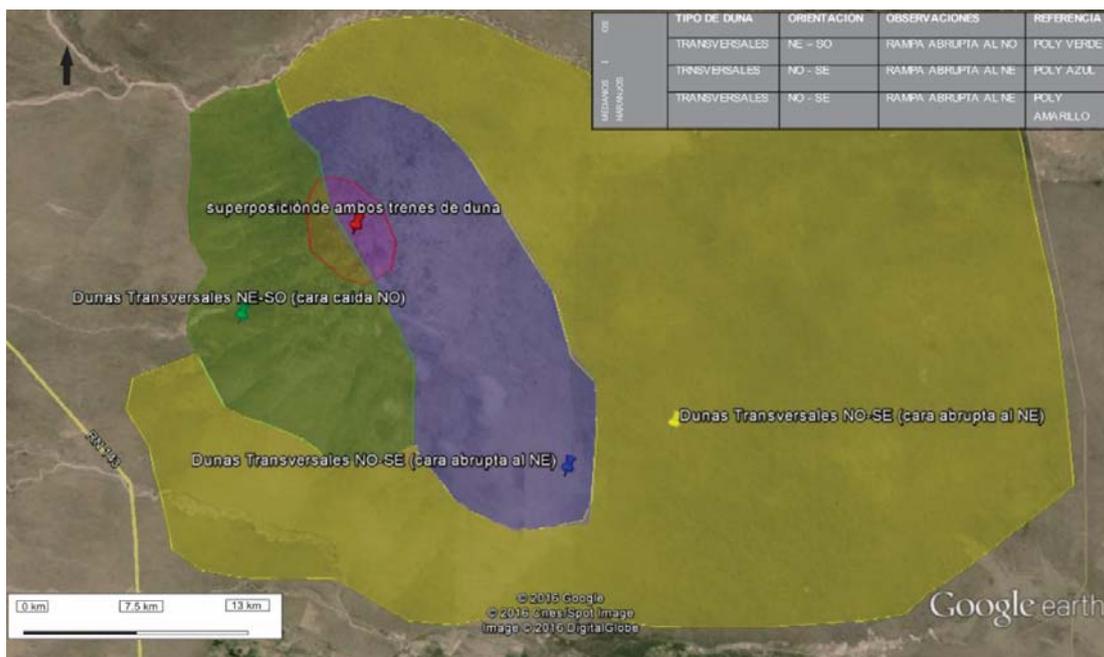


Figura 9. 6: Detalle del campo de dunas de Médanos de los Naranjos.

Tripaldi, (2010) concluye que las georformas más antiguas de la planicie Sanrafaelina estarían asociadas con las condiciones climáticas existentes durante el Pleistoceno Tardío (Último Máximo Glacial; Sepúlveda et al., (2001); Zárate, (2002)). Durante este período las condiciones de aridez fueron tan extremas y el aporte de sedimentos arenosos de origen fluvial tan abundantes, que las extensas planicies de inundación de los sistemas fluviales y la cubierta vegetal tan escasa, posibilitaron el desarrollo de grandes campos de dunas. Dataciones OSL de arenas eólicas asociadas con el campo de dunas de Médanos de los Naranjos indican edades de deposición entre 22 y 14 Ka (Tripaldi et al., 2010). Posteriormente a este importante episodio de

formación de dunas, se habrían producido reactivaciones eólicas durante el Holoceno, que retrabajaron parte de la cubierta sedimentaria y formaron nuevas dunas. Por último, cabe mencionar, que la sedimentación eólica de la planicie sanrafaelina habría sido concomitante con la deposición de loess en el este de Argentina (Zárate, 2003; Kemp et al., 2006; Zárate et al., 2009) y de arenas eólicas en otros campos de dunas del centro oeste de Argentina (Tripaldi y Forman, 2007).

El desarrollo de una extensa cubierta vegetal ha conducido a la estabilización de estos rasgos geomorfológicos al no permitir el libre transporte de los granos de arena por el viento, por lo que puede considerarse que estos campos de duna se encuentran mayormente inactivos. Por su parte, la ausencia de una red de drenaje bien integrada, el carácter efímero de la mayor parte de ellos y la presencia de abundante vegetación ha determinado que la morfología de las dunas se encuentre parcialmente preservada.

1-2. Campo eólico de Médanos Grandes, San Juan.

Este campo de dunas intermontano fue estudiado por Tripaldi (2010); Zárate y Tripaldi (2012), entre otros. Se desarrolla al SE de la Sierra de Pie de Palo e involucra varios patrones de dunas y megadunas de diferentes tipos y tamaños. Generalmente exhiben patrones con formas de semilunas con dunas más pequeñas superpuestas. Valiéndonos de los trabajos antes citados, se resume que las geoformas dominantes son dunas transversales (con crestas asimétricas) con caras de caída hacia el NNE en el sector norte del campo eólico, mientras que en la zona sur la cara de caída está orientada hacia el SSW. Lo que indica direcciones totalmente opuestas en uno y otro sector. Dunas blowout se presentan en el sector central de este gran campo eólico. Otro patrón de dunas está presente en el sistema e involucra a las dunas lineales con orientación N-S a NW-SW.

Aquí la actividad eólica según dataciones de Tripaldi y Forman (2007) fue predominante durante el Holoceno (4.3-2.1 y 0.6-0.4 Ka).

Los vientos principales han actuado del sur-suroeste; las dunas presentan una cobertura vegetal dispersa de arbustos y pastos cortos viéndose dificultado, en estos sectores, el transporte de arena por acción del viento (Figura 9.7).



Figura 9.7: Campo de dunas de Médanos Grandes, provincia de San Juan.

1-3. Campo eólico de La Rioja

Este campo de dunas intermontano desarrollado al NO de Patquía estudiado por Fucks y colaboradores (2014) corresponde a dunas lineales simples (Figura 9.8) con dirección inicial SSE-NNO cambiando a SE-NO. Estas morfologías tienen una longitud de máxima de 15 km, una distancia entre crestas de 140 y 200 m y una altura de 10 m entre el seno y la cresta. Se presentan suavemente curvados, presentando un marcado paralelismo y bifurcaciones. Están constituidos por arenas medianas a finas, castaño amarillentas, recostadas sobre el borde S de la Sierra de Velasco, en la actualidad, totalmente estabilizadas por la vegetación. Su origen está vinculado a las acumulaciones fluvio lacustres del barreal que se desarrollaba en la zona de Patquía, por los cursos Bajos de Santa Elena y Catinzaco, los que forman abanicos distales. Estos depósitos, con vientos del SE y condiciones de clima más áridos que los actuales, deflacionaron las arenas, depositándolas a sotavento (Fucks et al., 2014).



Figura 9.8: Campo de dunas longitudinales. Sierra del Velasco, provincia de La Rioja.

De acuerdo a las edades numéricas obtenidas de otros campos medanosos de la región de cuyo, podrían estar asociados con condiciones de clima más extremo vinculados a la última glaciación (Sepúlveda et al., 2001; Zarate, 2002; Tripaldi et al., 2010), con probables reactivaciones durante episodios áridos del Holoceno como ha ocurrido en sectores aledaños (Gil et al., 2005).

1-4. Campo eólico de Farallón Catal, Catamarca.

Se trata de un set de dunas trepadoras generadas por vientos constantes del E-O apoyadas sobre la unidad Farallón Catal que fueron objeto de estudio de Rivelli y Armata (2015). Según estos autores, las dunas se forman con la arena derivada del haloclastismo, provocado por las sales del salar del Hombre Muerto emplazado al SO del campo eólico. El proceso de haloclastismo afecta a las rocas dacíticas sobre las que se genera dicha geoforma (Figura 9.9).



Figura 9.9: Campo de dunas de Farallón Catal, provincia de Catamarca.

2. Cubierta eólica arenosa de Santa Fe, San Luis y Córdoba.

Iriondo (1990, 1994) e Iriondo y Kröhling (1995 y 1996) denominaron Sistema Eólico Pampeano a las arenas, limos arenosos y limos que cubren el territorio pampeano desde San Luis, Santa Fe y Córdoba hasta la porción noroeste de la provincia de Buenos Aires. El Sistema Eólico Pampeano es una cubierta sedimentaria formada por el mar de arena central y una faja periférica de loess que se formó durante la primera parte de la última glaciación pleistocena retrabajado durante fases climáticas posteriores. Santa Fe, San Luis y Córdoba están principalmente tapizadas por lo que Iriondo (op. cit.) denominó faja periférica de loess que será tratada en otro capítulo. Pero existen, sin embargo, áreas donde encontramos evidencias del mar de arena pampeano (sensu Iriondo) como en el extremo sur de Santa Fe, San Luis, en la por-

ción sureste de Córdoba y Oeste bonaerense. En la provincia de Córdoba, según Tripaldi, (2012) se observan dunas discontinuas rodeadas por mantos eólicos. Tripaldi y Forman (2007) revelan dos ciclos de sedimentación de las arenas eólicas. Un ciclo inferior acumulados durante el Pleistoceno tardío (33-27Ka) y el superior con rasgos de acreción y migración de duna durante los primeros tiempos del siglo XX (65-95 Años AP). Para el ciclo inferior Ramonell y La-trubesse (2010) asignan una edad OSL de 41.4 Ka a las dunas lineales del sur de San Luis y 16.7 Ka a las dunas parabólicas (Figura 9.10).

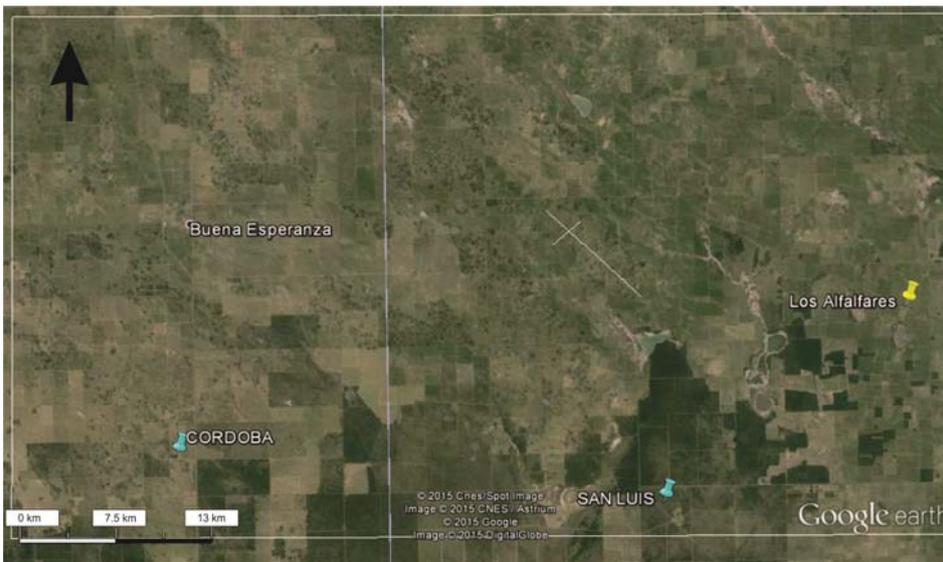


Figura 9.10: Corresponde al campo de dunas de SW de San Luis y SE de Córdoba.

Durante el Último Máximo Glacial (18.000 años) cuando las condiciones imperantes eran frías y secas, el sur de Santa Fe formaba parte del Mar de arena pampeano de Iriondo (op. cit.). El campo de dunas, hoy en día bastante desdibujado, por la acción fluvial está compuesto por arenas finas y muy finas con espesores de 10 m como los que se alcanzó por perforación en Teodolina, departamento de General López (Fig. 9.11).

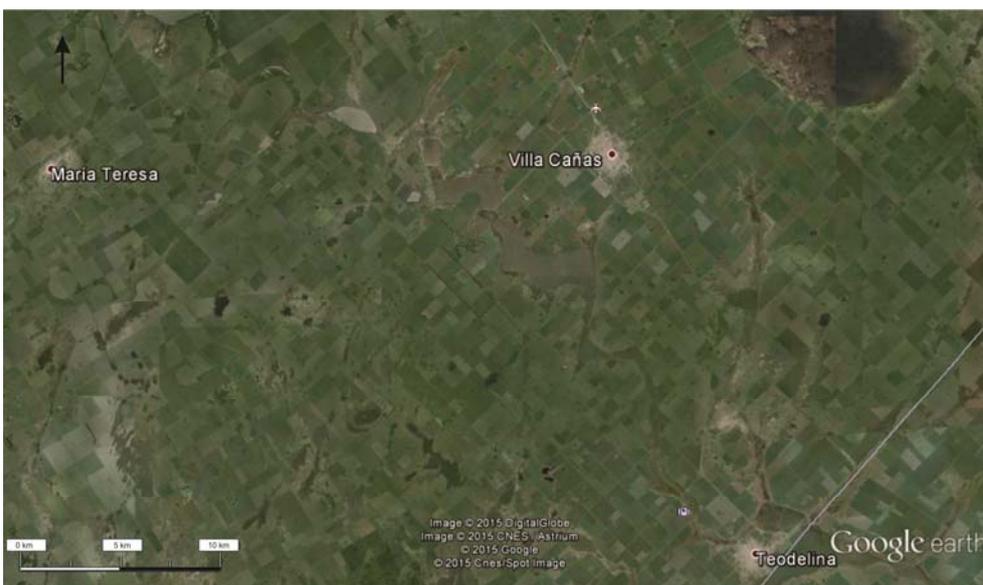


Figura 9.11: Corresponde al campo de dunas del sur de Santa Fe.

La sedimentación de esta región fue objeto de estudio principalmente de Iriondo y Krohling. Según éstos autores la columna estratigráfica para este ámbito está constituida por la Formación Carcarañá que fuera definida por Krohling (1998,1999), siendo la principal unidad de origen eólico resultado del retrabajo de las dunas longitudinales del E14 (80-65 Ka) período donde se formó el mar de arena pampeano. Por encima y en discordancia erosiva, se encuentra la Formación Teodelina generada por la formación de dunas posteriormente disipadas por eventos semiáridos. En las márgenes de la Laguna Sastre se encontraron dentro de esta Formación restos de *Lama guanicoe* y *Ctenomys* sp; por lo que se ha deducido que dicha formación ha sido depositada durante el Último Máximo Glacial (E12), hoy disipadas en uno o más episodios subhúmedos. Esta unidad en el ámbito de la provincia de San Luis es denominada Formación Nahuel Mapá, con *Megatherium americanum*, de edad Mamífero Lujanense (Pleistoceno superior).

Por encima y en discordancia erosiva aparece la Fm. Carlos Tejedor (loess del Pleistoceno superior) afectada por pedogenésis. Se correlaciona con la parte superior de la Formación Tezanos Pinto, que fuera depositado durante el pulso seco del Pleistoceno superior –Holoceno temprano (14-8.5 Ka). La Formación San Gregorio compuesta por arenas sueltas finas y muy fina es el depósito formado durante el período seco del Holoceno superior (3.5-1.4 Ka) con restos de fauna actual sudamericana (*Lama glama guanicoe*, *Eudromia elegans*, *Lagostomus maximus*, *Ctenomys* sp). Dicha unidad en el ámbito de la provincia de San Luis se correlaciona con la Formación Sayapé, que en su techo fueran encontrados restos arqueológicos datados en 1200 años AP. Los vientos que han actuado en la formación de esta unidad han sido más débiles que los del UMG y no penetraron hacia el norte.

Sobre estas dunas se ha depositado en forma discontinua e irregular una capa eólica del miembro Seré correspondiente a la Pequeña Edad de Hielo (período colonial); compuesta por arena muy fina y bien seleccionada, con pedogenésis incipiente en la parte superior del perfil. La Formación Estancia Los Pocitos es la secuencia sedimentaria correspondiente a la PEH que aflora en la pcia. de San Luis e integra las arenas de los médanos vivos y médanos no disipados cubiertos por vegetación que caracterizan el relieve de la provincia hasta aproximadamente los 34° de latitud sur.

3. Ámbito de la provincia de La Pampa

Otra de las regiones del territorio nacional cubiertas por estos depósitos es la provincia de La Pampa; en la cual grandes áreas son tapizadas por depósitos eólicos arenosos conocidos en la literatura geológica como Formación Meaucó (Giai, 1975). Groeber y Tapia (1933) y Tapia (1935, 1937) fueron los pioneros en referirse a estos depósitos, a los que llamaron Médano invasor, mientras que Cannelle (1950) propuso el término “médanos fluvio-eólicos”. Otra denominación utilizada para hacer referencia a estos depósitos es Formación La Movediza, propuesta por Zetti (1964). Melchor y Llambías establecieron formalmente la denominación propuesta por Giai (1975) Formación Meaucó. Varios autores en sus numerosos trabajos de la zona pampeana, también mantienen esta denominación.

Según Giai (1975) estos sedimentos consisten en arenas de color pardo rojizo, con madurez textural, aunque no composicional, sin evidencias de cambios texturales desde la base al techo del depósito. Tullio (1981) las describió como arenas de color pardo rojizo, con buena selección e inmaduras composicionalmente, con alta concentración de componentes volcánicos, como también lo señalaran Vilela y Riggi (1953). Tullio (1981) considera que en su área tipo, la Zona de Meaucó la Formación alcanza un espesor de 15 metros.

Para Szelagowski (2003) existe una gran variedad litológica, con aporte probable de rocas ígneas (ácidas a básicas) metamórficas y piroclásticas. La variabilidad litológica se atribuye posiblemente a tres factores: 1) aporte distal de material aluvial transportado por el sistema fluvial Bermejo-Desaguadero-Salado-Curacó, 2) aporte distal de material piroclástico de caída y 3) aporte de material proveniente de los afloramientos de rocas basálticas, plutónicas y metamórficas, asociados con varios ciclos orogénicos. Como resultado, los sedimentos analizados provendrían de áreas de aporte cuyos marcos tectónicos corresponden al de un orógeno reciclado-arco volcánico y a un margen continental activo (Szelagowski 2003).

Las arenas de esta unidad se encuentran distribuidas en todo el territorio pampeano; ya sea caracterizando el campo de arena (figura 9.12), como a la arena que está restringida a los valles transversales que atraviesan la provincia de La Pampa (figura 9.13). Otra forma de presentarse estos depósitos es tapizando la costra calcárea en la planicie estructural y los numerosos bajos de la región (figura 9.14).



Figura 9.12: Imagen superior tomada desde la ruta 14 hacia el oeste camino hacia la localidad de Victorica. Imágenes inferiores detalle de las geoformas eólicas del campo de arenas (dunas parabólicas).

Iriondo y Kröhling (1995) estimaron que la formación del “Mar de Arena Pampeano”, del que esta unidad forma parte, se habría producido entre los 77.000 años y 60.000 años AP, es decir durante el Pleistoceno superior. Iriondo y Kröhling (1996) identificaron tres miembros dentro del ciclo superior, atribuibles respectivamente al Periodo seco del Holoceno superior (3500 – 1400 AP); a la Pequeña Edad de Hielo (Época Colonial post-conquista) y al siglo XIX – XX como producto de deflación de origen antrópico. Estas subdivisiones litoestratigráficas del ciclo superior no pudieron ser reconocidas por Szlagowski (2003) ni durante las tareas de campo desarrolladas por Gutierrez (en edición) para el levantamiento de la Hoja Geológica Victorica 3766-II, 1:250.000 del Servicio Geológico Minero Argentino. Las evidencias sugieren que la generación del ciclo superior de dunas es el producto de la removilización de los depósitos del ciclo inferior a causa de prácticas generadas por el hombre (extracción de la cubierta vegetal- caldenal- que favorece la deflación y la removilización de los sedimentos) además de las sequías intensas que afectaron al área durante las décadas del '30 y '40 (Suriano y Ferpozzi, 1993). En lo que respecta a la edad del ciclo inferior, por la existencia de restos óseos de *Megatherium americanum* descubierto por Zetti (1964) en los niveles inferiores en la cantera de Toay pudieron inferir que el proceso de sedimentación se inició al menos durante el Pleistoceno tardío y fue activo durante todo el Holoceno hasta la actualidad. Según Zárate y Tripaldi, 2012, en las inmediaciones de la ciudad de Santa Rosa, restos fósiles de *Megatherium* sp se han recuperado de la sección inferior de los depósitos eólicos, sugiriendo edades de Pleistoceno tardío. Mientras que en el valle Argentino - Utracán se han datado episodios eólicos OSL durante el Holoceno medio y muy recientemente (últimos 100 años).

Para Canelle (1950), estos sedimentos fueron originados a partir del transporte primario de arenas del Sistema Atuel-Salado-Chadileuvú y luego distribuidos a su actual emplazamiento por los vientos del oeste, probablemente en un ciclo eólico correspondiente a un período glacial seco, interpretación con la que se concuerda, al igual que Zarate (2003) y Szlagowski (2003).

La acción eólica actuó en todo el ámbito de la provincia, acentuada por las condiciones climáticas de aridez (especialmente en los períodos secos del Cuaternario vinculados con los eventos glaciares del Pleistoceno superior- Holoceno, muy probablemente con el EI2 correspondiente al Último Máximo Glacial (UMG)), la granulometría de las formaciones sedimentarias subyacentes (Cerro Azul, Río Negro, etc.), la gran cantidad de material disponible en las planicies de los ríos y arroyos y los suelos poco evolucionados asociados a una vegetación semidesértica, cubriendo superficialmente todo el territorio provincia con una delgada capa de arena.

El paisaje que se observa es fundamentalmente consecuencia de la acción combinada de las condiciones hídricas y eólicas imperante durante el Cuaternario.

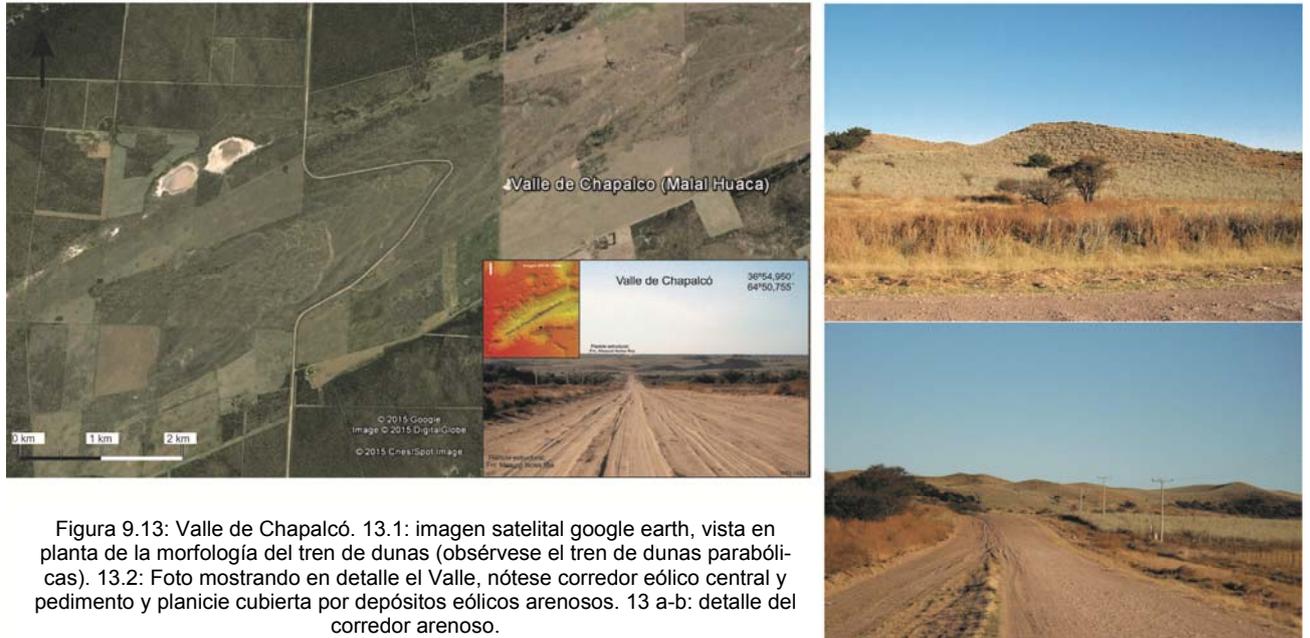


Figura 9.13: Valle de Chapalcó. 13.1: imagen satelital google earth, vista en planta de la morfología del tren de dunas (obsérvese el tren de dunas parabólicas). 13.2: Foto mostrando en detalle el Valle, nótese corredor eólico central y pedimento y planicie cubierta por depósitos eólicos arenosos. 13.3: detalle del corredor arenoso.



Figura 9.14: a) Imagen Google Earth donde se ve la planicie estructural (color marrón), el bajo del Durazno y el Valle de Nerecón. Se muestra ubicación de la fotografía b. b) Vista al suroeste de la planicie estructural (tomada desde la ruta 14).

4. Ámbito de la provincia de Buenos Aires

Ya en el ámbito de la Provincia de Buenos Aires estos depósitos se desarrollan a modo de cuña cubriendo los partidos del oeste y noroeste bonaerense. Estos depósitos se extienden hasta las inmediaciones de las cuencas del Río Salado, por el norte y Vallimanca, por el sur. De Salvo et al., (1969) correlacionaron los sedimentos citados hasta ese momento como “médano invasor” (Tapia, 1935) o Mar de Arena Pampeano, según Iriondo y Kröhling (1996) con los depósitos que denominaron Formación Junín y que constituyen buena parte de la cubierta del partido de Junín, a la que por su semejanza sedimentológica y mineralógica y la presencia de fósiles le asignaron una edad mamífero Lujanense. Rabassa (1973), en el área periserrana de Tandil, denominó a los sedimentos eólicos que conforman la cubierta superior como Formación Las Ánimas, a la que correlacionó con la Formación Junín, desde el punto de vista litológico, posición estratigráfica y contenido faunístico.

Otra unidad que se correlaciona con la Formación Junín es la que Fidalgo et al., (1973a) denominaron La Postrera, con características litológicas y contenido faunístico semejante, y la Formación Meaucó (Giai, 1975) en la provincia de La Pampa.

En la sección tipo estos sedimentos son calificados como arenas muy finas. Según la bibliografía la característica fundamental de esta formación, la constituye su litología, el color pardo rojizo, el presentarse muy suelta, masiva (sin estructura interna) y la falta en la mayoría de los casos de tosca epigénica que caracterizan a la mayor parte de las formaciones cenozoicas. Sobre la mineralogía se cita que dentro de los minerales livianos el principal constituyente es el vidrio volcánico, al que siguen el feldespató potásico, plagioclasa y cuarzo. En la fracción pesada predominan la hornblenda, opacos y piroxenos.

El espesor de la secuencia es muy variable pudiéndose generalizar que el mismo decrece de oeste a este de modo que en los partidos de Guaminí, Henderson, Casbas, Salliqueló y Daireaux, superan los trece metros. El área fue denominada como Pampa Arenosa, y como rasgos principales se identifican las típicas geoformas de ambiente eólico (Figuras 9.15). Esta es una región singular, caracterizada por la falta de integración de una red de drenaje, lo que determina que las aguas precipitadas se acumulen sobre las depresiones del terreno, este comportamiento hace que la evaporación y la infiltración sean los procesos que controlan la presencia de agua en superficie, la que no puede ser evacuada por escurrimiento superficial. La zona de estudio es considerada arreica (sin cursos de agua). El paisaje fue elaborado por procesos asociados a climas áridos o semiáridos y las unidades de paisaje o geoformas son típicas de esas condiciones climáticas. La zona ha sido sometida durante todo el cenozoico y en especial durante el Holoceno a cambios cíclicos húmedos-secos. Este hecho se ve reflejado en el terreno. Como ejemplo se pueden mencionar dos eventos contrastantes que afectaron al área. Tal es el caso de la última gran sequía de los años cincuenta y en contraposición desde la década del setenta las condiciones climáticas fueran cambiando a un régimen húmedo, situación que se refleja hoy en día. Es así que sobre las geoformas típicas de clima árido se sobrepresionan las de clima húmedo, trayendo aparejando la fijación de médanos.

Los depósitos conforman un vasto mar de arenas regional integrado por dunas megaparábólicas (Figuras 9.15) y compuestas que localmente han sido removilizadas por procesos eólicos más modernos dando lugar a otro tren de dunas.

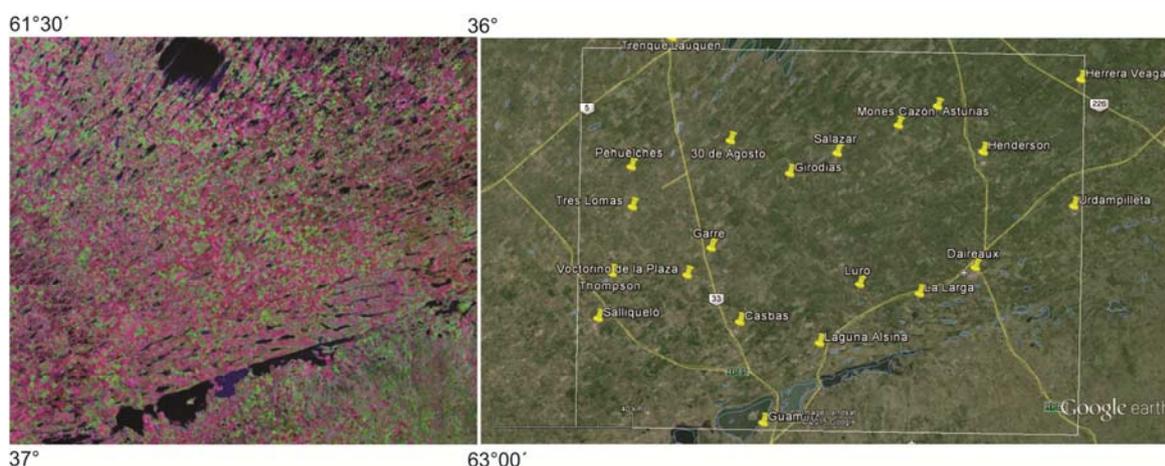


Figura 9.15: Imágenes de satélite de los médanos longitudinales del oeste bonaerense.

La edad de estos sedimentos ha sido documentada en varias partes de la provincia. La parte inferior, es decir, el comienzo de la sedimentación corresponde a una edad mamífero Lujanense (Pleistoceno superior), pero la mayor parte de los investigadores concuerdan en sostener que la sedimentación fue progresiva desde el Lujanense a la actualidad, como lo demuestra la presencia de fósiles correspondientes a animales actuales en la parte superior y la intercalación de ceniza volcánica reciente.

El origen de estas arenas estaría en el oeste de la subregión, y más precisamente en la provincia de La Pampa, de la cual provendrían transportadas por vientos de sentido SW – NE. De esta acción eólica surgen los procesos de deflación y acumulación, que han ido elaborando un paisaje muy particular de dunas parabólicas, cordones medanosos, cubetas y mantos. A lo largo del período Holoceno, y debido a la alternancia climática, se produjo una erosión hidro-eólica que reelaboró estas formas, suavizando y modificándolas (Cabral y Larroza, 1988).

5. Ámbito Costero Bonaerense

Islas et al., (1996, 2001) analizan las barreras de arena del Pleistoceno-Holoceno de la provincia de Buenos Aires, observando tres barreras medanosas que pueden ser individualizadas como: La Barrera Medanosas Oriental, que se desarrolla de Punta Rasa hasta Mar Chiquita; la Barrera Medanosas Austral, que va desde Miramar a Pehuén-Co; y la Barrera Medanosas de Patagones, que se presenta desde Bahía San Blas a Punta Redonda (Figura 9.16).



Figura 9.16: Ubicación de la Barrera Medanosas Oriental; Austral y la de Patagones.

La Barrera Medanosa Oriental se desarrolla sobre una pendiente regional suave. Los depósitos medianosos y de playa se acumularon sobre los sedimentos transgresivo-regresivos holocenos formados por una pulsación del nivel del mar en los últimos 6000 años, generando ambientes estuáricos actuales (e.g. la Laguna Mar Chiquita).

La Barrera Medanosa Austral se desarrolla sobre los acantilados bajos de limos loessoides de los Sedimentos Pampeanos y es cortada alternativamente por los cursos que desaguan en este sector y que pueden ser obstruidos naturalmente.

La Barrera Medanosa de Patagones es continua, observándose playas de grava, médanos vivos y semifijos, y en algunos sectores médanos colgados sobre los acantilados. (Figura 9.17).

Consideraciones finales

Los depósitos arenosos generados por acción eólica se encuentran representados en muchas regiones de la Argentina, a excepción de la Patagonia en donde se localizan fundamentalmente en la línea de costa.

Los campos medianosos, vinculados a zonas intermontanas, se disponen en ambientes de climas áridos y presentan edades variables, que guardan estrecha relación con los ciclos climáticos globales y/o regionales.

El "mar de arena pampeano" constituye la cubierta arenosa más importante de la región meridional de Argentina. En la actualidad debido a las condiciones climáticas más lluviosas estos médanos se encuentran estabilizados, aunque en algunos sectores se presentan activos y pueden movilizarse nuevamente en épocas de déficit hídricos.

Los depósitos medianosos del litoral bonaerense, que en la actualidad se encuentran muy modificados por la acción antrópica, se formaron a partir de la estabilización de la línea de costa durante la regresión holocena.

Bibliografía

Cannelle, L. E. 1950. Condiciones hidrológicas de la zona comprendida entre Telén y Santa Isabel y el valle de los ríos Salado-Atuel-Chadileuvú. Territorio de La Pampa. Ministerio de Industria y comercio, Dirección de industria minera. Buenos Aires.

Cabral, M., Larroza, G y Ferreiro, F. 1988. Estudio hidrogeomorfológico de los partidos de Bolívar e Hipólito Irigoyen. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Unpublishhed report, 80 páginas.

De Salvo, O.E, Ceci, H. y Dillon, A. 1969. "Caracteres geológicos de los depósitos eólicos del Pleistoceno superior de Junín (provincia de Buenos Aires)". IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas I: 269-292. Buenos Aires.

Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Colado, U.R. 1973a. Geología superficial de las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino (Córdoba 1972), Actas 4: 27-39, Buenos Aires.

Fucks, E., Schnack, E., Scalise, A., Gallardo, G. y Cajal, J. 2014. Aspectos geomorfológicos del Valle de Antinaco-Los Colorados, Sierras Pampeanas y Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba.

Giai, S. B., 1975. Plan de investigación de aguas subterráneas (PIAS). Ministerio de Obras Públicas, Dirección de aguas subterráneas. Informe preliminar inédito, 56 p., 25 fig. y 6 mapas. Santa Rosa, Biblioteca de la Dirección de Minas de La Pampa.

Gil, A., Zárate, M. A. y Neme, G. 2005. Mid-Holocene paleoenvironments and the archaeological record of southern Mendoza, Argentina. *Quaternary International* 132: 81-94.

González Díaz E.F., Fauque L.E. (1993). Geomorfología de Mendoza. En V.A. Ramos, ed., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino Mendoza, Relatorio 17: 217-234. Buenos Aires.

Groeber, P. y Tapia, A. 1933. "Bosquejo geológico de la extremidad oriental de Tandilia". Inf. inédito. Dir. De Minas y Geología, Buenos Aires.

Gutierrez (en edición) Hoja Geológica Victorica 3766-II, provincia de La Pampa. 1:250.00. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

Iriondo, M., 1990a. Map of the South American plains – Its present state. En J. Rabassa (Ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 6:297–308. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.

Iriondo, M., 1994. Los climas cuaternarios de la región pampeana. *Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales «Florentino Ameghino»* (nueva serie) 4 (2), 1-48, 47 pp.

Iriondo, M. y D. Kröhling, 1995. El sistema eólico Pampeano. *Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales «Florentino Ameghino»* (nueva serie) 5 (1)-1-68, 67 pp. Santa Fe.

Iriondo, M. y D. Kröhling, 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario superior). XIII Congreso Geológico Argentino; Actas IV:27-48. Bs. As.

Isla, F. I., Cortizo, L.C. y Schnack, E. J., 1996. Pleistocene and Holocene beaches and estuaries along the Southern Barrier of Buenos Aires. *Quaternary Science Reviews* 15, 8-9, 833-841.

Isla, F. I., Cortizo, L. C. y Turno Orellano, H., 2001. Dinámica y evolución de las barreras medianosas, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista Brasileira de Geomorfologia. Uniao da Geomorfologia Brasileira*, Rio de Janeiro, 2, 1, 73-83

Kemp, R. A., Zárate, M. A, Toms, P., King, M., Sanabria, J. y Arguello, G. 2006. Late Quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampa, Argentina. *Quaternary Research* 66: 119-132.

Kröhling, D., 1998. Geomorfología y Geología del Cuaternario de la cuenca del río Carcarañá, desde la confluencia de los ríos Tercero y Cuarto, provincias de Sta. Fe y Córdoba. Tesis

Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 224 pp. (inédita).

Kröhling, D., 1999. Upper Quaternary of the Lower Carcarañá Basin, North Pampa, Argentina. En T. Partridge, P. Kershaw y M. Iriondo (Eds.), *Paleoclimates of the Southern Hemisphere. Quaternary International* 57/58:135-148

Krömer, Ricardo. 1996. Los sedimentos cuaternarios del sudeste de la llanura mendocina. Implicancias paleoclimáticas. *Multequina* 5: 49-55.

Polanski, J. 1954b. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas, Cuaderno de Estudios e Investigación 4, 10 p., Buenos Aires.

Polanski, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.17(3-4): 127-349. Bs. As.

Leanza, A.F. 1972. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Centenario de su Fundación. 869 pp. Córdoba.

Rabassa, J. 1973. Geología superficial en la Hoja "Sierras de Tandil", provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Anales, Serie II* 240:115-160. La Plata.

Ramonell, C.G. y Latrubesse, E. 2010. "Late Quaternary sedimentary record and morphodynamics of the Middle Paraná River". 18th ISC: 736. Mendoza.

Rivelli, F.R. y Amarata, A. C. 2015. Morfogénesis eólica en Farallón Catal (Catamarca, Argentina). VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Actas, pag 325-326. Ushuaia.

Rodríguez, E.J. y M. Barton, 1993. El Cuaternario de la Llanura. En V. Ramos (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio XII Congreso Geológico Argentino Actas I*:173-194, Buenos Aires.

Sepúlveda, Eliseo G., Francisco Carpio, María C. Regairaz, Juan Zanettini y Marcelo A. Zárate 2001. Hoja Geológica 3569-II, San Rafael, provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 321. Segunda edición revisada, 59 pág. Buenos Aires.

Suriano, J. y Ferpozzi, L. 1993 Los cambios climáticos en la pampa también son historia. *Todo es Historia XXVI*: 8-25.

Szelagowski, M. 2003. Génesis de los depósitos eólicos cuaternarios de las localidades de Santa Isabel, General Acha y Toay, provincia de La Pampa. Tesis de licenciatura, FCEN-UNLPA, M 67 p., inédita.

Tapia, A. 1935. Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas: *Boletín General Industria y Minería*, N° 40: 1-124.

Tapia, A. 1937. Datos geológicos de la provincia de Buenos Aires. *Aguas minerales de la República Argentina, Comisión Climática y Aguas Subterráneas* 2: 23-90.

Tripaldi, A. 2002. Sedimentología y evolución del campo de dunas de Médanos Grandes (provincia de San Juan, Argentina). *AAS Revista* vol. 9 n° 1: 65-82

Tripaldi, A. 2010. Campos de dunas de la planicie sanrafaelina: patrones de dunas e inferencias paleoclimáticas para el Pleistoceno tardío-Holoceno. En: Zárate, M.A., A. Gil y G. Neme (eds.), Condiciones paleoambientales y ocupaciones humanas durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno de Mendoza: 65-93. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.

Tripaldi, A. y Forman, S. L. 2007. Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 251(2): 300-320.

Tripaldi, A. y Limarino, C. O. 2004. Hierarchic classification and mapping of modern aeolian fields of northwestern. Argentina. 32nd International Geological Congress Vol. 1: 256.

Turner, J.C.M., 1979-1980. Geología Regional Argentina. Tomos 1 y 2. Academia Nacional de Ciencias, 1718 págs. Córdoba.

Tripaldi, A., Limarino, C. O., Caselli, A. T., Net, L. I. y Gagliardo, M. L. 1998. Sedimentología de arenas eólicas cuaternarias del área de Lomas de la Estancia, la provincia de La Rioja (Argentina): un ejemplo de sedimentación en campos eólicos intermontanos. *AAS Revista* 5(1): 21-40.

Tripaldi, A., Zárate, M. A. y Brook, G. 2010. Sucesiones eólicas y fluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno de la planicie Sanrafaelina: paleoambientes y paleoclima. En: Zárate, M.A., A. Gil y G. Neme (eds.), Condiciones paleoambientales y ocupaciones humanas durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno de Mendoza: 95-121. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.

Tullio, J. 1981. Informe Preliminar sobre el Cuaternario de la provincia de La Pampa y características de los acuíferos de la región. Administración provincial del Agua. Informe inédito. Santa Rosa.

Vilela, C. R. y Riggi, J. C. 1953. Descripción Geológica de las Hojas 33 h, Sierra de Lihuel Calel y 33 i, Sierra Chica. Instituto Nacional de Geología y Minería. Carpeta 353. 132 p. (Inédito).

Zárate, M. A. 2002. Los ambientes del Tardiglacial y Holoceno en Mendoza. En: Gil, A.F. y G.A. Neme (eds.), Entre Montañas y Desiertos: Arqueología del Sur de Mendoza. 9-42. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.

Zárate, M. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22:1987-2006.

Zárate, M. A., Kemp, R. y Toms, P. 2009. Late Quaternary landscape reconstruction and geochronology in the northern Pampas of Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27(1): 88-99.

Zárate, M. A., Tripaldi, A. 2012. The aeolian system of Argentina. *Aeolian Research* 3: 401-417.

Zetti, J. 1964. El hallazgo de un Megatheriidae en el «Médano Invasor» del SW de Toay, Provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 3:257-265.

Capítulo X

Mesopotamia

Carol Eleonora

La Mesopotamia se extiende en las provincias de Misiones, Corrientes y Entre Ríos, ubicándose en el noreste de Argentina y abarca una superficie total aproximada de 196.000 Km² (Figura 10.1). En la actualidad el clima varía de tropical húmedo con lluvias anuales cercanas a 1700 mm y temperaturas entre 16 y 29°C en el extremo noreste a subtropical húmedo con cerca de 1200 mm/año de lluvias y temperaturas entre 10 y 23 °C en el suroeste. Sin embargo, en el Cuaternario mesopotámico existen evidencias geológicas y geomorfológicas que muestran la variabilidad climática de este periodo reconociéndose secuencias que fueron depositadas predominantemente en condiciones climáticas cálidas y húmedas y otras originadas bajo condiciones de aridez (Aceñolaza, 2004).

Desde el punto de vista geológico – geomorfológico de las unidades cuaternarias, la región Mesopotámica puede ser dividida en siete subregiones: Meseta basáltica, Mega abanico del Paraná, Faja del río Paraná, Humedales y franjas fluviales centrales, Faja del río Uruguay, Pampa norte y Complejo litoral (Figura 10.1).

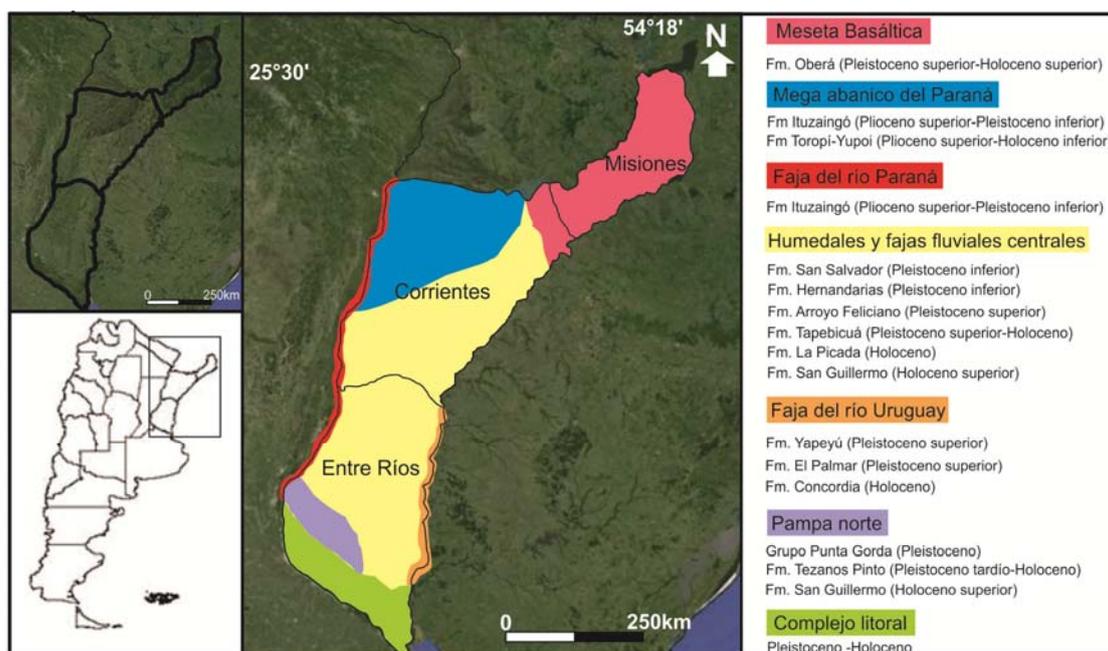


Figura 10.1: Ubicación de la región Mesopotámica y principales Formaciones geológicas de cada sub-región. Imagen modificada de Google earth, Digital Globe

Meseta Basáltica

La subregión Meseta Basáltica abarca la provincia de Misiones y el extremo norte de Corrientes (Figura 10.1). En la imagen satelital de la figura 10.2 se diferencia por su tonalidad verde oscura la cual es más intensa en la provincia de Misiones y tiende a desaparecer en la de Corrientes. El conjunto de sedimentos cuaternarios (Pleistoceno superior a Holoceno superior) de esta subregión se agrupan en la Formación Oberá. Los mismos están representados por sedimentos de textura limo arcillosa de color rojiza que tradicionalmente fueron atribuidos a depósitos de loess tropical. Estudios recientes basados en análisis de microscopio de detalle (Moretti y Morras, 2013) indican que el material parental de los suelos y de los horizontes pedregosos que se desarrollan en esta subregión es el resultado de la meteorización in situ de las diversas coladas basálticas que afloran en el área.

Mega abanico del Paraná

El Mega abanico del Paraná cubre la mitad noreste de la provincia de Corrientes y el sur del Paraguay Oriental (Figura 10.1 y 10.2). Este abanico puede visualizarse claramente en las imágenes satelitales donde el ápice se ubica en la ciudad de Ituzaingó que es el sector en el que el río abandona la meseta basáltica y entra a un área de llanura. Tiene 260 km de longitud y 500 km de ancho en su extremo distal y constituye una geoforma que ha sido estable durante todo el Cuaternario. El cauce actual del río Paraná atraviesa el abanico presentando principalmente un diseño anastomosado (Figura 10.2).

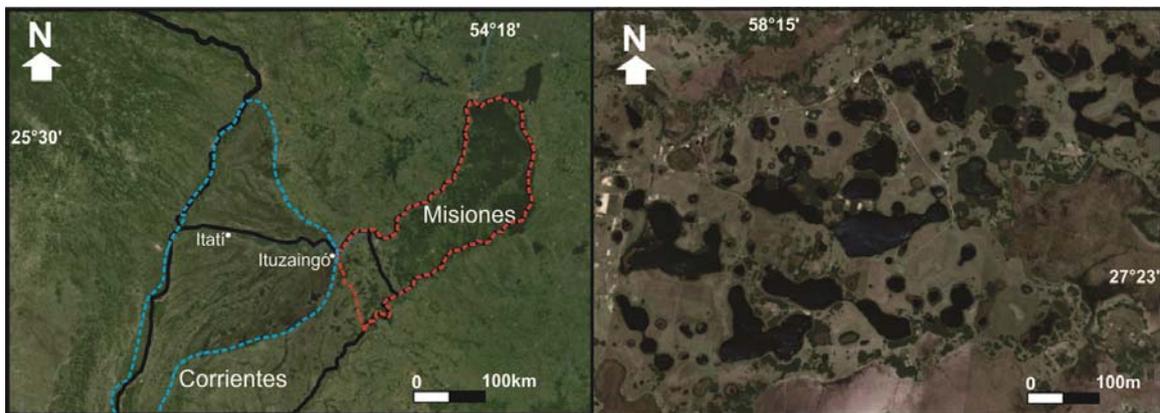


Figura 10.2: A la izquierda, imagen mostrando la ubicación del área de Meseta Basáltica y afloramientos de la Fm. Oberá (en línea punteada roja) y del Mega abanico del Paraná (en línea punteada azul). A la derecha imagen mostrando depresiones de deflación y acumulaciones eólicas asociadas ubicadas al sur de la localidad de Itati. Imágenes modificada de Google earth, Digital Globe.

En los períodos húmedos, el cauce del río deambula ocupando fajas fluviales estables que con el cambio del curso son abandonadas y reemplazadas por pantanos denominados localmente esteros. Asociados a periodos secos durante el Cuaternario se reconocen cubetas de deflación y campos de dunas a lo largo de fajas fluviales abandonadas los cuales pueden alcanzar extensiones de 80 km de longitud por 5 km de ancho. En la figura 10.2 se muestra un

detalle de una faja fluvial abandonada donde dominan las cubetas de deflación de forma circular y elipsoidal, teniendo estas últimas un eje mayor orientado con rumbo noroeste - sudeste lo cual indica la dirección de los vientos dominantes. Un área más regional de fajas y cubetas de deflación puede observarse también en la figura 10.3.

Geológicamente la formación cuaternaria dominante en esta subregión es la Formación Ituzaingó y en menor proporción la Formación Toropí – Yupoi. La Formación Ituzaingó está compuesta por arenas fluviales y constituye el cuerpo principal del Mega abanico. Tiene un espesor máximo de 150 m en Corrientes el cual disminuye paulatinamente hasta alcanzar cerca de 8 m en las cercanías de la ciudad de Paraná. Las arenas que componen esta formación son de texturas finas, bien seleccionada y de color amarillento, presentando en ocasiones tintes rojizos por la presencia de minerales férricos. Su composición es principalmente cuarzosa con porcentajes menores (menos de 5%) de feldespatos y vidrio volcánico y se correlaciona con la Fm Puelches de la provincia de Buenos Aires. Esta formación comienza a depositarse en el Pleistoceno y continúa sedimentándose en la actualidad. La Formación Toropí - Yupoi corresponde a depósitos de planicie de inundación, acumulados en fajas abandonadas del río Paraná. Está compuesta por arenas arcillosas y por limos y arcillas arenosas en proporciones variables que le otorgan al sedimento una coloración gris verdosa. Las arenas son principalmente cuarzosas mientras que en la fracción arcillosa predomina la montmorillonita.

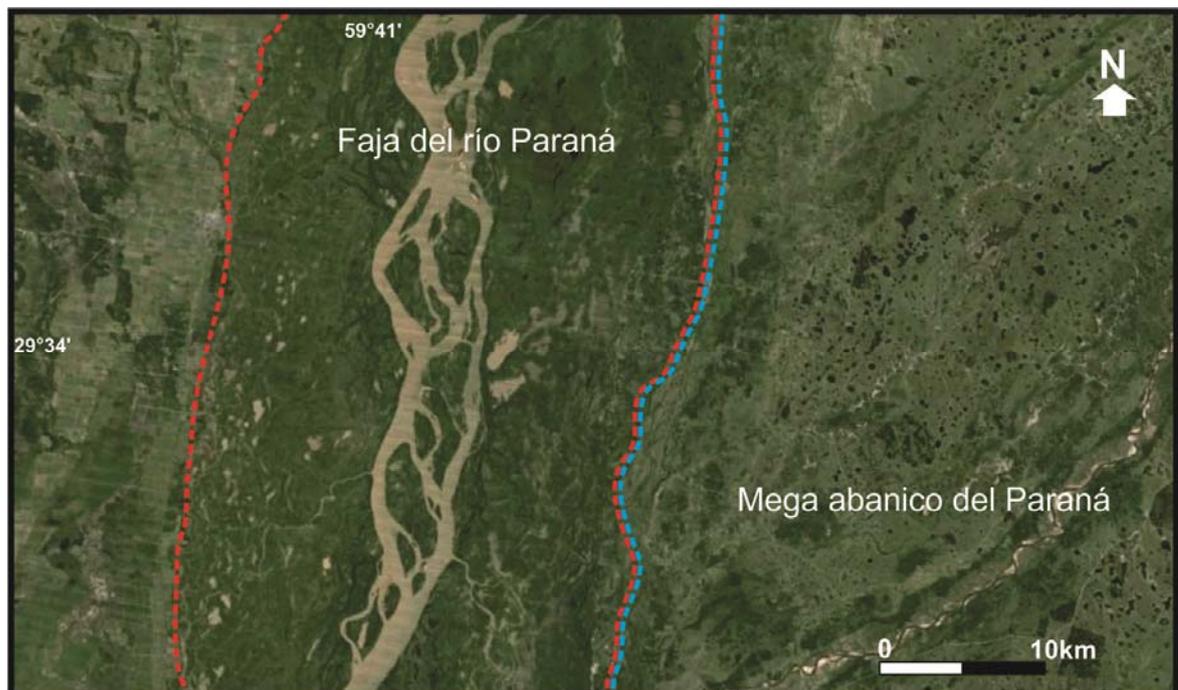


Figura 10.3: Detalle de un sector de la Faja del río Paraná (entre líneas rojas punteadas) mostrando el diseño anastomosado del curso principal y el ancho característico de la llanura aluvial. A la derecha de la imagen se observa un sector del Mega abanico del Paraná con fajas fluviales abandonadas (esteros) en las que se desarrollan cubetas de deflación que actualmente forman lagunas de morfologías circulares v elípticas. Imagen modificada de Google earth. Digital Globe.

Humedales y fajas fluviales centrales

Esta subregión abarca el este de la provincia de Corrientes y la casi totalidad de la de Entre Ríos (Figura 10.1). Para esta subregión se reconocen depósitos tanto del Pleistoceno como del Holoceno. Dentro de los primeros se encuentran aquellos asociados a las formaciones geológicas San Salvador, Hernandarias, Arroyo Feliciano, Tapebicuá, mientras que los depósitos holocenos se asocian a las formaciones La Picada y San Guillermo.

La Formación San Salvador es del Pleistoceno inferior y se desarrolla en el subsuelo de la zona este de Entre Ríos. Está compuesta por depósitos de arena y rodados de cauce junto con arenas limosas de planicie de inundación. La facies de cauce corresponde a un paleocauce de diseño meandroso probablemente formado por la unión de los ríos Paraná y Uruguay.

La Formación Hernandarias aflora en gran parte de la provincia de Entre Ríos y sur de Corrientes. Está compuesta por sedimentos de un antiguo barreal depositado por el río Uruguay durante un periodo muy seco del Pleistoceno inferior, en donde también se registran aportes eólicos menores. En los sedimentos dominan las fracciones limosas de color gris verdoso con arenas finas cuarzosas y arcillas de tipo montmorillonita en menor proporción. Contiene también concreciones de carbonatos, placas de yeso y patinas de minerales de manganeso. En el interior de la formación se preservan una gran cantidad de paleocauces del río Uruguay donde predominan las facies arenosas.

La Formación Tapebicuá (final del Pleistoceno – Holoceno inferior) aflora al sureste del Megabanico del río Paraná en la provincia de Corrientes. Está compuesta por sedimentos palustres y fluviales que se inicia con el depósito de facies de alta energía (rodados con matriz arenosa) cubierta por una facies de llanura aluvial (predominantemente arenosa) que culmina en facies de pantano (arcillosas) cuyo techo fue afectado por procesos pedogenéticos.

La Formación Arroyo Feliciano constituye el relleno fluvial de los cauces labrados durante el Pleistoceno medio a superior en la Formación Hernandarias y se compone principalmente de arenas y limos de color gris o pardo amarillento. Es una formación que se encuentra en los alrededores del arroyo Feliciano y en el río Uruguay.

La Formación Tezanos Pintos dentro de esta subregión se localiza en una delgada franja ubicada a lo largo de la barranca izquierda de la llanura aluvial del río Paraná teniendo mayor expresión en la subregión Pampa norte en el sudeste de Entre Ríos. Está compuesta por un loess depositado en forma de manto durante el Pleistoceno tardío – Holoceno temprano.

La Formación La Picada está excavada generalmente en la Formación Arroyo Feliciano y forma la terraza baja de los arroyos de la provincia de Entre Ríos. Por ejemplo, en el río Gualeguay forma una delgada faja (de 1 a 4 m de espesor) que bordea el cauce actual, dentro de una amplia terraza alta constituida por la Formación Arroyo Feliciano. Dependiendo de la cuenca en la que se desarrolle su litología puede variar aunque dominan limos illíticos y arenas finas de composición cuarzosa.

La Formación San Guillermo aflora en algunos sectores de la provincia de Entre Ríos dentro de la subregión Humedales y fajas fluviales, teniendo mayor desarrollo en la subregión Pampa

norte. Está compuesta por un loess gris que se depositó en forma de un delgado manto (de 20 a 30 cm) y de manera homogénea por sobre algunas de las formaciones anteriormente citadas.

Pampa norte

Esta subregión se ubica en el sudoeste de Entre Ríos (Figura 10.1) y forma un bloque elevado en el que afloran formaciones del Pleistoceno inferior, las cuales se extienden en el subsuelo por el este en las provincias de Santa Fe y Buenos Aires. En esta subregión las formaciones geológicas se agrupan dentro del Grupo Punta Gorda, de las cuales las más conocidas son Formación Puerto Alvear, Formación La Juanita y Formación Punta Gorda. Asimismo y como se expresó en la subregión humedales y fajas fluviales, en esta subregión también se desarrollan las formaciones Tezanos Pinto y San Guillermo las cuales se depositan sobre las formaciones del Grupo Punta Gorda.

La Formación Puerto Alvear aflora a lo largo de la barranca del Paraná en la provincia de Entre Ríos entre las ciudades de Paraná y Victoria. Esta formación ha sido interpretada como un depósito palustre, que ocupaba una faja fluvial abandonada por el río Paraná, y era alimentada por la descarga del agua freática. Su característica distintiva es la presencia de una red carbonática de origen freático, formada por placas horizontales de formas onduladas unidas por tabiques verticales. Se compone de limos arcillosos que varían a arcillas limosas de color castaño a amarillento. Estos depósitos presentan laminación plana difusa y están parcialmente revestidos por abundantes pátinas negras de sesquióxidos de hierro y manganeso. La Formación La Juanita es una formación originada por la acumulación de polvo eólico en ambiente palustre de escaso espesor (de 2 a 3 m) y depositado en algunos sectores sobre la Formación Puerto Alvear. Se compone de un limo arenoso de color castaño que contiene abundantes concreciones de carbonato donde en la parte superior del perfil puede dominar la fracción arcilla como consecuencia de la acción de procesos pedogénicos. La Formación Punta Gorda es de composición loésica y presenta evidencia de procesos pedogenéticos y concreciones de carbonatos.

Las Formaciones Tezanos Pinto y San Guillermo anteriormente descritas se depositan sobre las formaciones del Grupo Punta Gorda (Erra et al., 2011), describiéndose por ejemplo para el sector oeste de la Pampa norte perfiles donde la Fm Tezanos Pinto apoya sobre la Formación Puerto Alvear y La Juanita (Fig. 4).

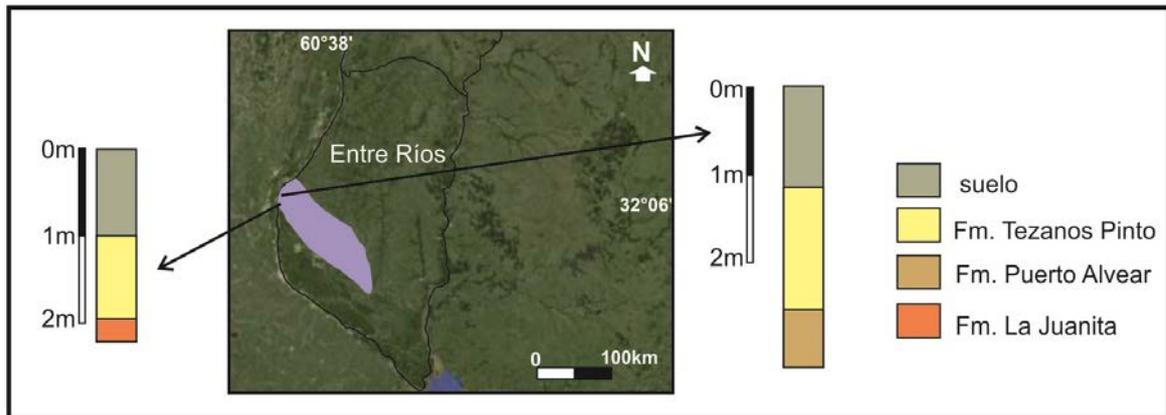


Figura 10.4: Perfiles estratigráficos para el sector oeste de la subregión Pampa norte (indicada en color violeta).

Faja del río Uruguay

La Faja del río Uruguay se desarrolla al este de la región Mesopotámica y forma un valle donde se reconocen una terraza alta (Formación El Palmar), una terraza baja (Formación Concordia) y un depósito de ladera (Formación Yapeyú). La Formación El Palmar aparece en forma discontinua principalmente en los sectores de cuenca media del río. La superficie de la terraza alta en donde se encuentra esta formación está 10 m elevada por sobre el nivel de los afluentes. Está compuesta por arenas con lentes de grava de facies de cauce y por sedimentos arenosos a arcillosos de facies de albardón y de inundación con espesores que alcanzan los 12 m.

La Formación Concordia representa a la terraza baja del río formada durante el Holoceno. Está compuesta por sedimentos arenosos a arcillosos masivos o estratificados depositados como facies de inundación en dos periodos climáticos semiáridos separados por una fase húmeda en la que se desarrolló un suelo en la mitad del perfil. Por último, la Formación Yapeyú está compuesta por sedimentos arenosos a arcillosos de color rojizo depositados como consecuencia de flujos de barro que afectaron a la Formación Oberá.

Complejo litoral

El río Paraná y el río Uruguay desembocan en un amplio complejo litoral (Figura 10.1) desarrollado en el área interna del Río de la Plata, que representó un profundo golfo que ocupa la superficie de un bloque tectónico hundido. La mayor parte del sedimento en el complejo fue aportado por el río Paraná, no obstante, durante la fase de máximo nivel del mar en el Holoceno las corrientes marinas circularon en sentido horario dentro del golfo, resultando en la formación de depósitos de cordón litoral conformando una albufera (Figura 10.5). 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 formaron depósitos de playas regresivas y en una fase estuárica posterior se generó una llanura de mareas de cerca de 150 km de largo. La fase actual está caracterizada por una faja de bancos y meandros a lo largo de los cauces principales del río Paraná, una planicie de meandros finos generada por distributarios menores en la zona superior y un delta progradante en el Río de la Plata cuyo frente llega hasta casi la barranca uruguaya (Figura 10.5).

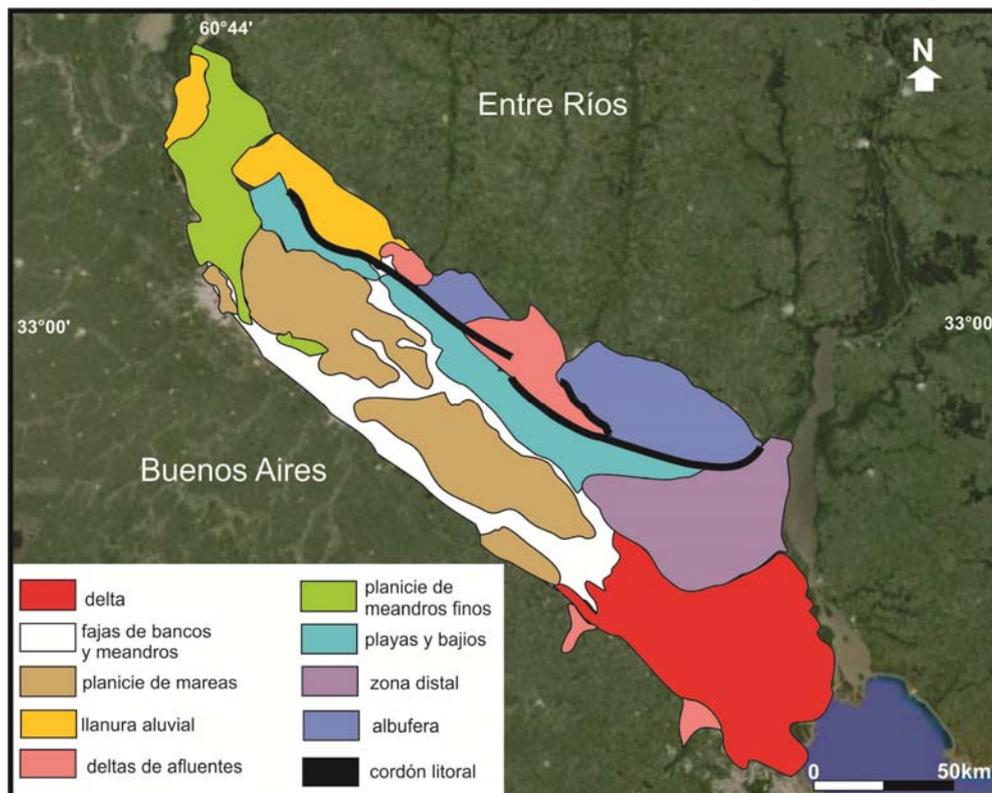


Figura 10.5: Mapa de las unidades geomorfológicas del Complejo litoral según Iriondo (2005). Imagen modificada de Google earth, Digital Globe

En la actualidad la subregión del Complejo litoral es completamente inundada durante las grandes crecientes del río Paraná, mientras que las crecidas mayores del Uruguay producen inundaciones parciales en el área oriental del complejo, cubriendo una faja de barrizales y pla-

yas y el área frontal del delta del Paraná. Por su parte, 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 que provoca la elevación del nivel del agua hasta 2,5 m por sobre el terreno afectando las áreas del delta, las playas de regresión y la albufera. También en la actualidad es notable la acción morfogenética del viento. Los vientos del sur y suroeste deflacionan el cordón litoral y forman dunas que migran hacia dentro de la albufera, avanzando hacia el norte con alturas de hasta 12 y 15 m. 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.

Síntesis

Una síntesis a modo de esquema indicando las principales formaciones geológicas de cada subregión y el rango temporal en que fueron depositadas se muestra en la figura 10.6.

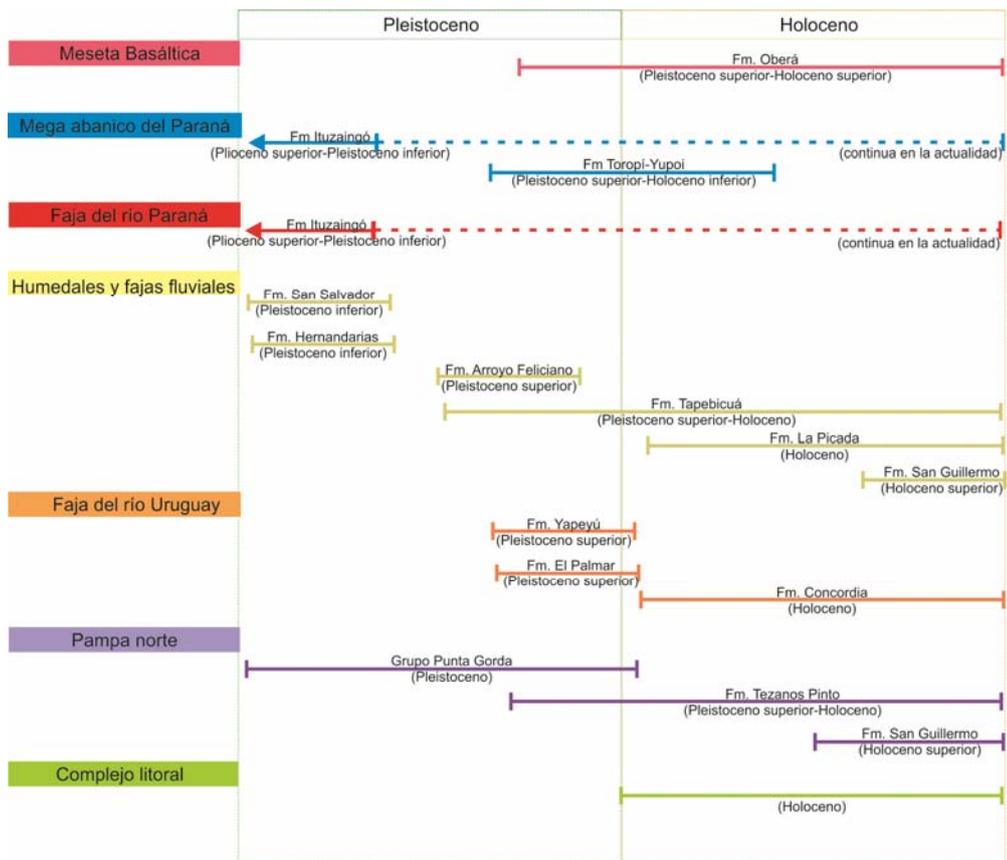


Figura 10.6: Esquema indicando las principales formaciones geológicas y rangos temporales de deposición.

Bibliografía

- Aceñolaza, F. G. 2004. Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino (Vol. 12). Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.
- Erra, G., Zucol, A. F., Kröhling, D. M. 2011. Análisis fitolítico de la Formación Tezanos Pinto (Pleistoceno tardío-Holoceno temprano) en el sector noroeste de su área de distribución en la provincia de Entre Ríos (Argentina). *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 28(3), 398-412.
- Fajardo, D; Isla, F; Iriondo, M; Krohling, D. 2005. Léxico estratigráfico de la Argentina. Cuaternario p.460
- Iriondo, M. 2005. El Complejo Litoral en la desembocadura del río Paraná. In *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino: "Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires"* (cap. XV), La Plata (pp. 255-64).
- Iriondo, M. H. 2005. El Cuaternario de Entre Ríos. *Natura Neotropicalis*, 1 (11), 125-141.
- Moretti, L. M., Morras, H. J. 2013. New microscopic evidences of the autochthony of the ferrallitic pedological mantle in the Misiones province, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 20(2), 129-142.

Capítulo XI

Noroeste argentino

Nicole Pommarés

El término "Noroeste argentino" (NOA) ha sido utilizado con diversas acepciones y, según cuál sea ésta, se lo considera integrado por distintas provincias (geográficas y geológicas). Geológicamente el NOA está integrado por las provincias geológicas de la Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara (Figura 11.1). Sin embargo, en el presente capítulo se utilizará la acepción histórico-geográfica que la considera integrada por las provincias de Salta, Jujuy, La Rioja, Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero (Figura 11.2). Dentro de este nuevo esquema se hallan representadas las provincias geológicas de la Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas, Sistema de Santa Bárbara y Famatina, Cordillera Frontal y Precordillera riojana. En el presente capítulo trataremos, siempre dentro de las provincias geográficas mencionadas, con mayor profundidad a la Puna y región prepuneña (Cordillera Oriental y Sierras Subandinas) por ser éstas de las que se tiene mayor bibliografía. Hacia el final del capítulo trataremos algunos rasgos y depósitos del resto de las provincias en lo que respecta al Cuaternario de las mismas.

El NOA se caracteriza por sus paisajes muchas veces contrastantes. Se pueden encontrar desde cordilleras a extensas llanuras. Y desde zonas extremadamente desérticas, como la Puna, que rematan en altas montañas siempre nevadas (como el Nevado de Cachi, de Acay y de Chañi) a zonas extremadamente húmedas como las yungas.



Figura 11.1: Provincias geológicas que integran el NOA. Imagen modificada de Google Earth, DigitalGlobe.

Figura 11.2: Provincias geográficas que integran el NOA. Imagen modificada de Google Earth, DigitalGlobe.

Estas regiones tan contrastantes se suelen comunicar de norte a sur o de noroeste a sures-te mediante enormes grábens llamados quebradas, como las de Humahuaca, del Toro o el Valle de Tafi. Estas estructuras son el reflejo de los movimientos tectónicos que predominaron en este sector, generando el clásico paisaje de valles y quebradas, que son los rasgos más notables de la Cordillera Oriental (Figura 11.3).

Las quebradas son depresiones estrechas, alargadas, profundas y de fuertes pendientes, mientras que los valles son cuencas de hundimiento tectónico, que se hayan a diferentes alturas y constituyen los lugares más apropiados para el asentamiento de las poblaciones. Los más importantes son los de Jujuy y Lerma (Figura 11.4), donde se ubican las ciudades de San Salvador de Jujuy y Salta.

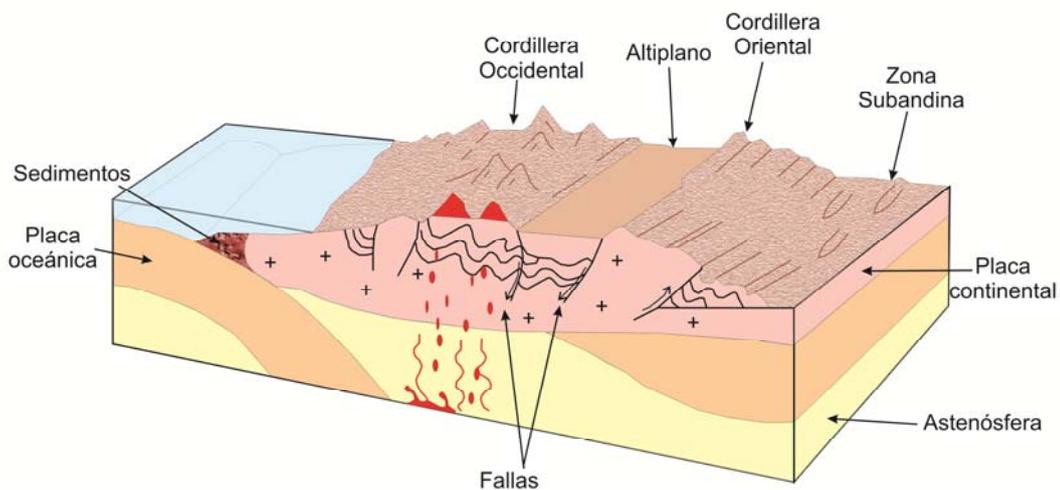


Figura 11.3: Block-diagrama donde se observa la zona de subducción tipo "Cordillera de los Andes" y las distintas estructuras desarrolladas por la actividad tectónica y volcánica. El Altiplano sería la Puna que se extiende hacia el Norte al igual que la Cordillera Oriental. La zona subandina serían las sierras subandinas.

Los vientos del este descargan su humedad sobre las sierras subandinas y las laderas orientales de la cordillera Salto-jujeña; es por esto que tienen un clima subtropical serrano con abundantes lluvias, y los bosques y selvas serranas que tapizan estas montañas son conocidos

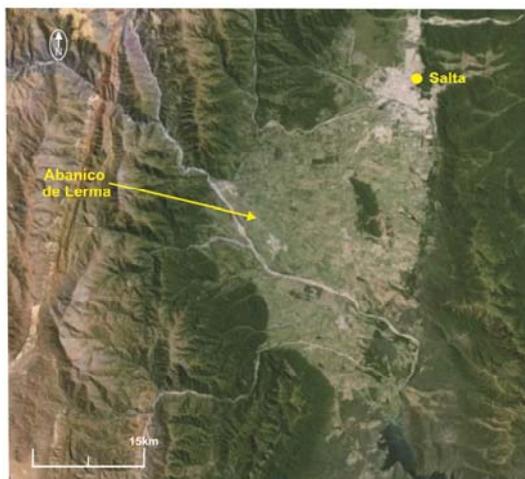


Figura 11.4: Abanico de Lerma en la provincia de Salta, muy modificado por la actividad antrópica. Imagen modificada de Google Earth, DigitalGlobe

como yungas. Los vientos pasan ya secos hacia el oeste y las laderas occidentales de la Cordillera Oriental y la Puna, poseen un clima frío, árido y seco (desiertos de sombras pluviométricas).

El Cuaternario Pre-Puneño

Se ha decidido tratar en este apartado a las provincias geológicas Cordillera Oriental y Sierras Subandinas en conjunto ya que los procesos geomorfológicos durante el cuaternario, fundamentalmente de acumulación en los valles son comunes a ambas.

La Cordillera Oriental ocupa, en territorio argentino, una faja de 320 kilómetros de longitud norte-sur y 120 kilómetros de ancho, en las provincias de Salta y Jujuy; y se continúa hacia el norte en Bolivia (Cordillera Oriental y Central) y Perú (Cordillera Oriental). Está formada por cordones montañosos escarpados que pueden superar los 6000 metros de altura (en promedio, 4000 metros) y valles que son 2000 o 3000 metros más bajos. Los elementos geográficos más significativos de este sistema son la Quebrada de Humahuaca y el valle del Río Grande de Jujuy y, estructuralmente, forma una región plegada y fallada (Iriondo, 2010).

Las Sierras Subandinas forman una faja de menor altitud, ubicada al este de la Cordillera Oriental, con 60 a 80 kilómetros de ancho y 180 kilómetros de extensión en la Argentina, llegando al norte de Tucumán. Como la anterior, se prolongan extensamente en Bolivia y Perú formando el frente montañoso andino. Se encuentran muy plegadas, formando montañas anticlinales y valles sinclinales, lo que provoca que se generen procesos generalizados de remoción en masa como fenómeno dominante en la evolución del relieve (Iriondo, 2010).

Durante el largo período que comprende el Pleistoceno inferior y medio, el modelado superficial, influido por una activa neotectónica y bajo un clima árido a semi-árido, generó las superficies denudativas que truncan a los sedimentos terciarios y mesozoicos adosados a los principales cordones montañosos de la región. En general, estas superficies se encuentran cubiertas por sedimentos detríticos más jóvenes, siendo excepcionales las áreas donde aparecen exhumados o bajo una somera cubierta como ocurre en el valle de Santa María (Catamarca y Tucumán), donde se han datado cinco niveles de pedimentación con edades que van desde 2,5 Ma a 300 mil años antes del presente (Strecker, 1987). El predominio de las acciones denudativas debe haberse extendido hasta el Pleistoceno superior, época en que recién culmina el levantamiento de las áreas montañosas, lo cual explica la existencia del único ciclo glaciario detectado en la región (Strecker et al., 1984). Aunque sedimentos de génesis glacial se encuentran en la mayoría de los cordones montañosos del noroeste, por encima de los 4000 m, la ausencia de dataciones absolutas o de secuencias morfológicas glaciarias correlacionables a nivel regional, solo permite asegurar la existencia de una glaciación con varios re-avances durante el Pleistoceno y Holoceno (Tapia, 1925; Rohmeder, 1942; González Bonorino, 1951; Galván, 1981; Sayago et al., 1991).

Por otra parte, dos ambientes diferentes, el complejo de loess con paleosuelos y las secuencias detríticas de vertientes y piedemontes, han aportado información sobre las caracterís-

ticas paleoambientales de la región durante el Pleistoceno tardío. La confluencia del aporte loésico de los vientos del sureste y la humedad proveniente del oeste, generaron en los valles intermontanos, situados en la fachada oriental de los cordones de Aconquija y Cumbres Calchaquies, una potente secuencia de paleosuelos desarrollados sobre el loess, que ha sido caracterizada como Formación Tafi del Valle (Collantes, et al., 1993). Las características litoestratigráficas de dicho complejo sugieren la alternancia de períodos secos y probablemente fríos, con sedimentación loésica, y otros más húmedos que permitieron el desarrollo edáfico (Sayago, 1994). La presencia en los sedimentos loésicos de vertebrados de edad lujanense (Powell et al., 1993), intercalados con los paleosuelos, indicaría una edad pleistocena superior para este conjunto pedo-sedimentario.

En las zonas altas, los períodos húmedos facilitaban la criogenia generando materiales que disminuyen su granulometría con la disminución de altura. Es así que en las vertientes de los cordones de Aconquija y Cumbres Calchaquies es posible observar una secuencia de capas detríticas alternantes con limos loésicos que generalmente culminan en el último nivel de glacis o pedimento (Collantes, 1989). Asimismo, la presencia en el subsuelo de la llanura tucumana de limos loésicos con vertebrados de edad lujanense (Bonaparte y Bobovnikov, 1974), también alternantes con capas fanglomerádicas, sugieren contemporaneidad con las secuencias de los valles intermontanos. Finalmente, similar correspondencia entre vertientes y piedemontes se habría dado en las sierras subandinas como lo sugieren las características litológicas y distribución espacial de la Formación Urundel (Iriondo, 1990), asignada al Pleistoceno tardío.

El paso del Pleistoceno al Holoceno en la región del noroeste aparentemente tuvo un carácter transicional, evidenciado en el complejo de loess-paleosuelos por la mayor duración de los períodos con pedogénesis (indicio de mayor humedad) en su porción superior, en contraste con la disminución del espesor de las capas loésicas (Sayago, 1994). Distintos materiales (fósiles y sedimentos orgánicos) encontrados en el loess de dicho complejo, han permitido datar la transición Pleistoceno-Holoceno en 8660 \pm 150 A.P. (Collantes et al., 1993) y entre 9200 \pm 140 a 8320 \pm 150 (Fernández et al., 1991).

Los depósitos lacustres son frecuentes en el Cuaternario de ambas provincias geológicas desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad, dichos cuerpos límnicos son lagunas de poca profundidad y sin estratificación en su masa de agua que, en su mayoría, se han formado por taponamientos de la escorrentía producidos por flujos de barro particularmente grandes.

Evolución paleoclimática

La presencia de un nivel de glacis desarrollado sobre los sedimentos del Pleistoceno/Holoceno, claramente visible en los valles intermontanos de Tafi, Trancas (Tucumán) y Las Estancias (Catamarca), sugiere el predominio de la denudación durante un lapso coinci-

dente con el llamado Altitermal (8000-6000 A.P.) durante el cual América del Sur presentó condiciones climáticas cálidas y secas (Clapperton, 1994).

Durante el subsiguiente período Neoglacial (6000-4000 A.P.), las regiones montañosas del noroeste fueron afectadas por condiciones húmedas y relativamente frías, lo que se tradujo en una moderada expansión glaciaria que, en los cordones de Aconquija y Cumbres Calchaquies, fue de magnitud muy inferior a la glaciación pleistocena (Sayago et al., 1991). El incremento de la actividad glacial y periglacial generó los sedimentos detríticos que aparecen en los piedemontes con niveles de glacis cubierto y/o paleoabánicos de deyección. Es así que el Neoglacial se encuentra representado en el noroeste por dos niveles de agradación detectados desde la cadena de Ambato, en Catamarca, (Nullo, 1981; Sayago et al., 1991) hasta la Quebrada de Humahuaca (Courtade, 1987), al igual que en los valles Calchaquies de Catamarca y Salta (Vilela y García, 1978; Galván, 1981). Cronológicamente, estos depósitos han sido generalmente atribuidos al Pleistoceno, sin contar con evidencias bioestratigráficas o dataciones absolutas. Un fechado radiocarbónico efectuado en sedimentos glaci-lacustres en el valle del río Muñoz (Tucumán), morfológicamente relacionados con el primer nivel de agradación, estableció una edad de 5950 \pm 90 (Sayago et al., 1991), razón por la cual se los incluye tentativamente en el Holoceno medio.

Un periodo intermedio de aridez se tradujo en la depositación de sedimentos loésicos, los que son claramente visibles en las terrazas fluviales más antiguas (superpuestos a materiales detríticos) de los principales ríos que nacen en la vertiente oriental de los cordones de Aconquija, Cumbres Calchaquies y Sierras Subandinas. El aumento en espesor de estos materiales hacia el este y su amplia distribución en la llanura chaqueña (Sayago, 1994), sugieren la existencia durante el Neoholoceno de condiciones áridas en las llanuras extra andinas en contraste con mayor humedad en los valles prepuneños.

La finalización del Neoglacial en el noroeste estaría asociada al retorno de condiciones más secas y probablemente más cálidas, lo cual es claramente expuesto en los sedimentos fluviales de la quebrada del río Yavi, donde un fechado efectuado sobre sedimentos orgánicos en la base de la primera agrupación humana holocena dio una edad 4380 \pm 120 A.P. (Sayago et al., 1991). Las características físico-químicas de tales depósitos muestran el tránsito desde las condiciones húmedas y frías del Neoglacial a otras más secas y frescas, que en los valles intermontanos y cordones pre-puneños habrían generado el tercer nivel de agradación o deyección (Courtade, 1987; Collantes, 1989).

Sin embargo, en dicha región el clima a partir del 2500 A.P. es definitivamente húmedo como lo sugiere la presencia de un paleosuelo con horizonte argílico en el valle de Santa María (Strecker, 1987) y en el de Tafí (Sampietro, 1994), desarrollado sobre los sedimentos conglomerádicos neoholocenos y, aparentemente, contemporáneo con otra generalizada expansión glaciaria en América del Sur (Clapperton, 1994). Este periodo húmedo coincidiría igualmente con el periodo Formativo de las principales culturas pre-hispánicas del noroeste (Raffino, 1988) el que culmina aproximadamente en el 1200 A.P. (Berberian et al., 1988). El subsiguiente lapso de "silencio arqueológico" que media entre la terminación del periodo Formativo y el inicio de

los Desarrollos Regionales (800-600 A.P., Raffino, 1988), detectado en los Valles Calchaquíes y valles intermontanos australes del noroeste, habría sido influido por la llamada “Anomalía Medieval Árida”. Este periodo que cubre varias centurias y culmina aproximadamente en el 600 A.P., estuvo caracterizado tanto en California como en Patagonia (Stinie, 1994) por una extrema aridez que, por extensión, podría haber existido en el noroeste influyendo en la dinámica del poblamiento indígena. Los campos dunarios, generalmente estabilizados, que cubren los bolsones del noroeste podrían haberse generado o reactivado en dicho periodo (Sayago, 1999).

Estratigrafía de la Cordillera Oriental

-Formación Jujuy

Son conglomerados de gran espesor denominados “Estratos de Jujuy” o Formación Jujuy (Steinmann et al., 1904). Su espesor típico es de 400 metros (Turner, 1972) pero puede sobrepasar los mil metros en algunos lugares (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, y se correlaciona con la Formación Ticucho del norte de Tucumán (Bossi, 1969).

-Tobas, basaltos y andesitas

Tobas poco consolidadas, efusiones basálticas olivínicas, etc. En general, los autores colocan a estas rocas en el Pleistoceno sensu lato.

-Formación Calvimonte

Constituye la unidad litoestratigráfica cuaternaria más antigua reconocida en el valle de Lerma (Gallardo et al., 1996) y fue depositada en el Pleistoceno medio. Corresponde a lo que varios autores denominaron “aluviones aterrizados” y “rodados aterrizados”, e incluye paleosuelos bien desarrollados y un banco de toba intercalado que fue datado en 330±10 ka (Pleistoceno medio). Se encontraron restos de mastodontes, megaterios y gliptodontes, junto con escasos gasterópodos. 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. Su espesor varía entre 20 y 40 metros y contiene una rica fauna de moluscos 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 paleosuelo con un perfil que indicaría un ambiente emergido (en contraste con el lacustre del resto de la formación), caracterizado por agradación bajo un clima húmedo.

-Formación Urundel

En la cima de las Lomas de Medeiros, y en otras localidades del valle de Lerma, se conserva un cuerpo de loess que tiene amplio desarrollo en el flanco oriental de las sierras subandinas y Chaco salteño. 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.

-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. Ha sido datada en cien mil años, lo que coloca a la Formación 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. Tiene fuertes variaciones laterales y verticales en su composición, básicamente contrastan facies clásticas gruesas y finas.

En algunos sectores aparecen, en la parte media de la formación, dos paleosuelos rojizos, con un espesor de todo el complejo del orden de los diez metros, y que 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 et al. (1996) 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., 1996).

-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 y una facies de conglomerado. La primera está compuesta por 6 metros de espesor de limo y arcilla en estratos finos y láminas planas, paralelas, horizontales (Ramonell et al., 1993), lo que indica que ese cuerpo de agua persistió durante un considerable intervalo de tiempo y, que el caudal del río Grande era considerablemente más bajo que el actual. El techo de esta formación forma el fondo del valle actual del río, es una superficie plana, horizontal, sin microrrelieve visible. Estos sedimentos se habrían acumulado durante el Holoceno superior.

Estratigrafía 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 conglomerados 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 aquí más importantes.

-Formación Urundel

Ésta presenta características particulares según la localidad que se analice:

Al norte de la localidad de Urundel, en la provincia de Salta, se ubica su perfil tipo. Presenta casi 12 metros de espesor, es principalmente un loess en el cual alternan niveles limo arenosos, o arenosos muy finos y predominan los colores marrones. Pueden o no presentar concreciones de carbonato de calcio de menos de 1 centímetro de diámetro y distribución irregular. También se observan escasos fragmentos tamaño grava compuestos por arena friable, indicando esporádicas avenidas aluviales en algunos niveles.

Aguas abajo el perfil sigue básicamente igual, con las intercalaciones aluviales variando entre arena y limo estratificado y la facies loéssica masiva alcanza en partes a 6 o 7 metros de espesor; 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.

En la localidad de 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, presenta concreciones de carbonato de calcio, es de color castaño amarillento y forma taludes verticales. 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.

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 loéssico 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.

De la Fm Urundel se han obtenido dos edades: 16900±250 años C14 AP (sobre madera) para la sección central del perfil tipo y 27.000 años (por termoluminiscencia) en la localidad de Pluma de Pato, en el Chaco salteño, donde cubre la planicie con varios metros de espesor.

Procesos gravitacionales

La estratigrafía de los valles de la Cordillera Oriental está fuertemente influenciada por la dinámica de los movimientos en masa (en las Sierras Subandinas el fenómeno es más acentuado). Estos procesos (flujos de barro fundamentalmente) se ven favorecidos por 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. Se registran desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad, pudiendo ser de enorme magnitud o flujos de barro menores como los que ocurren en la Quebrada de Humahuaca y en otros valles de la Cordillera Oriental, tanto en Argentina como en Bolivia. A continuación se mencionan algunos de estos eventos ocurridos durante el Cuaternario:

El sistema actual más conocido es el generado por “**El Volcán**”, una pequeña cuenca de 60 Km² localizada en la Quebrada de Humahuaca (Jujuy). En dicha área los excedentes hídricos no fluyen normalmente pendiente abajo, sino que son absorbidos por arcillas expansivas que componen rocas previamente disgregadas. Se trata de una cuenca de forma trapezoidal compuesta por tres zonas (González Díaz y Fauque, 1987). Una “zona de erosión” en las cabeceiras, en la que afloran rocas metamórficas y sedimentarias muy diagenizadas, que es donde se producen frecuentes derrumbes y avalanchas. Un “canal de transporte”, en el sector medio, de 6 kilómetros de longitud y muy encajonado. Y una “zona de acumulación” en forma de abanico, compuesta por conglomerados y fanglomerados que se depositaron a partir de flujos de barro, que se originan en la zona de erosión durante las lluvias de verano. Los episodios de endicamiento del río Grande ocurren esporádicamente y con diferentes intensidades provocando inundaciones en la localidad de El Volcán (como en 1945) o interrumpiendo los accesos (vías y rutas).

En el sector sur de la **sierra de Aguaragüe** (Sierras Subandinas salteñas), se produjo en 1984 un torrente de barro de gran tamaño. González Díaz y Malagnino (1990) determinaron una serie de factores desencadenantes y también la sucesión de eventos que actuaron en forma simultánea o sucesiva. En el sector serrano fueron avalanchas de detritos, deslizamientos planares y 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 y la segunda fue un flujo denso generalizado, provocado por una lluvia extraordinaria, que se desplazó por los canales principales de los abanicos aluviales.

Durante parte del Pleistoceno, **el valle de Lerma (Salta)** estuvo ocupado por un extenso lago (800 a 1300 Km² de superficie) de agua dulce, originado por el endicamiento provocado por una corriente de barro (Malamud et al., 1996).

Luego de la deformación tectónica (ocurrida antes de $1,3 \pm 0,2$ Ma) se habrían implantado sistemas fluviales (Fm Calvimonte) y lacustres (Lago Lerma) cuyos depósitos se acumularon durante todo el Pleistoceno medio (desde 780 ± 100 hasta 100 ka A.P.). La sedimentación lacustre fue de arcillas laminadas en facies rítmicas en las cuales se alternan láminas delgadas

(escasos milímetros hasta 1 cm de espesor) blancas y oscuras. Las ritmitas reflejarían eventos de 1 a 10 años de duración, es decir cambios estacionales o bien eventos El Niño.

El Cuaternario de la Puna

La Puna es el sector argentino del Altiplano Sudamericano, 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 al oeste de San Miguel de Tucumán. Se trata de una región elevada, formada por cordones montañosos de 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 que luego se transformaron en salinas y barreales durante los climas secos. En todas esas depresiones se conservan las paleo-riberas de los antiguos lagos en cotas más elevadas, por ejemplo en los salares de Hombre Muerto, Antofalla y Arizaro (Figura 11.9). 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. A este estilo paisajístico se agregaron como nuevos elementos morfológicos las construcciones volcánicas emplazadas sobre el relieve preexistente, lo que contribuyó a acentuar las irregularidades originales (Sayago, 1999, Figura 11.6).

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, mientras las cimas de las sierras ascienden entre 4500 y 5000 metros sobre el nivel del mar (Igarzábal, 1991); y en la provincia de Catamarca las alturas son mayores.

En las laderas de las montañas se han formado, durante el Cuaternario, numerosos abanicos aluviales durante los climas húmedos y pedimentos durante los secos (existiendo por lo menos tres de ellos). Las glaciaciones han sido muy reducidas (pequeños glaciares de circo) debido a la sequedad general de la región (Figura 11.5); 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 corrosivas, que desagregan intensamente los clastos sedimentarios que son transportados hasta los barreales y salinas (Igarzábal, 1999).

Durante el Cuaternario la Puna ha estado dividida en siete bolsones, que tuvieron un desarrollo sedimentario y morfológico similar. Todos ellos forman cuencas endorreicas, a excepción del Río Grande de San Juan el cual fluye hacia el norte, entran en el Altiplano Sur de Bolivia y forma parte de la alta cuenca del río Pilcomayo.

Mientras el Pleistoceno se caracterizó por una generalizada uniformidad morfogenética producto de una moderada participación de la humedad y correlativa disponibilidad de caudales de escurrimiento, el Holoceno, característicamente seco, vio interrumpida su evolución por pulsos de corta duración de mayor humedad. Estos cambios en el clima se ven reflejados en sedimentos de orígenes dispares como glaciarios, criogénicos, torrenciales, lacustres, fluviales, eólicos, de playa y químicos.

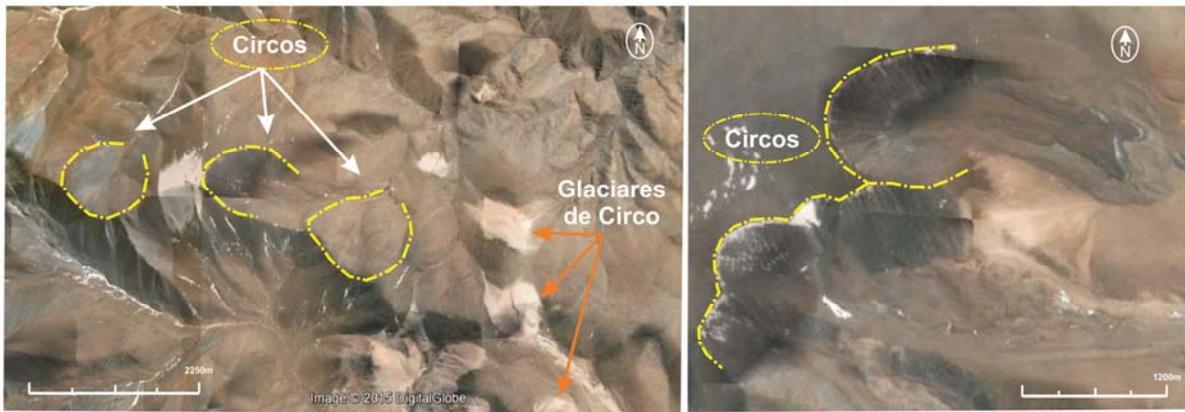


Figura 11.5: Presencia de circos y glaciares de circo entre las provincias de Salta y Jujuy. Imágenes modificadas de Google Earth, DigitalGlobe

Estructuración y vulcanismo

El relieve de la Puna Argentina se ha visto modificado como consecuencia de los procesos orogénicos originados por los Movimientos Ándicos (Groeber, 1947) que condujeron a la estructuración que controló la sedimentación y el vulcanismo Cenozoico. Según Salfity et al. (1984) estos movimientos, que finalizan con la fase Diaguíta (Pleistoceno Temprano), dislocaron el zócalo constituido esencialmente por sedimentos paleozoicos y cretácicos. Las fases iniciales terciarias (Incaica, Pehuenche y Quechuas) originaron lineamientos estructurales orientados de ONO-ESE y NO-SE, los que se consideran fallamientos transcurrentes y que se comportaron como altos estructurales. La fase Diaguíta volvió a disturbar el zócalo a través de la movilidad diferencial de bloques afectados por fallas inversas de alto ángulo y orientación submeridiana (Figura 11.3).

Como ocurriera en el Terciario, con la descompresión de los altos estructurales que facilitaron el vulcanismo contemporáneo, también el alivio compresivo de las estructuras pleistocenas permitió una intensa efusividad que provocó el emplazamiento de la Cordillera Occidental, compuesta por los más potentes estratovolcanes de la región (Figura 11.8). El vulcanismo cuaternario culminó con la efusión de basaltos olivínicos, como los expuestos en los volcanes Negro de Chorrillos y Tuzgle al oeste y noroeste de San Antonio de los Cobres, para los que Schwab y Lippolt (1974) dataron por K/Ar en $0,1 \pm 0,3$ Ma para el primero y $0,2 \pm 0,15$ Ma para el segundo, es decir, con neta correspondencia cronológica cuaternaria.

Lo esencial del vulcanismo cuaternario tiene su máxima expresión en la Cordillera Occidental pero en el interior de la Puna hay aparatos, tales como San Gerónimo y Negro de Chorrillos. González (1984) describió la unidad ignimbrítica "Ojo de Ratonés" 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 (Figura 11.6.B), con edades que varían entre 5,2 Ma. y 2,5 Ma, o sea alcanzando la base del Cuaternario.

El tiempo postdiaguítico no está caracterizado por una quietud absoluta, sino que han ocurrido una serie de anomalías morfológicas que indican que aún está presente una actividad tectónica residual. En la Puna argentina esa tectónica es tan reciente como que la reactivación de fracturas disturba costras evaporíticas holocenas (salar de Pastos Grandes), o sedimentos lacustres pleistocenos puestos en terrazas (laguna de Pozuelos; Figura 11.9). Otro hecho que

hace evidente los ajustes tectónicos recientes está señalado por el escurrimiento en direcciones determinadas sobre la superficie de la mayoría de los salares, indicativo del basculamiento de los bloques sobre los que asientan los rellenos de las cuencas evaporíticas.

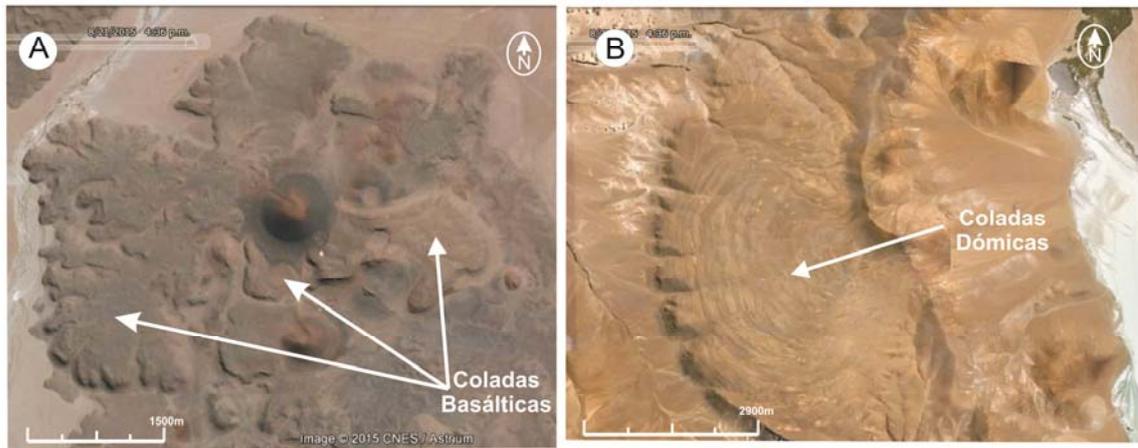


Figura 11.6: Ambas imágenes pertenecen a la provincia de Catamarca. A: Coladas basálticas con buenos rasgos de fluidalidad, se observan diferentes generaciones de coladas y en la parte central hay dos conos de cenizas producto de la actividad explosiva. B: Coladas dómicas donde se destacan corrugaciones resultado del flujo de la lava, esta colada se emite de la base de una gran caldera (Co. Galán). Imágenes modificadas de Google Earth, DigitalGlobe

Esquema general

El Cuaternario en la Puna está representado por rocas volcánicas y depósitos piroclásticos, además de acumulaciones aluviales y depósitos intermontanos, entre los cuales se destacan las evaporitas (Turner y Mendez, 1979). A continuación se mencionan algunas de las particularidades que presentan los sedimentos más característicos de la región.

-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. Las dacitas (roca predominante) son de color blancuzco y grisáceo rosado; están integradas por plagioclasa, andesina básica, cuarzo y biotita, con una pasta constituida por un intercrecimiento compacto de cuarzo y plagioclasa. 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

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. Cubren una superficie mucho mayor que las dacitas y sus tobas. 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). Se les atribuye una edad Pleistocena inferior.

-Tobas dacíticas

Se encuentran sobreyaciendo a los materiales de las andesitas A y B. Cubren una gran superficie en el Oeste de la Puna, son de edad Pleistoceno 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. (Figura 11.6.A)

-Depósitos aluviales y glaciales

Los sedimentos poco consolidados que cubren la mayor parte de la región están compuestos por tres o más niveles de terrazas y corresponden a depósitos de bolsón, de conos aluviales y gravas de terrazas. Turner y Méndez (1979) distinguieron tres unidades: la primera de ellas (la más antigua) está integrada en su mayor parte por sedimentos arenosos con intercalaciones arcillosas y numerosas capas conglomerádicas. 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 (calizas y evaporitas). Los sedimentos clásticos son arenosos con intercalaciones arcillosas y también numerosos estratos conglomerádicos. Tiene forma de terraza y posee estratificación muy pobre, con un espesor de alrededor de 100 metros. Los sedimentos químicos pueden formar concreciones relacionadas con fenómenos hidrotermales de la última fase del vulcanismo andino.

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 hiperáridos 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 unidad está compuesta por depósitos holocenos, en su mayoría arenas y arcillas, 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, los que constituyen un rasgo de acumulación de gran extensión como el campo de dunas barjanoideas (Figura 11.7) entre Salinas Grandes y laguna de Guayatayoc, en la Puna jujeña.

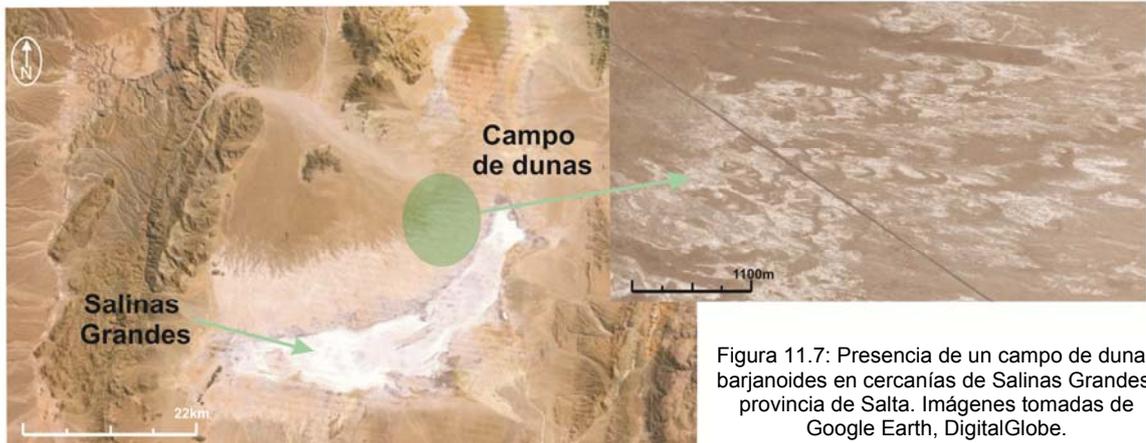


Figura 11.7: Presencia de un campo de dunas barjanoides en cercanías de Salinas Grandes, provincia de Salta. Imágenes tomadas de Google Earth, DigitalGlobe.

Las evidencias del único evento glacial ocurrido en el área sólo se registran por encima de los 4000 m (cerros Queva, Granadas, Macón, Galán, Archibarca, Lullailaco y Socompa) (Hasternrath, 1971). En ellos se observan escasos remanentes morénicos, los que normalmente son removidos como flujos detríticos (Igarzábal, 1981). No se conocen dataciones radiométricas para estos sedimentos pero existe coincidente opinión en que se trataría de una única glaciación asignada al Pleistoceno tardío (Aceñolaza y Toselli, 1981). También se registran en la Puna, en altitudes superiores a los 5000 metros, fenómenos de remoción en masa constituidos por derrumbes, deslizamientos y flujos de barro; la mayoría de ellos tiene edad holocena.

Los estudios palinológicos ofrecen una interesante versión de los sucesivos climas holocenos 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, con las actuales condiciones.

La autora especula que las diferencias en precipitación se deben a variaciones seculares en los vientos del este. Este esquema está basado en perfiles polínicos, que son coincidentes con argumentos geológicos y arqueológicos (Iriando, 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).

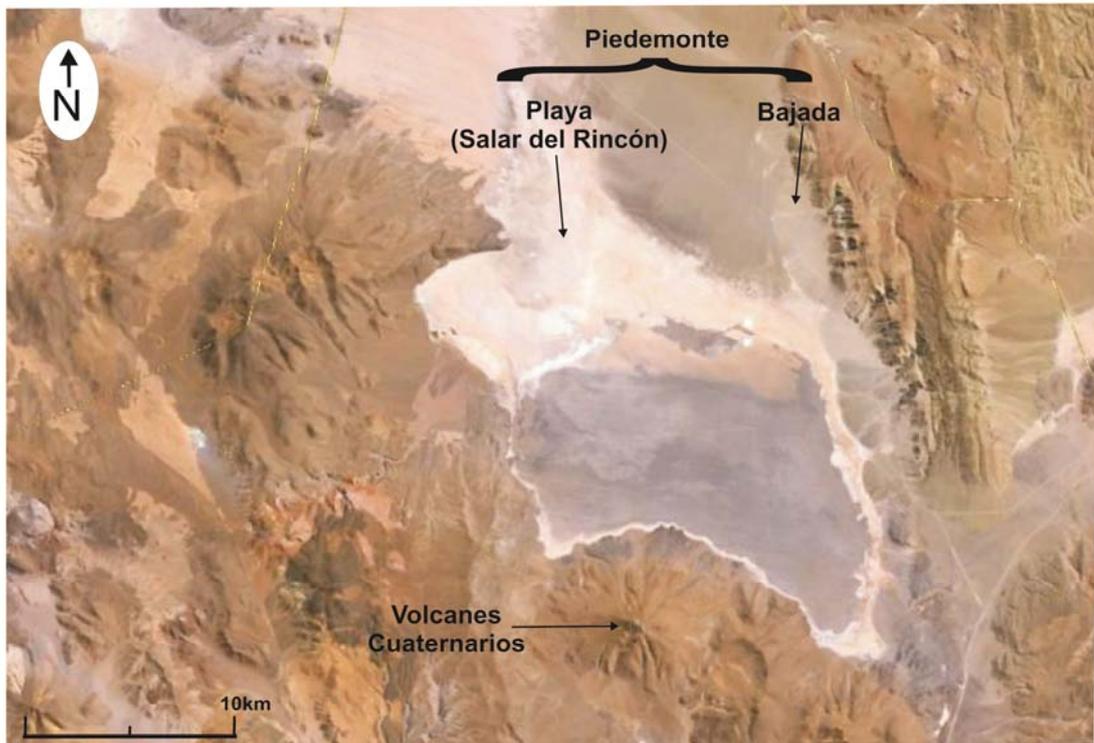


Figura 11.8: Imagen del sector del Salar del Rincón (Salta) donde se observan al norte la bajada y playa (piedemonte) y al sur algunos volcanes cuaternarios. Imagen modificada de Google Earth, DigitalGlobe

El registro sedimentario

Los bolsones han recibido importantes volúmenes de sedimentos clásticos y químicos a lo largo del Cuaternario, los primeros aportes que recibieron fueron sedimentos gruesos y muy gruesos procedentes de la denudación de las montañas perimetrales y compone el mayor volumen de los estratos cuaternarios. Las eyecciones volcánicas también contribuyeron en las columnas estratigráficas en estas cuencas (Igarzábal, 1999). Evidentemente, los materiales gruesos indican climas húmedos, con 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 paleoriberas (Figura 11.9). En esa posición, coronando el depósito lacustre, aparecen niveles de calizas estromatolíticas datados en 27.000 +/-240 años C¹⁴B.P.

Los rasgos geomorfológicos responden a los cambios climáticos ocurridos en la Puna (Igarzábal, 1999). Los períodos más húmedos se manifiestan en el desarrollo de planos de piedemontes (dos en total) en las laderas de las montañas, los que se correlacionan con potentes conos aluviales sincrónicos con las líneas de paleoriberas de los depósitos lacustres. Por otro lado los periodos secos como el actual favorecieron el desarrollo de depósitos evaporíticos en los

numerosos salares, los que constituyen un 30 % de los sedimentos cuaternarios aflorantes, cubriendo una superficie de aproximadamente 5.000 Km².

Los rellenos evaporíticos muestran persistentes intercalaciones de material cinerítico, lo que indica un sincronismo de los depósitos salinos con las manifestaciones del volcanismo regional.

Los períodos secos, y su sedimentación evaporítica, fueron interrumpidos por un episodio de ligera mayor humedad climática que provocó la formación de cuerpos lacustres, los que ocuparon las depresiones y se superpusieron a los depósitos salinos. En todos los salares están presentes los remanentes de esta fase lacustre, con espesores variables de hasta 20 m. Se carece de asignación temporal precisa para estos depósitos pero, por su inmadurez y por no tener por encima otras entidades litológicas, se los considera de edad reciente, no mayor de 2000 o 3000 años.

A continuación ejemplificaremos la estratigrafía de la Puna con algunos sectores característicos.

Cuaternario del Bolsón de Pozuelos

De acuerdo a Igarzábal (1999), la depresión de Pozuelos, en la Provincia de Jujuy, es un área típica de la Puna y se enmarca en las características de un "bolsón lineal", tectónicamente delimitado en la casi totalidad de su perímetro. Si bien ese estilo tectónico en fosas y pilares acabó por definirse en el diastrofismo de la Fase Diaguita, 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 (Figura 11.9), 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. La actual laguna, elongada en el rumbo

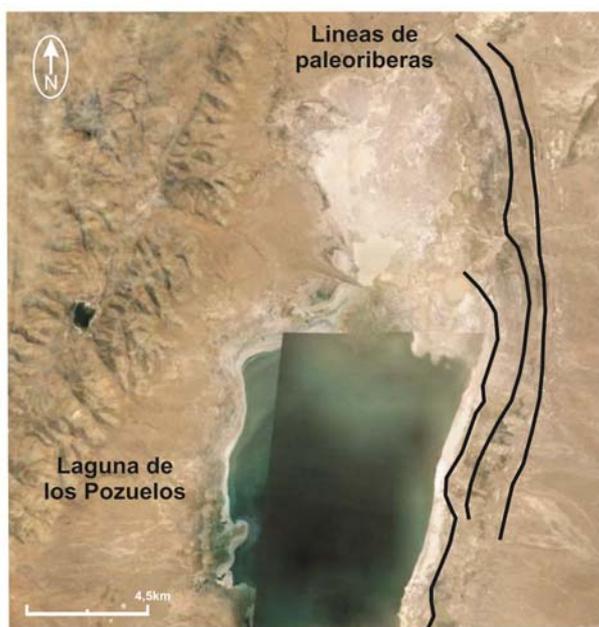


Figura 11.9: Imagen de la depresión de Pozuelos en la provincia de Jujuy, en donde se destaca la presencia de la laguna homónima y algunas de las líneas de paleoriberas que pueden observarse en la zona. Imagen modificada de Google Earth, DigitalGlobe.

de la depresión tectónica, recibe a los ríos Sta. Catalina y Cincel, de escurrimiento permanente por el Norte y Sur 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 sedimentos torrenciales que, se estima, fueron acumulados a partir de una intensa crioclastia que puso en marcha el enfriamiento regional, no glaciario, en la Puna.

El carácter esencialmente pelítico 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, durante el Pleistoceno, las condiciones climáticas solo eran ligeramente más frías y húmedas que la actual, con moderada cantidad de precipitaciones. Al término de este tiempo, los lagos habrían alcanzado su máxima expansión.

La sierra de Santa Victoria, que muestra inequívocas señales de glaciación, aportó con su descongelamiento caudales a las cuencas de los ríos Pilcomayo y Bermejo, pero no a la Puna.

Como una continuidad de la condición climática fría y seca con que ocurrió la transición del periodo Plioceno al Pleistoceno, se elaboraron extensos planos de glaciares de denudación, cuyos remanentes aterrizados se exponen en el extremo norte y suroeste de la depresión.

Aunque el mayor humedecimiento del Pleistoceno afectó en forma generalizada a la Puna argentina, su sector septentrional, hasta los salares de Alaroz y Cauchari, fue el más beneficiado como lo demuestran las paleolíneas de riberas que se observan en las depresiones de Guayatayoc, Salinas Grandes, los salares primeramente señalados y en especial en Pozuelos (Figura 11.9).

Con ese máximo nivel 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 acarrees más finos las penetraron a modo de pequeños depósitos de deltas lacustres.

El espesor total de sedimentos lacustres se estima entre 30 y 50 m en la parte central. En cambio, a partir de la reconstrucción de líneas de paleoriberas (Figura 11.9) se estimó que la laguna habría alcanzado una extensión mayor, entre 60 a 70 km con una superficie equivalente a los 300 km².

Presumiblemente la retracción lacustre que se inició en el Pleistoceno superior 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.

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

a) Pleistoceno inferior: Son extensos abanicos aluviales y pedimentos desarrollados al pie de las montañas periféricas, y son los materiales más extendidos de la depresión. El abanico más importante fue formado por el río Guayatayoc.

En el sector sudoeste del bolsón se conservan dos niveles de pedimento, separados por un escalón de perfil cóncavo de veinte metros de desnivel. Están desarrollados en rocas terciarias.

b) Pleistoceno medio: Ocurrió una pedimentación generalizada que se conserva en casi todo el perímetro de la depresión, y el sistema fue calificado 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 que constituye la máxima expansión lacustre. Los sedimentos lacustres cubren los sectores distales del pedimento y de los abanicos de pie de monte.

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 rellenas por los materiales desagregados de la superficie. En algunos sectores aparecen estructuras formadas por cuñas de hielo y en otros lóbulos de soliflucción de la misma edad. Al pie de la sierra de la Rinconada existen posibles glaciares de roca de pequeño tamaño. También se observan dos niveles de terraza lacustre. 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 (Figura 11.7) a lo largo de las riberas lacustres.

El Salar del 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. Este salar está ubicado a 4100 metros de altitud y es uno de los más extensos de la Puna (600 Km²). Está formado por dos cuerpos parcialmente conectados. La cuenca está formada por rocas volcánicas neógenas, los depósitos cuaternarios están representados por sedimentos clásticos, evaporíticos y rocas volcánicas basálticas de la Formación Incahuasi.

Godfrey et al. (1997) extrajeron un testigo de 40,7 m; a partir del análisis del mismo los autores no encontraron evidencia de la existencia de lagos de agua dulce durante los últimos 85.000 años en la zona. Pero reconocieron la existencia de cuatro ciclos de depósitos de lagos salinos asociados a cambios climáticos, desde intervalos húmedos (lagos salinos) hasta intervalos secos, parecidos a la actualidad.

El Cuaternario en otros sectores del NOA

Se trata de regiones de alta montaña en general, que fueron sometidas a climas severos (fríos y secos a subhúmedos) a lo largo de todo el Cuaternario. El proceso dominante es la meteorización física y la 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 (Iriondo, 2010).

En la Cordillera Frontal, los depósitos cuaternarios prácticamente no están representados, cobrando importancia en el margen pedemontano oriental, conformados por sedimentos aluviales gruesos, formando terrazas, intercalándose depósitos piroclásticos.

En la Precordillera, los principales depósitos cuaternarios están representados por niveles de pie de monte en los valles que marginan al O y E, conformados por conglomerados gruesos y también se observan limos, limos arcillosos y depósitos lacustres en los ríos, arroyos y cuencas cerradas del sistema.

Particularmente se pueden mencionar los depósitos pleistocenos de orígenes aluviales, extensos y potentes, que se encuentran en la zona de transición con la Puna, en El Leoncito y El Fandango (La Rioja), a unos 4000 metros de altitud. Esos eventos cuaternarios se correlacionan con el ambiente puneño. En esta zona se reconocen también vulcanitas pleistocenas que 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; este ciclo efusivo se correlaciona con la Puna.

En Cordillera Frontal de San Juan y La Rioja se reconocen evidencias de vulcanismo pleistoceno, representado por la Formación Tórtola (andesitas básicas y riolitas) (Aparicio, 1975). Mientras, los principales depósitos de la Precordillera en esta zona 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).

Las Sierras Pampeanas Occidentales presentan sedimentos fluviales, conglomerados y arenas friables, adosados a los frentes montañosos y constituyendo extensas bajadas.

La provincia de Tucumán comprende un ambiente de llanura, en su mitad oriental y de mon-



Figura 11.10: Abanico ubicado al SW del cordón de Velasco en la provincia de La Rioja.

tañas y cuencas intermontanas en su mitad occidental, y se han reconocido distintas zonas. 1) La Llanura ondulada: ocupa la porción N de la llanura y el material superficial está compuesto por loess de hasta 5 m de espesor alternando con arenas fluviales, que se conocen como Fm Tucumán. 2) El Piedemonte de los cordones principales: constituyen la transición entre la zona montañosa y la llanura oriental, destacándose los glacis y abanicos aluviales (Figura 11.10) y valles. 3) La Llanura aluvial: corresponden a formas fluviales de cursos provenientes de los cordones principales. Al igual que la anterior alternan depósitos fluviales con loess primario y retrabajado. (Sayago et al., 1998).

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, en 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 Catamarca hasta su desembocadura en el río 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, y su colector propiamente dicho mide más de 900 kilómetros de longitud. Aproximadamente 150.000 Km² de esta cuenca están ubicados por encima de los mil metros de altitud, lo que dejó 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.

Esta cuenca se divide en cuatro partes; pero nos concentraremos en la cuenca superior ya que se encuentra en nuestra zona de interés. 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. De Alba (1954) distingue dos grupos diferentes y de distinta edad, los más antiguos son abanicos aluviales y "conglomerados horizontales" de edad Pleistoceno inferior, que cubren discordantemente sedimentos triásicos o terciarios. Los más modernos (Pleistocenos superiores) constituyen una delgada cubierta de rodados y arenas que transportan los ríos y arroyos. 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 (1979) menciona genéricamente “varias terrazas” cuaternarias en la región.

El Valle de Antinaco - Los Colorados

En el centro de la provincia de La Rioja se ubica la depresión tectónica denominada Valle de Antinaco - Los Colorados. Las serranías que limitan esta depresión son las sierras de Velasco al E y las de Famatina, Sañogasta, Paimán, Vilgo y de Paganzo al O, formando parte de los sistemas de Sierras Pampeanas y de Famatina respectivamente (Ramos 1999).

El contexto geomorfológico regional corresponde a dos sistemas montañosos con cuencas de drenaje escurriendo hacia la depresión central, generándose al pie de los mismos extensos depósitos pedemontanos representados por abanicos aluviales individuales o coalescentes de diferentes edades, activos e inactivos (sometidos a procesos de erosión) y niveles de pedimentos (Fucks, et al., 2014). En este ambiente se han podido discriminar las siguientes unidades generadas en el cuaternario (Figura 11.11):

Sistemas serranos: los sectores más elevados de la Sierra de Famatina presentan rasgos de erosión y acumulación glacial (Turner 1964), encontrándose en la actualidad masas de hielo sepultados por detritos.

Piedemonte o Bajada: Estas morfologías constituyen los ámbitos de acumulación desarrollados desde la base de los sistemas montañosos hacia posiciones distales. Los procesos geomorfológicos más importantes están asociados a la acción fluvial y la remoción en masa, formando abanicos aluviales (AA), bajadas propiamente dichas y sectores de acumulación con cursos paralelos (B).

Niveles pedemontanos relictos: Pueden observarse, en diferentes sectores y a diferentes altitudes, abanicos individuales (Figura 11.10) o coalescentes, y también afloramientos aislados de gravas rodeados por los niveles de agradación actuales desvinculados de los sistemas serranos. Están representados por importantes espesores de gravas, cuyos tamaños individuales dependen de su distancia del frente serrano. Estos depósitos han sido asignados a diferentes unidades estratigráficas, cuaternarias y del Terciario Superior (Turner 1971; de Alba 1979), estando genéticamente vinculados a la neotectónica.

Pedimentos: Existen diferentes niveles, con extensiones y alturas variables.

Planicie fluvio-eólica: El curso de agua que escurre por el Valle de Antinaco-Los Colorados presenta un diseño entrelazado. Presenta gran cantidad de cursos que se entrecruzan en un diseño de gran escala. Están muy vegetados, constituyendo las áreas con mayor grado de cobertura vegetal. Además de los sedimentos fluviales del curso principal y de los tributarios (sectores terminales de abanicos distales) pueden apreciarse montículos de arena generados por acción eólica y controlados por la vegetación.

Médanos longitudinales: Corresponden a dunas lineales simples con dirección inicial SSE-NNO cambiando a SE-NO. Los vientos del SE y condiciones de clima más áridas que las ac-

tuales, deflacionaron estos materiales, depositándolos a sotavento del sector deprimido ubicado en los alrededores de Patquía.

Las morfologías pedemontanas funcionales están representadas por abanicos aluviales y bajadas. También se observan depósitos y superficies de erosión en posiciones más elevadas, indicativos de movimientos tectónicos durante el cuaternario y/o de cambios paleoclimáticos.

De acuerdo a los grandes contrastes de ambientes e importante superficie, pueden observarse en la región descrita una variabilidad muy grande de unidades y procesos generadores. A los procesos fluviales y gravitacionales, relacionados con los ambientes pedemontanos, debemos agregar los depósitos eólicos (loess y arenas), volcánicos, químicos, glaciales y periglaciales, entre los más representativos. Éstos, debido a lo limitado de los ambientes geomorfológicos, son muy difíciles de correlacionar y deben ser estudiados de manera localizada e individual (Fucks et al., 2014).



Figura 11.11: Imagen de la zona del valle de Antinaco-Los Colorados donde pueden distinguirse diferentes rasgos geomorfológicos, entre ellos, varios abanicos aluviales, bajadas, llanuras fluvio-eólicas, médanos, etc. (Modificado de Fucks et al., 2014)

Bibliografía

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Publicación N 1287: 212 pp.
- Aparicio, E. P. 1975. Mapa geológico de San Juan. Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de Cuyo, 39 p., San Juan.

- Berberian, E., Nielsen, A., Arguello, E., Bixio, B., Spalletti, L., Salazar, J. y Pillado, E. 1988. Sistemas de asentamientos pre-hispánicos en el valle de Tafí. Edit. Comechingonia.
- Bonaparte, J.F. y Bobovnikov, J. 1974. Algunos fósiles pleistocénicos de la provincia de Tucumán y su significado bioestratigráfico. *Acta Geológica Lilloana*, 12:171-183.
- Bossi, G., 1969. Geología y Estratigrafía del sector sur del Valle del Choromoro. *Acta Geológica Lilloana* 10(2): 17-64, Tucumán.
- Clapperton, C.M. 1994. *The Quaternary of South America*. Elsevier, Amsterdam.
- Collantes, M.M. 1989. Análisis integrado de la génesis y evolución de los ambientes geomorfológicos del valle de Tafí, prov. de Tucumán. Informe final beca de perfeccionamiento CONICET. Inédito.
- Collantes, M.M., Powell, J. y Sayago, J.M. 1993. Formación Tafí del Valle (Cuaternario Superior), provincia de Tucumán (Argentina): Litología, paleontología y paleoambientes. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 21:200-206.
- Courtade, S. 1987. Las estructuras de la Quebrada de Humahuaca en las inmediaciones de Maimará, prov. de Jujuy. Tesis de licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias Naturales, Univ. Nacional de Tucumán (inédito).
- De Alba, E. 1954. Descripción geológica de la Hoja Geológica 16c, Villa Unión, Provincia de La Rioja: Dirección Nacional de Minería, *Boletín* 82, 81 pp., Buenos Aires.
- De Alba, E. 1979. Descripción de la Hoja Geológica 16d, Chilecito, Provincia de La Rioja. *Ser. Geol. Nacional, Boletín* 163, 88 pp., Buenos Aires.
- Fernández, J., Markgraf, V., Panarello, H., Alberio, M., Angliolini, F., Valencio, S. y Arriaga, M. 1991. Late Pleistocene Early Holocene environments and climates, fauna and human occupation in the Argentine altiplano. *Geoarcheology* 6 (3): 251-272.
- Fucks, E., Schnack, E., Scalise, A., Gallardo, G. y Cajal, J. 2014. Aspectos geomorfológicos del Valle de Antinaco-Los Colorados, Sierras Pampeanas y Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba.
- Furque, G. y Cuerda, A. 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: *Geología Regional Argentina: 456-522 pp*, Academia Nacional de Ciencias Córdoba.
- Gallardo, E.F., Aguilera, N.G., Davies, D.A. y Alonso, N.R. 1996. Estratigrafía del Cuaternario del Valle de Lerma, provincia de Salta, Argentina. 11° Congreso Geológico de Bolivia, *Actas*: 483-493, Tarija.
- Galván, A. F. 1981. Descripción geológica de la Hoja 10e "Cafayate" (Provincias de Tucumán, Salta y Catamarca). Dirección Nacional de Minería. *Boletín* 177:1-48.
- Godfrey, L.V., Lowenstein, T. K., Li, J., Ku, T. L., Alonso, R. N. y Jordan, T.E. 1997. Registro continuo del Pleistoceno tardío basado en un testigo de halita del salar de Hombre Muerto, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, *Actas* 1: 332-336, Antofagasta.
- González, O. 1984. Las ignimbritas Ojo de Ratones y sus relaciones regionales, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 206-220, Bariloche.

- González Bonorino, F. 1951. Descripción geológica de la Hoja 12e, "Aconquija" (Provincias de Catamarca y Tucumán). Dirección Nacional de Minería. Boletín 75:1-50.
- González Díaz, E.F. y Fauqué, L. 1987. Proveniencia del material componental del torrente de barro de "El Volcán", Quebrada de Humahuaca, (Jujuy), República Argentina. X Congreso Geológico Argentino 1, 309-312.
- 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 de Geología Aplicada a la Ingeniería. Actas V, ASAGAI.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3) Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar-co y parte de Epu Lauken, 4) Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2 (4): 347-433.
- Hasternrath, S. 1971. On the Pleistocene snow-line depression in the arid regions of the South America Andes. Journal Glaciology 1:225-267.
- Igarzábal, A. 1978. La laguna de Pozuelos y su ambiente salino (Departamento de Rinconada, Provincia de Jujuy). Acta Geológica Lilloana 15(1): 79-103.
- Igarzábal, A. 1981. El sistema glaciolítico de la cuenca superior del Río Juramento. Provincia de Salta. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 167-183.
- Igarzábal, A. 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas cuaternarias de la Puna argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 595-607.
- Igarzábal, A. 1991. Morfología de las provincias de Salta y Jujuy. Revista Instituto de Ciencias Geológicas, n° 8: 97-122.
- Igarzábal, A. 1999. Cuaternario de la Puna. En: Geología Argentina, 1st ed. Buenos Aires: Roberto Caminos, pp.683-687.
- Iriondo, M. 1990. La Formación "Urundel", un loess chaqueño. Actas Simposio Internacional sobre loess. Mar del Plata.
- 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.
- Iriondo, M. 2010. Geología del Cuaternario en la Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino. Santa Fe. 437 pp.
- 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.
- Marcos, O., Faroux R., Alderete M., Guerrero M. A. y Zolezzi R., 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. 1º Simposio Nacional de Geología Económica, 2: 305-318. San Juan.
- Markgraf, V. 1984. Paleoenvironmental history of the last 10,000 years in Northwestern Argentina. Zbl. Geol. Paläont. 1:1739-1749.

- Markgraf, V.: Paleoenvironmental history of the last 10,000 years in northwestern Argentina, *Zbl. Geo. Pal.*, 1, 1739–1749, 1985.
- Nullo, F.E. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 15f "Huillapima", prov. de Catamarca, Servicio Geológico Nacional, Boletín 178:1-62.
- Powell, J.E., Rufino, S.D. y Mule, P. 1993. Hippidiformes (Pleistoceno Superior) del valle de Tafí (Provincia de Tucumán, Argentina). Consideraciones tafonómicas y paleoambientales. 10° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Resúmenes. La Plata.
- Raffino, R. 1988. Poblaciones indígenas en Argentina. Edit. Tipográfica Editora.
- 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.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio Argentino. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(12): 41-96. Bs. As.
- Rohmender, G. 1942. La glaciación diluvial en los nevados del Aconquija. Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, *Physis* 47-69.
- Ruiz Huidobro, O. 1960. Hoja 8e Chicoana. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. 45 pág.
- Salfity, A., Gorustovich, S., Moya, M.C. y Amengual, R. 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoica de la Puna. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:539-554.
- Sampietro, M.M. 1994. Uso del espacio y manejo pre-hispánico de suelo y agua en el cono del río Blanco, Tafí del Valle, prov. de Tucumán. Tesis de Licenciatura en Arqueología (inédito).
- Sayago, J.M., Collantes, M.M. y Arcuri, C. 1991. El glaciario finipleistoceno-holoceno y su relación con los depósitos clásticos pedemontanos en la región montañosa de Tucumán (Argentina). *Bamberger Geographische Schriften* Bd. 11, S. 155-168. Bamberg.
- Sayago, J.M. 1994. The Argentine neotropical loess: An overview. *Quaternary Science Reviews* 14 (7-8): 755–766.
- Sayago, J., Collantes, M. y Toledo, M. 1998. Geomorfología. En: Geología de Tucumán, 2nd ed. San Miguel de Tucumán: Gianfrancisco, Puchulu, Durango de Cabrera y Aceñolaza, pp.241-258.
- Sayago, J. 1999. El cuaternario de la región pre-puneña del noroeste argentino. In: Geología argentina, 1st ed. Buenos Aires: Roberto Caminos, pp.688-695.
- Schwab, K. y Lippolt, H. 1974. K/Ar Mineral ages and late Cenozoic history of the Salar de Cauchari Area (Argentine Puna). Proc. Symposium "Andean and Antarctic Volcanology Problems", 698-714. Santiago, Chile.
- Stinie, S. 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during the medieval times. *Nature* 369: 546-549.
- Strecker, M., Bloom, A., Carrion, M., Villanueva, A. y Naeser, C. 1984. Piedmont terrace formation in northwest Argentina Valle de Santa María and southern Sierra Aconquija (provincia de Catamarca, Tucumán y Salta). 9° Congreso Geológico Argentino, Actas: 448-465.

- Strecker, M. 1987. Late Cenozoic landscape development, the Santa María Valley, northwest Argentina. PhD. Thesis. Cornell University.
- Tapia, A. 1925. Apuntes sobre el glacialismo pleistocénico del Nevado de Aconquija. *Anales GAEA*, 1 (4): 313-365.
- Turner, J. 1964. Descripción de la Hoja Geológica 15c, Vinchina, Provincia de La Rioja. Dir. Nacional de Geología y Minería, Boletín 100, 81 p., Buenos Aires.
- Turner, J. 1971. Descripción de la Hoja Geológica 15d, Famatina, Provincia de La Rioja. Dir. Nacional de Geología y Minería, Boletín 126, 96 p., Buenos Aires.
- 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.
- Turner, J.C. y Méndez, V. 1979. Puna. En Turner, J.C.M. (ed.) *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 1: 13-56, Córdoba.
- Vilela, C. 1956 – Hoja 7d, Rosario de Lerma. *Carta Geológico-Económica de la República Argentina*. 60 pág.
- Vilela, C. y García, J. 1978. Descripción geológica de la Hoja 9e “Ambayo”. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 150, 67pp.

Capítulo XII

Cuyo

Marta Deluchi

La región de Cuyo involucra políticamente a las provincias de Mendoza y San Juan (Figura 12.1), las cuales geológicamente están comprendidas en los ambientes de Cordillera Frontal, Cordillera Principal, Precordillera, Sierras Pampeanas y la Llanura Chaco-Bonaerense. Mendoza posee gran parte de su superficie desarrollada en la provincia geológica de Cuenca de Cuyo y en su territorio se localizan Payunia y el Bloque San Rafael.

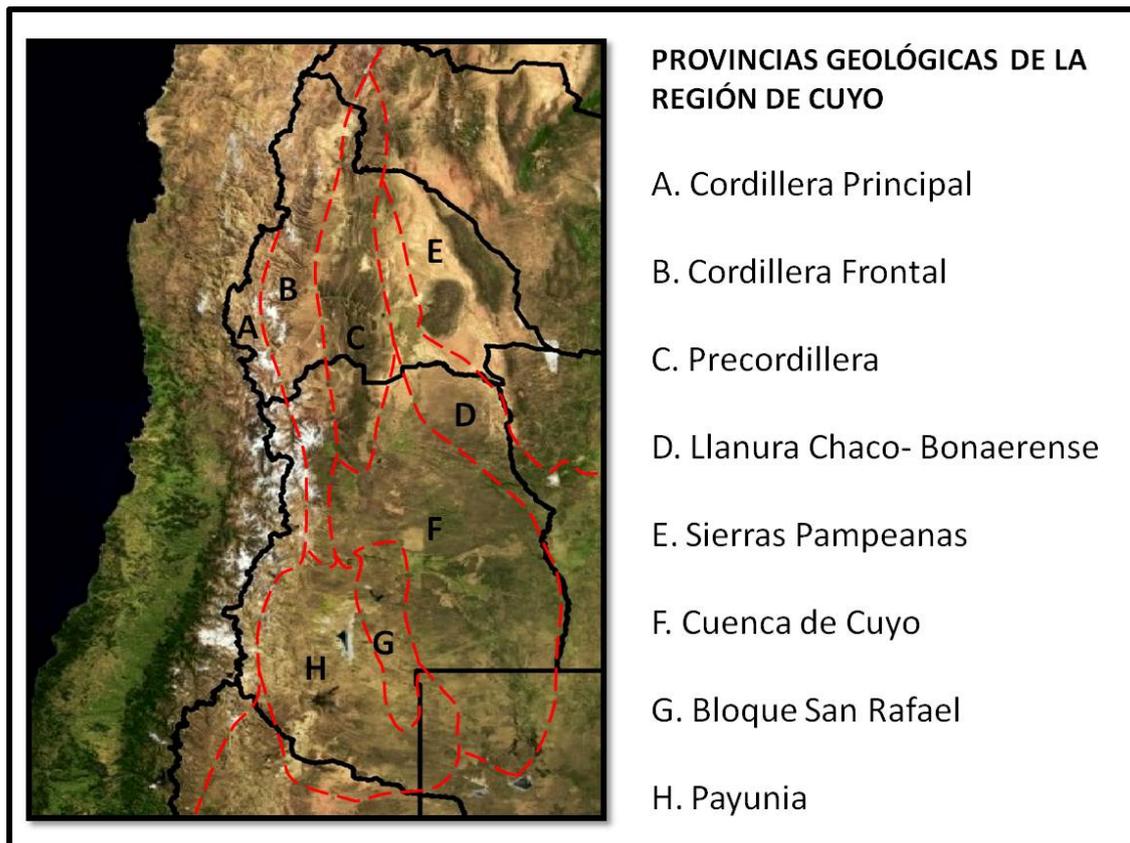


Figura 12.1: Provincias geológicas de la Región de Cuyo

Clima

La región posee un clima semiárido, con grandes amplitudes térmicas durante el día y entre estaciones. La temperatura media anual decrece de este a oeste. Se encuentra atravesada por la diagonal árida, también denominada diagonal arreica, la cual corresponde a una franja de lluvias escasas y de ancho variable que cruza el continente sudamericano en sentido NO-SE, desde el norte de Perú hasta la costa patagónica. La Cordillera de los Andes constituye una barrera topográfica para la llegada de los vientos cargados de humedad provenientes del océano Pacífico. Las condiciones de aridez determinan que la vegetación sea escasa y por lo tanto se ven intensificados los procesos de deflación, migración de dunas y erosión hídrica.

Relieves

Durante el Terciario superior y Cuaternario se ha configurado el paisaje cuyano que registra los cambios climáticos vinculados con los períodos glaciales e interglaciales y los movimientos tectónicos andinos. Los estudios sobre las unidades cuaternarias demuestran que aún no se ha logrado establecer regionalmente una secuencia cronoestratigráfica o correlacionar las mismas, excepto en casos localizados. En el conjunto de todas las provincias geológicas expuestas, podemos decir que los relieves más característicos de la región de Cuyo podrían englobarse en: montañas, planicies y mesetas y volcanes (Abraham, 1996). A continuación describiremos las distintas geoformas y depósitos encontrados en cada uno de estos ambientes.

I Montañas (oeste)

Las geoformas están vinculadas principalmente a procesos glaciales, glacifluviales, de remoción en masa y volcánicos. Comprende parte de las provincias geológicas de Cordillera Principal, Frontal, Precordillera, Sierras Pampeanas (San Juan) y Macizo de San Rafael (Mendoza). Se suman otros rasgos, de menor altitud, como son las Cerrilladas y Huayquerías pedemontanas (en Mendoza).

I.a Descripción de las geoformas

Los cordones montañosos andinos superan los 5000 metros de altura y en algunos sectores se interrumpen con la existencia de "pasos" que poseen alturas comprendidas entre los 3500 y 4500 m.s.n.m. Este paisaje de Cordillera Principal y Frontal se puede definir como joven y maduro incipiente, bajo condiciones semiáridas alcanzadas en el Pleistoceno superior y con la intervención climática del englazamiento contemporáneo (González Díaz, 1993, en Abraham, 1996).

En el paisaje andino se pueden reconocer glaciares de valle, campos de nieve perenne, formas de acumulación glacial (morenas) y de erosión (valles en U, aristas, circos, etc.) relacionados a los ciclos glaciares. Ejemplo de glaciares actuales son el cordón de Ansilta, de La Ra-

mada, Olivares en San Juan; los cerros Aconcagua, Tolosa, Tupungato, Maipo, Sosneado en Mendoza. Estas geoformas se vinculan a procesos de remoción en masa como reptación de laderas y taludes de derrubios. (Figura 12.2).

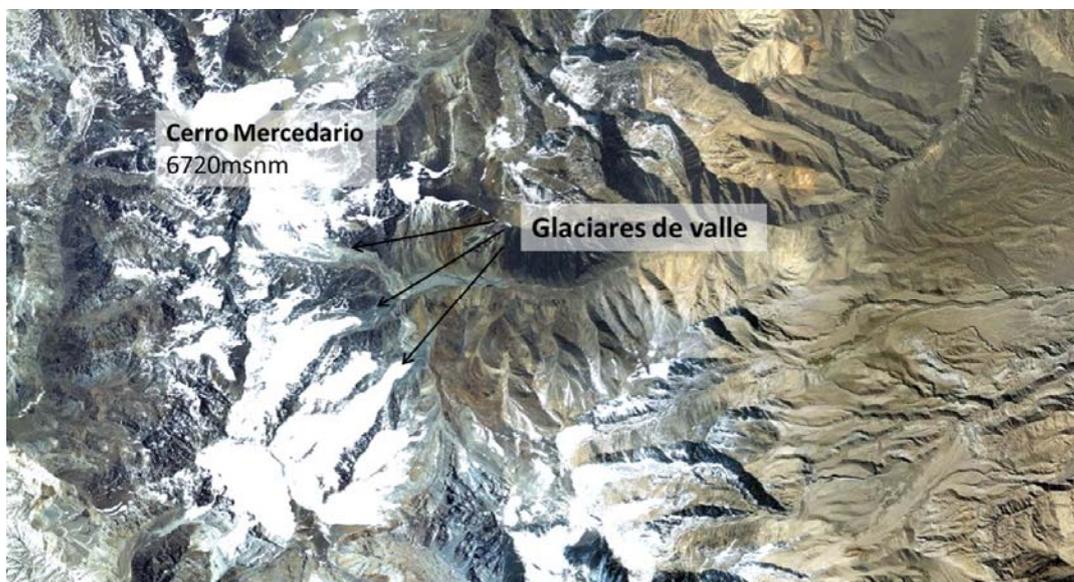


Figura 12.2: Geoformas vinculadas a glaciares de valle.

Los volcanes constituyen otra geoforma diferenciable en Cordillera Principal asociada a procesos endógenos. Bajo la denominación de "Arco Volcánico Andino" se incluyen paleovolcanes miocenos, volcanes Cuaternarios, volcanes activos tales como Tupungatito, San José y Peteroa que se encuentran localizados en la provincia de Mendoza; campos lávicos y piroclásticos. En la provincia de San Juan se destacan los cerros Tórtolas (altura > 6000m) y Toro en los procesos volcánicos (Souvires, 1996).

El ambiente precordillerano (figura 12.3) se desarrolla con alturas que en general no superan los 4000 m, como la Sierra de Uspallata en Mendoza cuya altitud varía entre los 2600 y 3100 metros. Se caracteriza por la presencia de depresiones o valles longitudinales de rumbo N – S conformados por pedimentos, abanicos aluviales y morfologías variadas con controles tectónicos. Se identifican superficies de erosión cubiertas por sedimentos granulométricamente gruesos y permeables del Pleistoceno.

En la provincia de San Juan se diferencia la precordillera Oriental, Central y Occidental por sus características estructurales. La precordillera Oriental presenta fallamiento inverso, la Central se distingue por la presencia de "bolsones" o cuencas endorreicas, alargadas en sentido N –S y la Occidental con plegamiento intenso y fallamiento inverso.



Figura 12.3: Abanicos aluviales en Precordillera.

Bloque de San Rafael

Se define (Criado Roque, 1972) como una unidad morfoestructural que posee continuidad con la provincia geológica de precordillera, tiene rumbo noroeste-sudeste en coincidencia con una franja de fracturación paleozoica (Figura 12.4). Presenta tres relieves, uno positivo occidental (Sierra de Las Peñas, Sierra Pintada) con una altura promedio de 500 metros. Un relieve negativo u oriental, que constituye el nivel de base local de la red de drenaje proveniente de las zonas altas, conocido bajo los nombres de llanura oriental o zona de los llanos orientales. El tercer relieve se desarrolla en la zona pedemontana de la Sierra Pintada, con numerosos conos volcánicos de tamaños y grado de erosión variables del Terciario superior y Cuaternario siguiendo tres lineaciones, N-S; NNO-SSE y O-E. El paisaje se conforma de esta manera por volcanes aislados, depresiones, bajos sin salida, salitrales, médanos y fundamentalmente el extenso piedemonte oriental, modelado en el extremo norte, a la altura de San Rafael, con niveles de pedimentación o glacis y hacia el sur con una extendida bajada.

El bloque está prácticamente delimitado por las cotas de 450 y 1800 msnm, con elevaciones correspondientes a serranías y volcanes que superan esos valores como el Volcán Nevado con 3810 msnm. El paisaje muestra un estadio evolutivo juvenil a maduro incipiente, dado por cambios sucesivos del nivel de base regional, ascensos del bloque y los procesos de erosión. Dentro de este ambiente el río Atuel ha formado un cañón de 300 metros de desnivel relativo, que se extiende aguas arriba hasta el embalse El Nihuil.

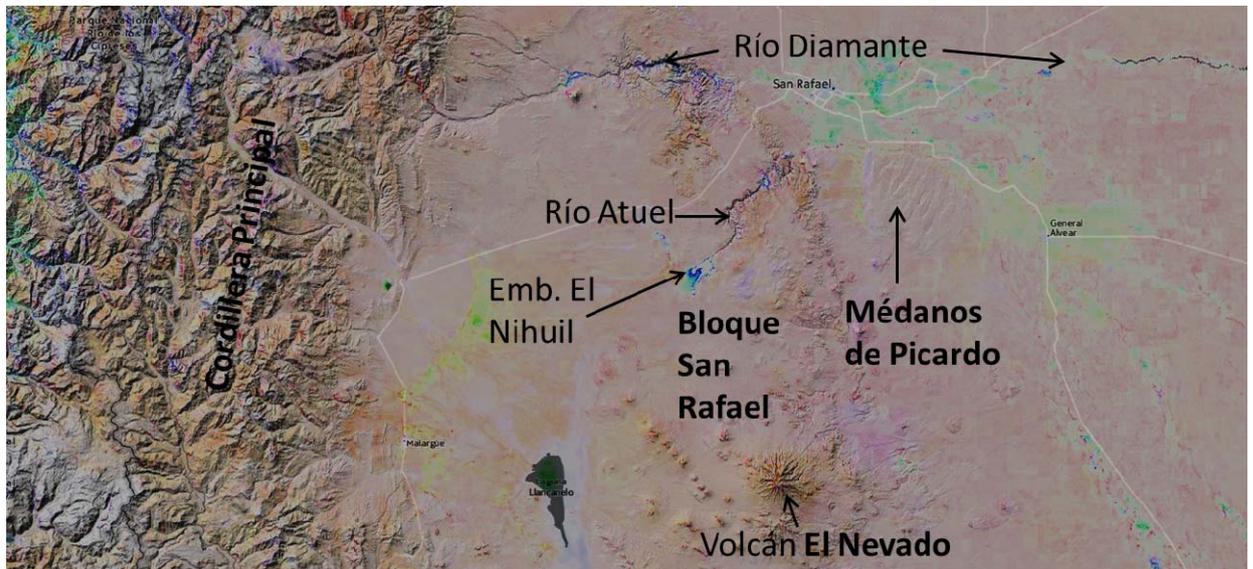


Figura 12.4: Alineación de volcanes y depósitos eólicos. Bloque San Rafael.

Sierras Pampeanas

Corresponden a este ámbito las sierras Pie de Palo, Valle Fértil, La Huerta, Imanas, Guayaquas, Catantal, cerros de Barboza y Valdivia constituidas por basamento metamórfico.

Cerrilladas y huayquerías pedemontanas

Están incorporadas a la unidad de relieve de montañas, si bien topográficamente son bajas. Se caracterizan por un proceso erosivo intenso durante el Cuaternario sobre sedimentos continentales terciarios plegados y elevados, constituyendo formas de relieve muy diversas como mesetas, elevaciones alineadas, lomas, crestas, etc. La meseta Del Guadal está separada de Los Andes por la depresión del Valle de Uco o Graben de Tunuyán, cubierta por médanos semifijos, y depresiones producto de la deflación durante el Neopleistoceno (Figura 12.5).

Las huayquerías constituyen la denominación local para definir al paisaje de bad-lands (tierras malas o "mal país"). Siguiendo los bordes de las cerrilladas y mesetas se observa una elevada densidad de cárcavas y "surcos" originados por la acción pluvial (tormentas de tipo torrencial) sobre litologías de tipo arcillosa y limosa, generando paredes abruptas, donde la vegetación es escasa o nula, debido a las condiciones de clima árido o semiárido. Ejemplos: San Carlos (1.200 m s.n.m.), Cordón del Carrizal, Cuchilla de Lunlunta (1.000 m s.n.m.), Cerrilladas de Tupungato (2.000 m s.n.m.).

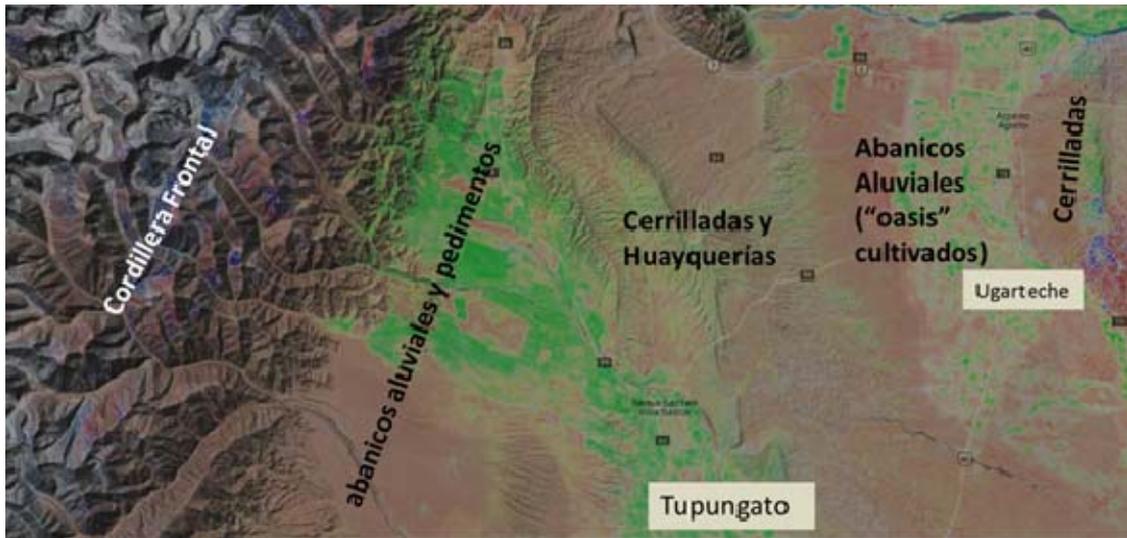


Figura 12. 5: Cerrilladas y Huayquerías.

I.b Descripción de los depósitos

Depósitos volcánicos

Las **Volcanitas básicas holocenas** corresponden a efusiones postglaciares sumadas a las de los volcanes activos tales como Tupungatito, conos adventicios del Bravard y efusiones de los volcanes San José y Peteroa. Estos depósitos se destacan principalmente conformando el campo volcánico del Payún- Matrú. Hacia el norte y oeste estas volcanitas integran las coladas de Basalto V, Basalto VI y Basalto VII.

Volcanitas básicas pleistocenas, comprenden las Asociaciones Volcánicas Paleopleistocenas y Neopleistocenas que reconoce Polanski (1963) entre Portillo Argentino y el río Diamante. Están controladas por fracturas. Desde el Este del bloque de San Rafael hasta la Cordillera se disponen en forma de franjas hasta el río Atuel hacia el sur, donde conforman el campo volcánico de Payunia. La Asociación Paleopleistocena (Basalto III de Groeber) se ubica estratigráficamente entre la Formación Los Mesones (más antigua) y la Formación La Invernada (más joven). La Asociación Neopleistocena, Polanski la ubica anterior a la Formación Las Tunas y al englazamiento. Distintos autores definen que los centros volcánicos han estado activos desde el Pleistoceno con tres picos de actividad. El más antiguo abarca la época chapualitense, Plioceno superior-Pleistoceno inferior: Basalto III y IV (Groeber, 1946-1947, en González Díaz, 1999), Formaciones Morado Alto y Cerro Negro (González Díaz, 1999), Asociaciones Volcánicas Paleo y Neopleistocena (Polanski, 1963). Otro pico: Puentelicense, Pleistoceno medio a superior, que se reconoce en el área de la Depresión de los Huarpes y la Payenia del sur.

Formación Cerro Carbonilla corresponde al Basalto VII de Groeber, Holoceno.

Formación Castillo de Marmolejo, Pleistoceno, complejo de conglomerados, tufitas y tobas cuyo principal afloramiento es el cerro homónimo.

Formación Cajón de Mayo, conglomerados con clastos de basaltos. Zona del cerro Nevado, Mendoza.

Piroclastitas mesosilícicos del Pleistoceno inferior: abarca las cuencas de los arroyos Papagayos y Yaucha. Ha sido descripta por González Bonorino (1944) en Malargüe y por González Díaz (1972) en el cauce del Atuel (**Formación Cuatro Compuertas**). La componen dos miembros: Pumíceo granular e ignimbrítico. El foco probable de su emisión sería la caldera ocupada por la laguna Diamante (volcán Maipo).

Depósitos glaciales

Se reconocen para la cuenca del río Mendoza cinco drifts pleistocenos, del más antiguo al reciente se denominaron: Uspallata, Punta de Vacas, Penitentes, Horcones y Almacenes.

En otras localidades se presentan:

Drift Conferencia, es uno de los depósitos correspondientes a evidencias de neoglaciación holocena (6000 y 4200 años AP).

Morena Atuel, cuaternario, en la zona del Diamante y Atuel. Morena Diamante está conformada por bloques grandes en la misma zona.

Formación Bajada Grande, Pleistoceno inferior (limos, arenas cineríticas y conglomerados) (en Huayquerías de San Carlos).

Formación Colonia de Los Coroneles, corresponde a conglomerados fluvio-glaciales reconocida al sur del río Diamante.

II. Llanuras (centro-este).

Geoformas relacionadas principalmente a la acción fluvial y eólica, abarca el piedemonte, las depresiones y la llanura.

II.a Descripción de las geoformas

En Mendoza se observan:

- planicies agradacionales pedemontanas
- llanura oriental fluvio- eólica: "oasis" del norte y centro de Mendoza
- llanura fluvio- lacustre posglacial: llanura Del Rosario-Guanacache y Desaguadero-Salado, llanura de los Bañados del Atuel;
- llanura fluvio-eólica posglacial: De la Travesía con médanos vivos y paleocauces y Chaco-Pampeana con médanos fijos.

Depresiones: Gran Depresión Central o de los Huarpes (Figura 12.6): se pueden diferenciar tres unidades. 1) Depresión del Norte (Mendoza-Tulumaya), limita hacia el norte con el piedemonte de Precordillera y hacia el sur con el de Cordillera Frontal. Comprende la zona agrícola más importante de la provincia, que está parcialmente rellenada por los conos aluviales del río Mendoza. 2) Depresión de los huarpes o Graben Tunuyán, en esta zona se desarrollan oasis menores pero importantes por su producción agrícola, correspondientes a San Carlos o Tunuyán. Es una depresión tectónica con relleno de aluvios pliocenos-cuaternarios. 3) Depresión del

Diamante, laguna y salina de Llacanelo, hacia el oeste limita con los piedemontes de Cordillera Principal y Frontal y hacia el este y sur por el campo volcánico de la Payunia. Los conos aluviales de los ríos andinos constituyen la transición entre el piedemonte y la llanura. La laguna de Llacanelo conforma el nivel de base local, siendo los principales aportes superficiales los del río Malargüe y subsuperficiales de los ríos Atuel-Salado.

Depresiones intermontanas: valles fluviales, altiplanicies o pampas de la precordillera y el valle longitudinal de Uspallata. Este último se ubica entre la Cordillera Frontal y la Precordillera, presenta un relleno sedimentario Cenozoico y está cubierto en parte por depósitos de conos aluviales y de deyección.

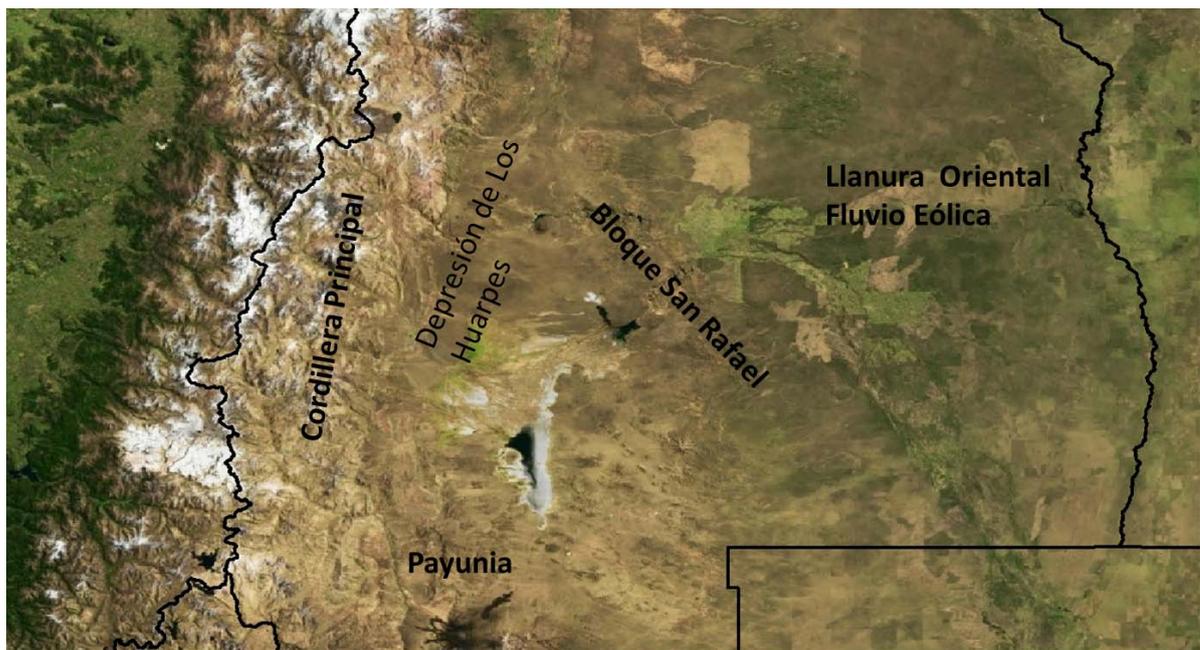


Figura 12.6: Depresión de los Huarpes y Llanura oriental. Mendoza.

En San Juan se observan:

Depresiones: se diferencian tres grandes depresiones que están separando provincias geológicas como la Depresión Barreal – Rodeo, que se desarrolla entre la Cordillera Frontal y la Precordillera. El Gran Bajo Oriental y la Depresión de La Travesía ubicadas entre la Precordillera Oriental y las Sierras Pampeanas (Figura 12.7).

En la Depresión Barreal – Rodeo se desarrollan los pedimentos de Cordillera Frontal, terrazas y planicies aluviales de los ríos Blanco, Los Patos y Castaño, la playa del denominado barreal del Leoncito y médanos al norte de Malimán.

La Depresión de La Travesía, de origen tectónico, tiene un relleno sedimentario cuaternario de centenas y miles de metros. Dentro de esta depresión se destaca el valle de Tulum por ser el principal “oasis” productivo y centro poblacional de la provincia, donde se diferencia el amplio abanico aluvial antiguo del río San Juan y su planicie aluvial abandonada. Estas unidades conforman los acuíferos freático y confinado de trascendental importancia dada las condiciones de aridez de la región cuyana debido a las lluvias menores a 100 mm/año. En la Depresión de La Travesía se distinguen otras unidades geomórficas como la antigua planicie de los

ríos Bermejo y Zanjón Viejo, valle actual del río San Juan, playa del “Campo El Jumeal”, pedimentos de la sierra Pie de Palo, del borde oeste de las sierras Morada, Valle Fértil, La Huerta, Guayaguas y Cantantal.

El Gran Bajo Oriental se ubica hacia el este, en el límite con La Rioja, donde se reconocen las unidades geomórficas de playa asociadas a las salinas de Mascasín y Pampa de las Salinas, pedimentos orientales de las sierras de Valle Fértil, La Huerta, Imanas, Guayaguas y Cantantal.

Hay depresiones menores que se desarrollan dentro del ambiente cordillerano o en precordillera. Ejemplos de estos son los valles y planicies aluviales de los ríos del Valle del Cura, Blanco, Los Patos, río Jáchal con sus terrazas y planicie aluvial, planicie y valle actual del río San Juan, abanico aluvial del valle de Ullum-Zonda, pedimentos y playa asociados a los barrerales de Gualilán y Matagusanos, etc.

Campos de arena: hay tres campos de dunas fósiles que se localizan al SE del territorio: al sur de la sierra Pie de Palo se denominan Médanos Grandes con cotas que varían entre 660 y 750 msnm y al este de las sierras de Valle Fértil y La Huerta se ubican los Médanos de Las Chacras (650 a 800 msnm) y Dunas de Mascasín (500 a 600 msnm). Estos “mares de arena” son el registro paleoambiental de gran parte del Pleistoceno (edad asignada por correlación con otros campos de arena del mundo).

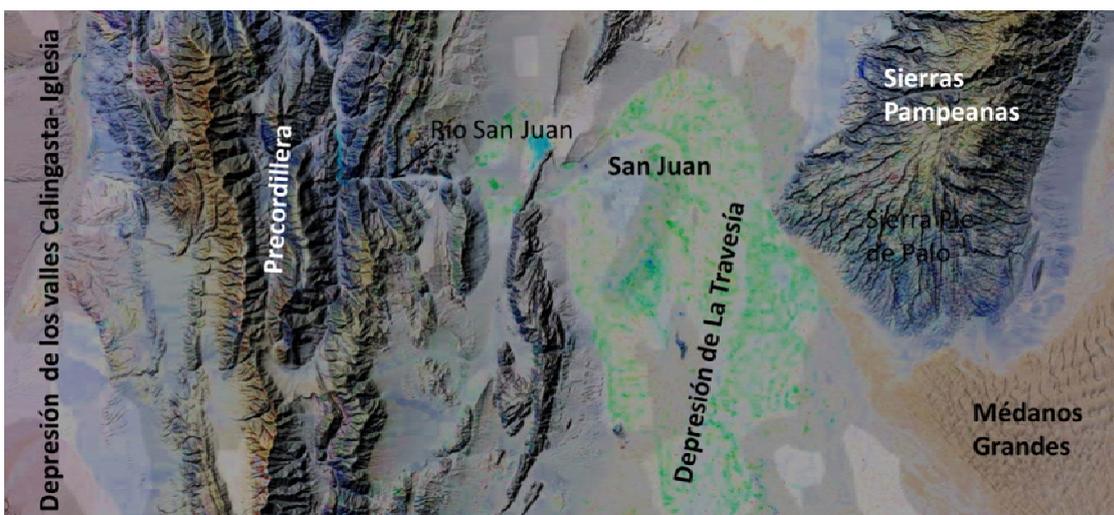


Figura 12.7: Depresiones en la provincia de San Juan.

El piedemonte está comprendido entre las zonas montañosas y la llanura, con extensión variable entre 50 y 10 Km. Esta unidad fue afectada por movimientos neotectónicos: a fines del Plioceno la Cordillera de los Andes asciende provocando procesos de erosión y acumulación en el piedemonte. Las principales geoformas de las áreas pedemontanas son niveles de glaciares o pedimentos y los abanicos o conos aluviales (Figura 12.8).

El glacis principal es el producto de las oscilaciones entre ciclos áridos y semiáridos y ciclos menores húmedos durante el cuaternario. El glacis es una superficie de erosión, cubierta por materiales de transporte o acarreo que yacen sobre rocas más antiguas al cuaternario. Generalmente está disectado por cursos de agua tanto permanentes como temporarios que des-

cienden hacia la llanura. Por ejemplo la Formación La Invernada del Pleistoceno inferior, yace sobre rocas del Plioceno.

Nota: En el texto se utiliza el término pedimento no sólo para referirse a niveles de erosión propiamente dicho sino que se emplea en un sentido amplio abarcando conos de deyección, wadis y abanicos aluviales pequeños.



Figura 12.8: Área pedemontana.

Cuenca del río Desaguadero

La cuenca de mayor superficie de la región de Cuyo corresponde al río Desaguadero (aproximadamente 115.000 Km²) situado en una depresión extensa entre Precordillera y Sierras Pampeanas. Recibe afluentes sobre su margen derecha provenientes de las provincias de La Rioja, San Juan, Mendoza y San Luis. Comprende las subcuencas de los ríos Vinchina-Bermejo, Jáchal, San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel y Colorado. Tiene una orientación sur-sureste y recibe la denominación de río Desaguadero a partir de las Lagunas de Guanacache, ubicadas en el límite entre San Juan, Mendoza y San Luis. A partir de estas lagunas constituye el límite entre las provincias de Mendoza y San Luis hasta los 36° de latitud sur donde ingresa a la provincia de La Pampa.

La red de drenaje fue afectada por la tectónica cuaternaria (Martínez et al., 2008), observándose como los movimientos tectónicos afectaron el área pedemontana (niveles de glaciares, abanicos aluviales) a través de lineamientos, y menos evidentes en superficie en la llanura oriental mendocina.

II.b Descripción de los depósitos

Depósitos de ambientes lacustres, salitrosos y de playa holocenos: como la Fm Arco del Desaguadero que se puede reconocer en las barrancas del río Desaguadero, donde están cubiertas por arenas o limos loessoides equiparables a la Formación El Zampal.

Depósitos pedemontanos y posteriores de los grandes ríos: en el Piedemonte mendocino, según Polanski (1963) se identifican tres ciclos gradacionales.

Formación Los Mesones, (I ciclo de Agradación Eopleistoceno), Pleistoceno inferior. Son fanglomerados cementados por tosca, correspondientes al primer nivel de pie de sierra bien desarrollados en la zona pedemontana.

Formación La Invernada (II ciclo de Agradación), Pleistoceno superior. Son fanglomerados poco cementados correspondientes a una sedimentación fluvial y torrencial.

Formación Las Tunas (III ciclo de Agradación Neopleistoceno) Pleistoceno superior. Fanglomerados, arenas y gravas, con estratificación en las lentes de arena y grava que están rellenando el Graben de Tunuyán.

Formación El Totoral, Pleistoceno superior. Compuesta por material clástico fino (arenas, arcillas, limos), de origen fluvio-eólico, tiene continuidad lateral con la formación Las Tunas y subyace a la Fm La Estacada.

Depósitos fluviales

Depósitos de **Cañada Colorada** (zona de Malargüe)

Formación Iglesia, Pleistoceno. Son conglomerados gruesos de matriz arenosa conformando una gran bajada entre el cerro Negro de Iglesia y el sur de la sierra del Tigre (San Juan).

Formación Invernada, Pleistoceno, son fanglomerados desarrollados en la quebrada homónima.

En la cuenca media del río Atuel, González Díaz (1972) definió la Formación Río Atuel para hacer referencia a los depósitos naturaleza fluvial y eólica alternante que se observan en cercanías de la localidad homónima. La sucesión sedimentaria de la Fm Villa Atuel constituye de acuerdo con González Díaz (1972) una unidad geomorfológica de la planicie denominada "Llanura Sanrafaelina". Los depósitos fluviales de la Fm Río Seco de la Hedionda (Holoceno en sentido amplio), depositados luego de un epiciclo erosivo complementarían dicha unidad según los criterios del autor. Los depósitos de la Fm Villa Atuel fueron correlacionados por González Díaz (1972) con aquellos del sector superior de la Formación La Estacada definida por Polanski (1963) en los depósitos del Pleistoceno tardío-Holoceno aflorantes en las barrancas del arroyo La Estacada, curso que drena el piedemonte de la Cordillera Frontal en cercanías de las localidades de Tupungato-Tunuyán.

Depósitos eólicos

-Depósitos arenosos holocenos: médanos y "guadales", se extienden sobre la llanura oriental (Mendoza). Son acumulaciones de arena sin formas definidas, amorfas según Polanski (1963). Di Paola (1967) describe médanos entre Tunuyán y San Carlos. Ojeda et al (2013)

caracterizan los depósitos asociados a la planicie aluvial del río Desaguadero. Para la zona de Pampa de la Varita y Médanos de Picardo (sur de San Rafael) se reconocen médanos de tipo transversal. La composición está definida principalmente por material pumíceo, líticos andesíticos y cuarzo.

Formación El Chillante (Polanski, 1963), Pleistoceno superior. Son arenas finas arcillosas, arcilla arenosa que se encuentran en la zona pedemontana entre los ríos Diamante y Mendoza. El ambiente de depositación es fluvio-eólico. Esta formación es casi contemporánea con las Formaciones La Estacada y El Zampal.

-Depósitos loessoides Holocenos, están asociados a depósitos de fluviales y lagunares. Se trata de limos loessoides o principalmente loessicos denominados como **Formaciones La Estacada y El Zampal** para aquellos que afloran entre los ríos Mendoza y Diamante. Abarcan el "Graben del Tunuyán" donde se desarrollaron los "oasis" pedemontanos y algunas depresiones intermontanas. Sobre las barrancas del tramo inferior del río Atuel aflora la **Formación Villa Atuel**. La edad se determinó en base a materia orgánica presente en la Formación La Estacada, mediante análisis C14 en 9625 +- 200 años.

III. Mesetas y volcanes (sur)

Geoformas asociadas al volcanismo: campos volcánicos del Payún, de Llanquanelo-Cerro Nevado, mesetas basálticas, peniplanicie con coladas de lavas y volcanes aislados.

III.a Descripción de las geoformas

Payunia

Con el nombre de Payunia o Payenia (Polanski, 1954) se conoce a la región centro sur de la provincia de Mendoza constituida por un paisaje volcánico con extensas mesetas, conos volcánicos y rocas en su mayor parte de composición basáltica (coladas y depósitos de caída) desarrollado desde el Plioceno hasta el Holoceno (Figura 12.9).

Las formas del terreno están dadas por grandes estrato-volcanes y por las extensas planicies o altiplanicies lávicas acompañadas de innumerables volcanes. La intensa actividad volcánica cubrió la casi totalidad del relieve maduro existente y la red de drenaje, dando como resultado un relieve con resaltos y depresiones ocupadas por salitrales, barreales, arenales y médanos.

Se reconocen tres subunidades principales:

1. Estrato-volcanes plioceno-cuaternarios: el volcán Payún-Matrú es el rasgo dominante. Gonzalez Díaz y Fauqué (1993) analizan su evolución desde el antiguo núcleo paleopleistoceno, la caldera neopleistocena-holocena, el cráter y las coladas de la "explanada del Payún-Matrú" formada por escoriales, brechas y lavas pumíceas eoholocénicas. Otros volcanes (Ter-

ciario superior) han sido profundamente erosionados, El Nevado, Chachahuén y El Zaino. El río Colorado, próximo al área constituye el nivel de base regional de los eventos erosivos.

2. Planicies estructurales lávicas: abarca mesetas (localmente denominadas bardas), volcanes adventicios a los cuales se vinculan fenómenos de remoción en masa y deslizamientos rotacionales.

3. Relieve prebasáltico, formado por secuencias sedimentarias (areniscas, calizas y yeso) jurásico-cretácica donde se destacan formas del paisaje kárstico.

III.b Descripción de los depósitos

De acuerdo a la estratigrafía más reciente (Hernando, 2012) se pueden identificar dentro de este campo volcánico 4 unidades principales, de base a techo: Basaltos Pre-caldera (Traquitoi-des Pre-caldera en el Payún-Matrú, (PM)), unidad integrada por coladas lávicas, ignimbritas y rocas volcanoclásticas. Ignimbrita Portezuelo, afloramientos extensos, con escasa cubierta de sedimentos y/o lavas. Esta ignimbrita tiene morfologías distintivas como yardangs (rasgos de erosión eólica). Basaltos Post-caldera I (Traquiandesitas y traquitas Post-caldera, PM) y Basal-tos Post-caldera II.



Figura 12. 9: Campo volcánico en la Payunia, donde se observan las calderas de los volcanes Payún-Matrú y Payún (o Payen Liso), en el centro oeste de la provincia de Mendoza

Consideraciones finales

De acuerdo a lo observado, podemos concluir que las morfologías y depósitos asociados se hallan vinculados genéticamente a las erupciones volcánicas ocurridas durante el Cuaternario. La Cordillera de los Andes alcanza en el Pleistoceno medio su máxima elevación, debido a ello

se registran movimientos que quedan evidenciados, entre otros, en la formación del piedemonte ampliamente desarrollado en las provincias de San Juan y Mendoza y lugar de asentamiento de las ciudades más importantes. A su vez el cerro Aconcagua constituye la altura máxima de los Andes, determinando las condiciones de aridez en esta región del territorio argentino, la presencia de glaciares actuales y el área principal de desarrollo de las glaciaciones cuaternarias.

Bibliografía

- Abraham, E. María. Geomorfología de la Provincia de Mendoza. <http://www.cricyt.edu.ar/ladyot/catalogo/cdandes/cap04.htm#inhalt>.
- González Bonorino, F. 1944. Nota sobre la presencia de ignimbritas en la Argentina. Notas Museo La Plata, 9, Geología. 35: 577-590.
- González Díaz, E.F. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 27d San Rafael, Provincia de Mendoza, Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132:1-127.
- González Díaz, E.F. 1999. Cuaternario de la Región de Cuyo, pág. 692-695. En: Geología Argentina, ISSN 0328-2325.
- González Díaz, E.F. y Fauque, L.E. 1993. Geomorfología. En: Ramos, V.A. (Ed.) Geología y recursos naturales de la provincia de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Nacional de Hidrocarburos, Relatorio. 17: 217-234.
- Hernando, I. R., Llambías, E. J., González, P. y Sato, K. 2012. Volcanic stratigraphy and evidence of magma mixing in the Quaternary Payún Matrú volcano, andean backarc in western Argentina. *Andean geology*, 39(1), 158-179.
- Martínez, P.M., Perucca, L., Giménez, M. y Francisco Ruíz. 2008. Manifestaciones geomorfológicas y geofísicas de una estructura geológica profunda al sur de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (2): 264-271.
- Polanski, J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza, *Asociación Geológica Argentina, Revista* 17 (3-4): 127-349.
- Polanski, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio de Economía. Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas. Cuadernos de Investigaciones y estudios, 4:4-10.
- Ojeda, G., Chiesa, J. y Gómez, D., 2013. Los depósitos eólicos asociados a la Planicie Aluvial del Río Desaguadero, provincia de Mendoza, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Vol. 20 (2), 105-128.
- Suñeres, G. M. 1996. Geomorfología de la Provincia de San Juan. <http://www.cricyt.edu.ar/ladyot/catalogo/cdandes/cap11.htm>

Capítulo XIII

Litoral Patagónico

Enrique Fucks y Nicolás Ramos

El litoral patagónico argentino presenta fehacientes evidencias de las oscilaciones del nivel del mar ocurridas durante el Cuaternario (Feruglio, 1950), representadas por una sucesión de depósitos litorales que por diferentes causas se han preservado de los procesos de degradación, constituyendo testigos de los cambios climáticos del pasado más reciente. Estos depósitos se encuentran no sólo a lo largo de gran parte de la costa, sino también en ambientes netamente continentales, evidenciando la amplitud de los eventos transgresivos. Debido a que los máximos niveles correspondientes a algunos de los MIS fueron similares o apenas superiores al nivel del mar actual, las alturas en que se encuentran los depósitos en la región patagónica implican la participación de la variable tectónica como la responsable de la ubicación y preservación de estas evidencias. El desarrollo de estos depósitos, su composición litológica y faunística, así como sus diferentes expresiones morfológicas, dependen en cada región de las características paleotopográficas y de la energía de los procesos litorales, ocupando en los sectores de costas bajas una franja en general más amplia y reduciéndose o faltando por completo en los ambientes de costas altas. Los principales rasgos geomorfológicos corresponden a cordones litorales generados en ambientes de alta energía durante la estabilización del nivel del mar, aunque también, y principalmente para el evento transgresivo del Holoceno han sido descritos depósitos correspondientes a ambientes intermareales, lagunas costeras, estuarios, barras, espigas y formas acantiladas, entre las más comunes.

La configuración actual de la costa patagónica argentina es el resultado de los procesos litorales y su relación con los ciclos climáticos, vinculados también a los movimientos geotectónicos y de compensación isostática (Clapperton, 1993; Rostami et al., 2000).

Desde el punto de vista regional, los sedimentos marinos costeros del Pleistoceno y Holoceno se restringen a una estrecha faja costera, en donde se preservan niveles de terrazas y cordones marinos conformados por rodados con intercalaciones arenosas y cantidades variables de exoesqueletos calcáreos de moluscos. Su distribución es discontinua, con diferente grado de espesor, encontrándose éstos ubicados en distintas posiciones altimétricas relativas, y a distancias variables con respecto a la línea de costa actual (Feruglio, 1950; Cionchi, 1988; Schellmann et al., 2000; Codignotto, 2006; Fucks et al., 2009; Ribolini et al., 2011).

A diferencia de lo que sucede en la zona litoral pampeana, en la costa patagónica, producto del levantamiento cortical, se detecta una cantidad mayor de episodios de mar alto, registrándose las de mayor altitud a cotas del orden de los 160 m snm.

Egidio Feruglio (1932; 1933a, b; 1950) ha sido precursor con sus contribuciones en la descripción de los depósitos marinos costeros cuaternarios de Patagonia. Sus trabajos han servido de apoyo para investigaciones posteriores que se han llevado a cabo en gran parte de la región, no solo desde el punto de vista geológico, sino también paleontológico. Feruglio (1950) describe seis (I-VI, figura 13.1) depósitos marinos costeros paralelos a subparalelos a la costa con la denominación "terrazas marinas" (TM), diferenciando: TMI: 165-185 msnm, de edad pliocena, sistema representado por la terraza Cerro Laciari; TMII: 115-140 msnm, representada por la terraza Cabo Tres Puntas; TMIII: 35-60 msnm, caracterizada por la terraza Camarones; TMIV: 20-30 msnm, denominado Puerto Deseado; TMV: 15-30 msnm cuya localidad tipo es Puerto Mazarredo, y TMVI: 8-12 msnm de Comodoro Rivadavia. Es necesario recordar que en el momento en que Feruglio hace la descripción, el Cuaternario era un periodo más restringido, por lo que muy probablemente todos estos episodios de mar alto correspondan a lo que hoy se considera Cuaternario.

Terrazas marinas	Localidades asociadas	Edad
I: del Cerro Laciari (170-186 m)	Del cabo Buen Tiempo (131-138 m)	Plioceno Sup.?
II: de la Ea. Cabo Tres Puntas y Co. Blanco (115-135 m).	De Monte Espejo (150 m), Ea. Darwin (65-70 m) y Cañadon de Santa Rosa (45-50 m)	Plioceno Sup ?
III: de Camarones (50-55m)	Cabo dos Bahías (89-95m), Faro de Cabo Raso (44-74 m)	Cuaternario
IV: del escarpado N de Puerto Deseado (35-40 m)	Bahía Sanguineto (20-30 m) Bahía Bustamante (28-32 m)	Cuaternario
V: de Pto. Mazarredo (20-25 m)		Cuaternario
VI: de Comodoro Rivadavia (10-16 m)		Holoceno

Figura 13.1.- Cuadro estratigráfico de los depósitos litorales del margen atlántico patagónico según Feruglio (1950).

En función de las características de cada región (geomorfológicas y tectónicas, figura 13.2) es posible individualizar diferentes ambientes litorales, cuya cronología puede llegar a ser muy diferente.



Figura 13.2.- Principales regiones patagónicas donde están representados los depósitos transgresivos cuaternarios.

Región de golfo San Matías

En el norte del Golfo San Matías han sido observados cuatro episodios transgresivos correspondientes a los MIS 1, 5 y 7 y otro situado a cotas más altas (Rutter et al. 1989; Fucks et al, 2012, entre otros). La transgresión más antigua se encuentra escasamente representada y se sitúa a cotas de 60-70 m. La transgresión del MIS 7 se ubica a nivel del mar y corresponde a la Fm. Baliza San Matías (Angulo et al., 1978) representando amplios afloramientos conglomerádicos a modo de plataformas costeras. Los depósitos del MIS 5e son los que mejor están representados, constituyendo morfologías cordoniformes a cotas máximas de 15 m, los que fueron definidos oportunamente como Fm. San Antonio de edad holocena. Los sedimentos de la Ingresión del MIS 1 se presentan poco desarrollados, sólo a modo de franja paralela a la costa en los sectores deprimidos, situándose a cotas del orden de los 5-6 m. La poca significación de los depósitos holocenos ha producido confusiones estratigráficas en la zona, quedando ésta sin denominación formal, ya que las Fm. Baliza San Matías y Fm. San Antonio corresponderían al MIS 7 y MIS 5e respectivamente (Fucks et al., 2012). Si bien los depósitos del MIS 7

fueron redefinidos como beachrock de edad Holoceno por Mouzo (2014), la presencia de *Tegula atra* como componente fosilífero característico del Pleistoceno Atlántico (Aguirre, 2009), quita sustento a esta interpretación.

La zona de Puerto Lobos, se caracteriza por el desarrollo de seis cordones costeros cuaternarios que se extienden paralelos a la actual línea de costa. En función de las dataciones realizadas por Bayarsky y Codignotto (1982), cuatro de estos depósitos son pleistocenos y los restantes, adyacentes a la playa actual, holocenos.

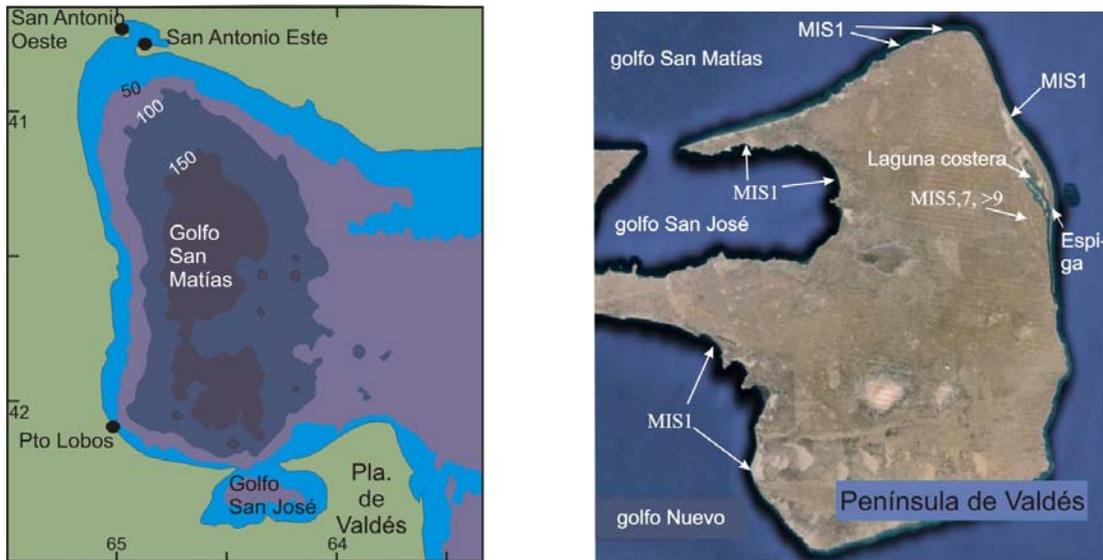


Figura. 13.3.- Golfo San Matías y Península de Valdés. Imagen satelital tomada de Google earth, Digital Globe

En el extremo oriental de la península de Valdés (figura 13.3) fueron definidos una serie de cordones litorales con edades que van desde el Holoceno hasta los 279 ka, asignados a los MIS 1, 5, 7 y >9 (Bruckner et al., 2007). Es posible observar en diferentes sitios de la península el desarrollo de planicies de crestas de playa, las que estarían asociadas al evento de mar alto Holoceno.

Región de Camarones

La ciudad de Camarones está asentada sobre depósitos transgresivos del Pleistoceno y Holocenos. Hacia el norte y sur, localidades como Bahía Vera, cabo Raso, Punta Fabián, Bahía Camarones, Pta. Gaviota, entre otras, presentan excelentes rasgos geomorfológicos y afloramientos que atestiguan los diferentes niveles del mar pasados, que llegan hasta cotas del orden de los 60 m, y que corresponderían a los MIS1, 5, 7 y más antiguas.

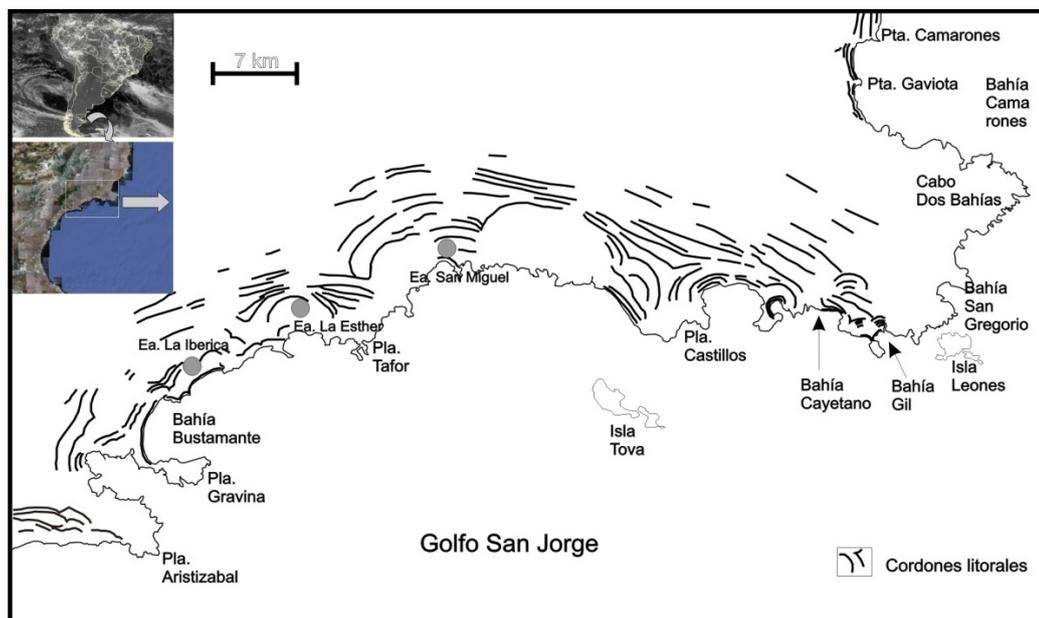


Fig. 13.4.- Cordones litorales y sus alturas tentativas en la Bahía Raso (izquierda, tomada de Google earth, Digital Globe) y afloramientos del Mis 5e con la típica estratificación de bajo ángulo (derecha).

Estos depósitos están compuestos mayormente por rodados matriz o clastos sostén con estratificación cruzada de bajo ángulo hacia la costa, representando la morfología de los cordones las paleocostas en cada episodio transgresivos, guardando una estrecha relación con la costa actual (figura 13.4). En contadas oportunidades se presentan litologías más finas, donde los contenidos fosilíferos exhiben escasas roturas e inclusive se observan articulados.

Región del golfo San Jorge

En la región del Golfo San Jorge (GSJ) se concentra, fundamentalmente en su sector N (figura 13.5), la mayor cantidad de cordones litorales (figura 13.6), determinándose unos 18 niveles que van desde los 8 m hasta los 160 m, compuestos por gravas muy friables hasta muy cementadas. Está representada por una franja que fluctúa entre los 8 y los 15 km a partir de la línea de costa actual, representada por una serie de lineaciones subparalelas a la costa, relacionadas genéticamente con los procesos litorales. La cantidad, altura y nitidez de estos cordo-



nes litorales varía de acuerdo a su ubicación. Fueron datados por Schellmann y Radtke (2000), diferenciando para el Pleistoceno los estadios isotópicos MIS5, MIS7, MIS9 y >9, correspondiendo el conjunto de éstos a los situados a alturas menores a 50 m, además de los correspondientes al MIS 1.

Además de éstos, en la región de cabo Dos Bahías, se observan cordones hasta los 160 m, compuestos por arenas y conglomerados muy cementados que también corresponderían al Cuaternario.



Figura 13.6.- Imagen satelital (tomada de Google earth, Digital Globe) de un sector de la bahía Bustamante donde han sido definidos diferentes cordones litorales, las edades numéricas de algunos de ellos y su altura tentativa

Región de Puerto Deseado

La costa de Santa Cruz presenta características similares a las descritas para otras regiones de la Patagonia, dominada por acantilados, sistemas de cordones litorales, plataformas costeras, playas areno-gravosas, tómbolos e islas (Codignotto, 1983; figura 13.7). Los cordones litorales se encuentran en todo el sector costero, y son descritos particularmente entre las localidades de fondeadero Mazarredo, Bahía Sanguinetto, cabo Tres Puntas, cabo Blanco, Bahía de los Nodales e Isla de los Pingüinos. Se reconocieron varios escalones de terrazas compuestos por gravas, arenas y abundante material fosilífero (Feruglio, 1950; Codignotto, 1984). En esta zona, ha sido definida una secuencia de 10 terrazas marinas que llegan a $142 \pm$

10 m de altitud (Pedoja et al., 2010), donde estarían representadas las transgresiones del Holoceno y Pleistoceno Superior y Medio.



Figura 13.7.- Imágenes de satélite (tomadas de Google earth, Digital Globe) donde están representados diferentes sistemas de cordones litorales: en las inmediaciones del tómbolo de cabo Guardián, Pleistoceno-Holoceno (izquierda) y el tómbolo de cabo Blanco (derecha)

Región de San Julián

Los depósitos litorales en los alrededores de bahía San Julián, provincia de Santa Cruz se encuentran representados por distintos depósitos que evidencian eventos climáticos más cálidos al actual y que corresponderían al MIS 5e y MIS 1 (Rostami et al., 2000). Los depósitos pleistocenos se componen de gravas matriz sostén, moderadamente cementados, alternando con estratos de arenas, con restos de conchillas. Estos depósitos presentan un gran desarrollo en la península San Julián, observándose en superficie la disposición paralela de los cordones litorales con sus extremos flexionando hacia el continente, indicando el crecimiento hacia el N de la espiga. En el ámbito continental estos depósitos están muy poco representados, acotados



Figura 13.8.- Imagen de satélite y la distribución del MIS 1 y 5 en los alrededores de Pto. San Julián.

prácticamente a una angosta franja costera. Los depósitos holocenos se encuentran limitados a una angosta franja costera en la península San Julián, separados de los pleistocenos por un acantilado de muchos metros. Están compuestos de gravas sueltas que constituyen cordones y crestas de playa; su desarrollo es discontinuo, presentándose al norte y sur de Cabo Curioso una serie importante de crestas de playa que formaron una laguna costera.

Región de NE de Tierra del Fuego

El sector costero del NE de la provincia de Tierra del Fuego ha sido ocupado por al menos tres eventos transgresivos durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno (Bujalesky 2007). Específicamente, en las inmediaciones de la ciudad de río Grande (figura 13.9), entre cabo Domingo al N y cabo Peña al S pueden individualizarse depósitos y rasgos geomorfológicos de dos eventos transgresivos atribuidos al MIS 5e y MIS 1. Los depósitos más internos corresponden al Pleistoceno Tardío (Fm. La Sara), suprayacen en discordancia sobre rocas precuaternarias, desarrollados entre los 13 y 17 m s.n.m. Están compuestos por gravas finas y arenas, de colores castaños, friables, finamente estratificadas con suave pendiente hacia el este, los que en su parte superior presentan abundantes moldes de cuñas de hielo asociadas con la última glaciación y un importante suelo orgánico de unos 30-40 cm de espesor. Hacia el este, separado por un paleoacantilado holoceno de unos 2 m de altura, se encuentran los depósitos transgresivos del MIS 1 (Fm. San Sebastián) representados principalmente por crestas de playa dispuestas de forma paralela a la costa actual y llanuras de mareas, ubicadas a cotas de 6-8 m s.n.m. compuestas mayormente de gravas sueltas y estratificación de bajo ángulo hacia el E.

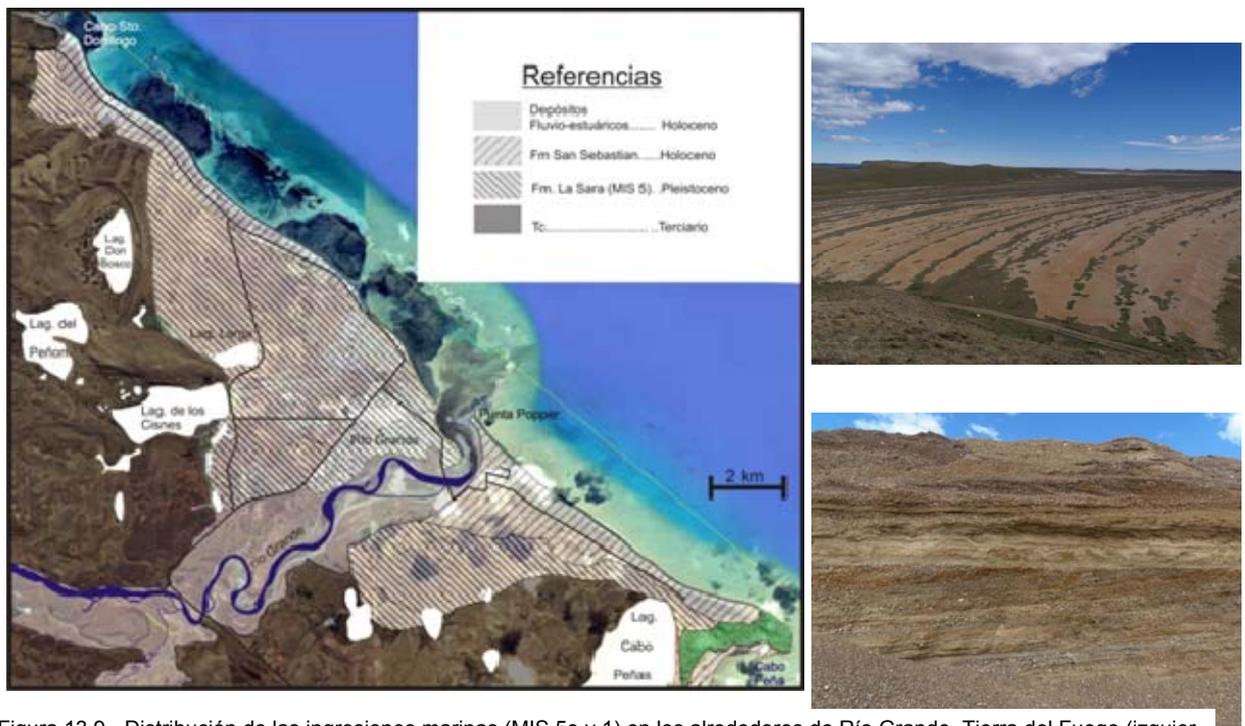


Figura 13.9.- Distribución de las intrusiones marinas (MIS 5e y 1) en los alrededores de Río Grande, Tierra del Fuego (izquierda, modificada de Google earth, Digital Globe) y afloramientos del mis 5e (derecha arriba) y crestas de playa del Mis 1 (derecha abajo).

Consideraciones finales

El litoral patagónico presenta excelentes registros de los diferentes niveles del mar en el Cuaternario a lo largo de prácticamente toda su extensión, más allá de las diferentes morfologías relacionadas al actual nivel. En gran medida, los sectores de costas bajas son los ambientes de las mejores representaciones en lo que a registros geológicos y paleontológicos se refiere. Los sectores o regiones de costa alta, como gran parte de la provincia de Santa Cruz, no presentan buenos registros de eventos de mar alto.

La diferencia en la cantidad de registros de niveles altos del mar entre la costa pampeana y patagónica debe responder al diferente comportamiento tectónico que ambas regiones tuvieron. Mientras que en la primera, en condiciones de relativa estabilidad tectónica, algunos depósitos pudieron ser retrabajados por el siguiente evento, en la Patagonia los registros, al sufrir un permanente levantamiento, quedaron preservados del evento transgresivo siguiente, pudiéndose individualizar cordones situados a alturas de 160 m snm. En función de las edades numéricas de los niveles datados, y su relación con la altitud alcanzada en la actualidad y la relativa a ese nivel del mar, podría estimarse una edad cercana a 1,5 M.a para los cordones litorales de mayor altura, considerando un ascenso continental estable del orden de los 10 cm/ka.

Bibliografía

- Aguirre, M. L., Richiano, S., Álvarez, M. F., Eastoe, C. 2009. Malacofauna Cuaternaria del litoral norte de Santa Cruz (Patagonia, Argentina). *Geobios* 42 411–434.
- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)* 6: 1-1028.
- Feruglio, E. 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Tomo III. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. 432 p.
- Bujalesky, G. 2007. Coastal geomorphology and evolution of Tierra del Fuego (Southern Argentina). *Geológica Acta* 5(4):337-362.
- Cionchi, J. L., 1988, Geomorfología de Bahía Bustamante y zonas adyacentes, Chubut: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 43, p. 51-62.
- Clapperton, C.M. 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. In: Elsevier, Amsterdam. 768 pp.
- Codignotto, J.O. 1983. Depósitos elevados y/o de Acreción Pleistocenos- Holoceno en la costa Fueguino-Patagónica. Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemicycle deglacial en la Argentina. Universidad Nacional de Mar del Plata Actas, 12– 26.
- Codignotto, J. O. 2005. Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar y cambio climático en la Costa Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería* 21, 25-28.

- Feruglio, E. 1932. Las terrazas marinas del golfo de San Jorge (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras año 9, 89: 7-56.
- Feruglio, E. 1933. I terrazi marini della Patagonia. Giornale di Geologia. Annali Reale Museo geológico di Bologna, 1–288.
- Feruglio, E. 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Tomo III. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. 432 p.
- Fucks, E., Aguirre, M., Richiano, S., Boretto, G., Zanchetta, G., Consoloni, I., Isola, I., Pappalardo, M y Ribolini, A. 2009. Depósitos Litorales en el Sector Continental del Norte del Golfo San Jorge. IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário y II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur. La Plata.
- Fucks, E., Schnack, E. y Aguirre, M. 2010. Nuevo Ordenamiento Estratigráfico de las Secuencias Marinas del Sector Continental de la Bahía Samborombón, Provincia de Buenos Aires. Revista de Asociación Geológica Argentina. 67 (1): 27–39.
- Fucks, E., Schnack, J., Charó M. 2012. Aspectos geológicos y geomorfológicos del sector N del Golfo San Matías, Río Negro, Argentina. Revista de la Sociedad Geológica de España 25:95-105.
- Bruckner, H., Schellmann, G., Daut, G, Mausbacher, R., Schnack, E. y Schneider, H. 2007. Erste Befunde zu Veranderungen des holozanen Meeresspiegels and zur des golfo San José (Península de Valdés, Argentinien): Bamberger Geographische Schriften. Heft 22:93-113
- Mouzo, F. 2014. Edad del golfo San Matías, plataforma continental Argentina y la estratigrafía en el gran bajo de San Antonio, Provincia de río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71 (1): 125 - 138.
- Pedoja, K., Regard, V., Husson, L., Martinod, J., Guillaume, B., Fucks, E., Iglesias, M. y Weill, P. 2011. Uplift of Quaternary shorelines in eastern Patagonia: Darwin revisited. Geomorphology 127:121–142.
- Ribolini, A., Aguirre, M., Baneschi, I., Consoloni, I., Fucks, E., Isola, I., Mazzarini, F., Pappalardo, M., Zanchetta, G., Bini, M. 2011. Holocene beach ridges and coastal evolution in the Cabo Raso Bay (Atlantic Patagonian Coast, Argentina). Journal of Coastal Research 27, 973–983.
- Rostami, K., Peltier, W.R., Mangini, A. 2000. Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. Quaternary Science Reviews 19, 1495–1525.
- Rutter, N., Schnack, E., Del Rio, L., Fasano, J., Isla, F., Radtke, U. 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast, Argentina. Quaternary Science Reviews 8, 213–234.
- Schellmann, G. y Radtke, U. 2000. ESR dating stratigraphically well-constrained marine terraces along the Patagonian Atlantic coast (Argentina). Quaternary International 68-71: 261-273.

- Schellmann, G. y Rad. Rutter, N., Schnack, E., del Río, J., Fasano, J., Isla, F. y Radtke, U. 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast, Argentina. *Quaternary Sc. Reviews*, 8: 213-234. Hearty, P., J. T. Hollin, A. C Neumann, M J. O'Leary, M McCulloch, 2007. Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). *Quaternary Science Reviews* 26:2090– 2112.
- Schnack E.J., Isla F.I., De Francesco F.O., y Fucks E.E. 2005. Estratigrafía del Cuaternario marino tardío en la Provincia de Buenos Aires. En: De Barrio R.E., Etcheverry R.O., Caballé M.F., Llambías E. (editores) *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio, XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina. Capítulo X: 159-182.*

Capítulo XIV

Glaciaciones en la región Patagónica Cordillerana

Betina S. Rodríguez y Mariana Gutiérrez

Introducción

El escenario que conformaba la Cordillera Patagónica-Fueguina en el Cuaternario estuvo caracterizado por las fluctuaciones climáticas que tuvieron su mayor expresión en varios períodos glaciales. Las glaciaciones en esta región habrían comenzado en épocas anteriores, causadas por el enfriamiento localizado en la Antártida.

En cadenas montañosas que han experimentado movimientos verticales en el Cuaternario, la tectónica ha jugado probablemente un papel importante para determinar el establecimiento y extensión de la expansión glacial.

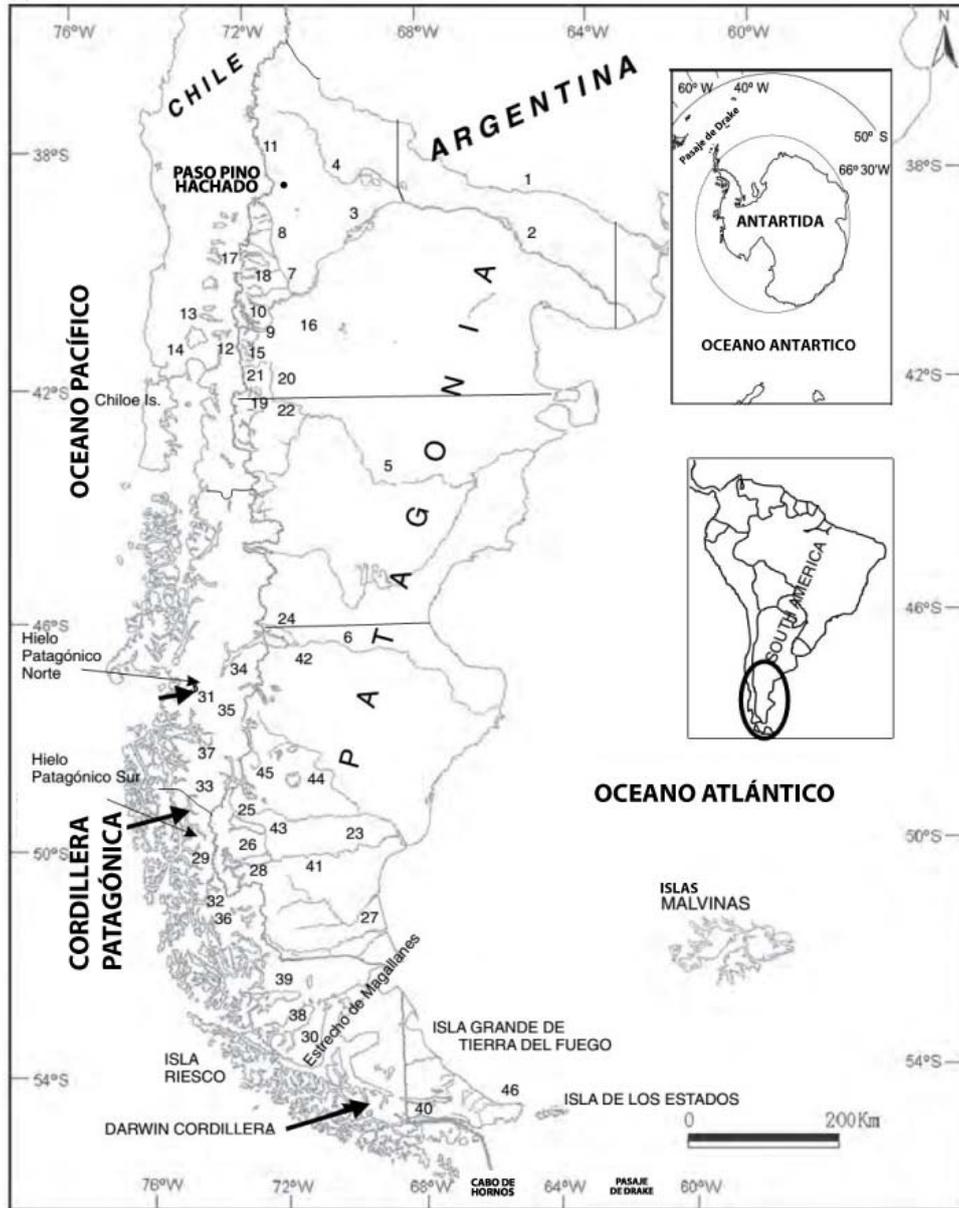
El sector que se mantuvo englazado durante el Cenozoico Tardío (figura 14.1), con avances y retrocesos de las masas de hielo, corresponde desde el punto de vista geológico a las provincias de la Cordillera Patagónica Septentrional, Cordillera Patagónica Austral y Cordillera Fueguina y parte de la Meseta Patagónica, a la altura de Río Gallegos. Desde el punto de vista geográfico las glaciaciones habrían afectado al sector occidental de las provincias de Neuquén, Río Negro, Chubut, Santa Cruz y Tierra del Fuego, en su totalidad. Ramos (1999), caracteriza a la Cordillera Patagónica y la divide en dos segmentos, una **Cordillera Patagónica Septentrional**, caracterizada por el importante desarrollo de rocas volcánicas paleógenas (Groeber, 1918; Frenguelli, 1946; Dessanti, 1972; en Ramos, 1999), que comprende los Andes Patagónicos desarrollados en Argentina y Chile entre los 39° y los 45° S de latitud; y una **Cordillera Patagónica Austral**, donde están bien desarrollados los depósitos marinos asociados a la transgresión cretácica correspondiente a la cuenca de Magallanes o Austral (Groeber, 1938; Leanza, 1972; en Ramos, 1999). Leanza (1972), definió su límite norte a la latitud del lago Fontana. En forma similar a la Cordillera Patagónica Septentrional, se caracteriza por el desarrollo axial del Batolito Patagónico. Asimismo, el extremo austral de la isla Grande de Tierra del Fuego, presenta una cordillera de rumbo este oeste, que se conoce como **Cordillera Fueguina** y que ha sido caracterizada como una provincia geológica por Borrello (1972).

Según Fischer (1976), los Andes Patagónicos están formando una cordillera de edad muy joven. En el Mioceno solamente existía una cadena montañosa estrecha, la cual estaba bastante erosionada; tenía formas suaves y alcanzaba una altura de varios cientos de metros. 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 (Iriando, 2010).

Los depósitos glaciogénicos de mayor desarrollo en América del Sur, tanto estratigráficamente como por su distribución areal fueron generados por un manto de hielo y por glaciares de montaña, que afectaron esta región que comprende, de norte a sur, desde el paso Pino Hachado (Neuquén, Lat. 38° 44' S; Long. 70° 56' W) hasta el Cabo de Hornos (Tierra del Fuego, Lat. 56° S; Long. 67°17' W), con más de 2000 km de extensión y menos de 300 km de ancho. Este manto de hielo de montaña, exceptuando la Antártida, es el mayor que ha existido en el Hemisferio Sur durante el Pleistoceno y se ubicó en la zona cercana al Estrecho de Magallanes, el cual labró (Rabassa, 1999).

Los glaciares, en la parte norte de la cordillera afectaron la zona montañosa y pedemontana pero al sur de los 46° S alcanzaron las planicies extraandinas y la plataforma continental presente desde Río Gallegos (Lat. 51° 43' S). En su vertiente occidental, los glaciares de descarga de este manto de hielo llegaron repetidamente hasta el nivel del mar o sus cercanías, desde la isla de Chiloé (Lat. 42° S, Chile) hasta el Cabo de Hornos.



- | | | | |
|--|---|--|----------------------------------|
| 1. Río Colorado | 13. Lago Llanquihue and Chilean Lake District | 23. Río Santa Cruz | 35. Volcán Hudson |
| 2. Río Negro | 14. Puerto Montt and Monte Verde Archaeological Site | 24. Lago Buenos Aires and Meseta Lago Buenos Aires | 36. Volcán |
| 3. Río Limay | 15. Lago Mascardi | 25. Lago Viedma | 37. Mylodon Cave |
| 4. Río Neuquén | 16. Río Pichileufú | 26. Lago Argentino | 38. Seno Skyring |
| 5. Río Chubut | 17. Volcán Lanín and Río Malleo | 27. Río Gallegos | 39. Seno Otway |
| 6. Río Deseado | 18. Lago Huechulafquen and San Martín de los Andes | 28. Cerro del Fraile and Lago Roca | 40. Beagle Channel and Ushuaia |
| 7. Río Collón Curá | 19. Epuyén and Chollila | 29. Perito Moreno and Upsala Glaciers | 41. Cóndor Cliff |
| 8. Río Aluminé | 20. El Maitén | 30. Torres del Paine National Park | 42. Town of Perito Moreno |
| 9. Lago Nahuel Huapi and San Carlos de Bariloche | 21. El Bolsón and Lago Puelo | 31. Punta Arenas and Península Brunswick | 43. Tres Lagos |
| 10. Lago Tratul | 22. Esquel, Portezuelo de Apichig and Portezuelo de Leleque | 32. Monte San Lorenzo | 44. Lago Cardiel and Río Shehuen |
| 11. Volcán Copahue | | 33. Puerto Natales | 45. Lago San Martín |
| 12. Monte Tronador | | 34. Volcán Reclus | 46. Península Mitre |

Figura 14.1A: Mapa de ubicación: (1A) Patagonia, (1B) Tierra del Fuego y localidades citadas en el texto (Tomado y modificado de Rabassa, 2008).

Pero, durante este período, las montañas estuvieron sometidas a climas húmedos con dinámica hídrica, probablemente similares a los actuales. Esto se infiere observando la morfometría de los clastos de la mayoría de las morenas: se trata de rodados y gravas con alto redondeamiento, producto del transporte fluvial. También se puede observar en los diferentes grados

de meteorización de till y acarreos, que hasta se utiliza como indicador estratigráfico aun en zonas de clima seco (Flint y Fidalgo, 1964-1969).

Debido a causas extra-planetarias se produjeron reiteradas disminuciones de los valores de radiación solar recibidos en el planeta causando descensos térmicos en la atmósfera. Sumado a ello, la producción de vientos húmedos desde el Anticiclón del Pacífico Sur y el continuo ascenso tectónico de la Cordillera de los Andes generaron la acumulación de hielo glaciario en las cumbres de los Andes Patagónicos, con la consecuente interrupción al ciclo hidrológico y dando origen a mantos de hielo de montaña con glaciares de descarga hacia ambas vertientes (Coronato *et al.*, 2007).

A causa del enfriamiento general de las aguas profundas del océano, debido al establecimiento de la Corriente Circumpolar Antártica, alrededor de 3,5 millones de años AP (Mercer *et al.*, 1975) se formó el casquete antártico y los climas glaciales se expandieron a Sudamérica, permitiendo la instalación de mantos de hielo discontinuos (Iriondo, 2010).

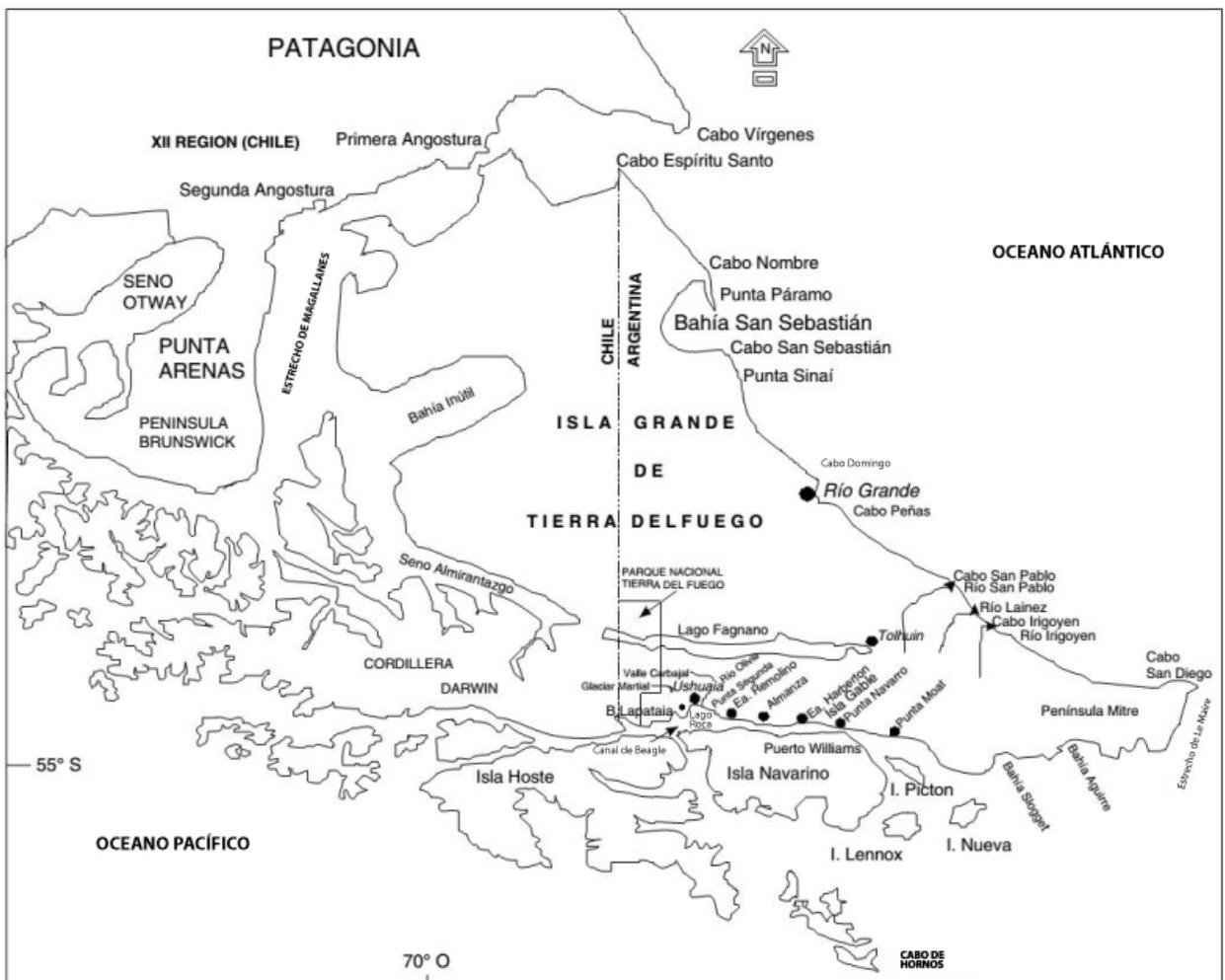


FIGURA 14.1B: Continuación

Cronología de las Glaciaciones en la Patagonia

Para Rabassa *et al.* (2005) es evidente que la cronología absoluta de las glaciaciones patagónicas es una de las más completas del mundo, y probablemente la mejor de que se dispone en el Hemisferio Sur, fuera de la Antártida. Esta región ha registrado actividad volcánica durante el Cenozoico posibilitando la datación de los depósitos de origen glacial cuando éstos se encuentran interestratificados con basaltos.

La glaciación más antigua reconocida se desarrolló entre ca. 7 y 5 Ma (Mioceno final- Plioceno inicial). Se ha registrado el till más antiguo hasta ahora en la Meseta del lago Buenos Aires (Mercer, 1976 en Iriondo, 2010); está datado en el Mioceno final. Un mínimo de ocho glaciaciones ocurrieron en el Plioceno medio-tardío (Estadios Isotópicos de Oxígeno-EIO 54-82). De todas maneras, los avances más importantes del hielo ocurrieron durante el Cuaternario. La "Gran Glaciación Patagónica" (GGP) tuvo lugar entre 1,168 y 1,016 Ma (EIO 30-34; Pleistoceno temprano). Luego de ella, hubo 14-16 épocas geoclimáticas frías, glaciales/estadales, intercaladas con sus correspondientes equivalentes cálidos, interglaciales/interestadales. Se han identificado 13 morenas post-GGP, algunas del Pleistoceno temprano-medio, y otras, de la Última Gran Glaciación (UGG). Ésta alcanzó su máximo (Último Máximo Glacial, UMG) hacia 25.000 y finalizó hacia 16.000 años-calendario atrás (EIO 2; Pleistoceno tardío).

Finalmente, tuvieron lugar dos nuevos reavances glaciares (o fases estacionarias) durante el Tardiglacial (15.000-10.000 años 14C A.P.).

Aproximadamente desde el Estadio Isotópico 18 hasta el Estadio Isotópico 6, o sea, entre los años 700.000 y 150.000 años AP, se extendió un largo período sin hielo en la Cordillera Patagónica. Es decir, caracteriza a casi todo el Pleistoceno medio y se lo denomina "**período de profundización**". Estuvo sometido a erosión fluvial generalizada, con el desarrollo de redes fluviales y retrabajamiento del terreno por procesos físicos y químicos. 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, en Iriondo, 2010).

Glaciaciones en Cordillera Patagónica y Tierra del Fuego

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.

En cuanto a las glaciaciones que han afectado esta región, según Mercer (1983) los Andes Patagónicos fueron sometidos a varios períodos glaciales desde el Mioceno agrupados en 2 grandes ciclos. En el Mioceno superior ocurrió una glaciación de montaña relativamente importante en Tierra del Fuego y sur de Patagonia. Posteriormente, varias glaciaciones ocurrieron en el Plioceno y el Pleistoceno en el sur de Patagonia y más al norte.

Los pulsos glaciales intermitentes parecen haber sido cada vez más fuertes hasta que ocurrió un evento extraordinariamente grande, "La Gran Glaciación Sudamericana" (Feruglio, 1944). Todas las glaciaciones posteriores fueron de menor extensión (Iriondo, 2010) (figura 14.2).

Glaciaciones Pliocenas

Para Santa Cruz existen evidencias de glaciaciones desde finales del Mioceno, pero con toda seguridad desde el Plioceno temprano. Hay rasgos muy antiguos como consecuencia de la semiaridez del área.

Mercer *et al.* (1975) han descrito depósitos glaciales intercalados con basaltos de edad pliocena en el lago Viedma y en el área del lago Argentino. Los más antiguos aparecen en la zona del lago Viedma; 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 (Iriondo, 2010).

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 depresión lacustre estaba en esa época probablemente ocupada por la masa del glaciar. Uno de dichos basaltos tiene una edad de 2.73 Ma (Iriondo, 2010).

Las glaciaciones del Plioceno de la Patagonia fueron descritas por primera vez por Feruglio (1944) en el Cerro del Fraile (Santa Cruz), pero posteriores dataciones $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ de rocas volcánicas asociadas (Ton That *et al.*, 1999; Cantante *et al.*, 2004; Rabassa, 2008, en Rabassa, 2011) muestran que estas glaciaciones son de edad Pleistoceno Temprano, de acuerdo con el límite Plioceno/ Pleistoceno actualmente aceptado en 2,6 Ma. Más tarde, Fleck *et al.* (1972), Mercer (1976), y Mercer *et al.* (1975) identificaron y fecharon depósitos glaciales Pliocenos en el Sur de los Andes (Rabassa, 2008). Este trabajo mostró que las extensas glaciaciones de piedemonte se produjeron en el Plioceno, y algunos de ellos se extendían hasta el este como en los principales eventos glaciales del Pleistoceno. Schlieder (1989) y Rabassa *et al.* (2011) también describen y datan glaciaciones del Plioceno en el norte de la Patagonia andina en Neuquén, y Wenzens (2000), glaciaciones en el norte y este del Lago Viedma de edad Plioceno/Pleistoceno temprano (?) entre 3.0 y 2.25 Ma (Rabassa *et al.*, 2014).

Una de las preguntas más importantes que los investigadores intentarán responder una vez que la cronología de los eventos glaciales sea finalmente establecida es por qué los glaciares del Plioceno fueron tan extensos en tiempos en que la mayor parte de la tierra estaba bajo clima mucho más cálido que durante el Pleistoceno. Las glaciaciones del Plioceno en los Andes del Sur pueden estar relacionadas con las condiciones paleogeomorfológicas, un relieve de piedemonte muy suave no disectado, o un clima regional inusualmente frío (Rabassa *et al.*, 2014).

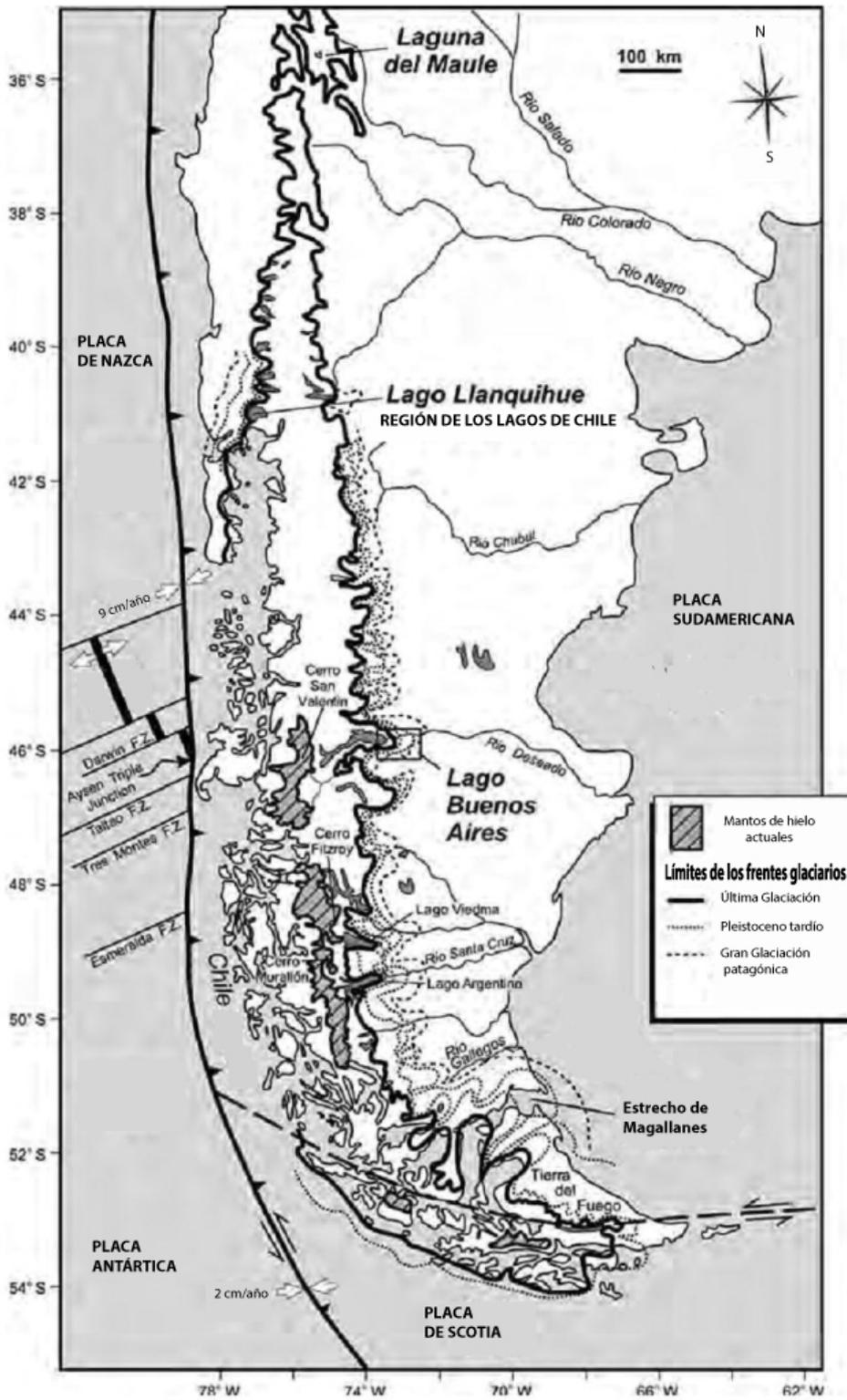


Figura 14.2: Mapa de Patagonia mostrando la posición y distribución de los mantos de hielo patagónicos del Pleistoceno y características tectónicas relevantes (Tomado y modificado de Rabassa, 2008).

La Gran Glaciación Sudamericana

En el Pleistoceno inferior comenzó, con avances modestos, el ciclo de enfriamiento más importante del sur de Sudamérica. Con siete u ocho glaciaciones entre los Estadios Isotópicos de Oxígeno 82 y 58 como mantos de hielo de montaña y escasa a nula disección fluvial. 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, abarcando los estadios isotópicos 30 a 34 (Ton-That *et al.*, 1999; Rabassa *et al.*, 2005 en Iriondo 2010). Se pueden observar depósitos de till, anteriores al evento glacial más importante, dada la distancia en la que se depositaron los sedimentos glaciarios (Coronato *et al.*, 2007).

Este evento de gran magnitud fue denominado “**La Gran Glaciación Sudamericana**” (Feruglio, 1944) o “**La Gran Glaciación Patagónica**” identificada por Caldenius (1932), Mercer (1969, 1976, 1983) y ajustada crono-estratigráficamente por Meglioli (1992), Ton-That *et al.* (1999) y Singer *et al.* (2004). Formó un casquete de hielo en Tierra del Fuego y sur de Santa Cruz (Olivero y Malagnino, 1996), que alcanzó el nivel del mar en el Atlántico, al sur de Río Gallegos hasta la latitud de 51° S, en el tope del Pleistoceno Inferior (Iriondo, 2010).

En base a observaciones de campo, Feruglio (1944) estimó espesores mínimos de hielo en la región del lago Argentino, que varían entre 150 a 1300 metros y sirven para dimensionar la intensidad de esa glaciación. Además, este autor describe depósitos y formas glaciales en las montañas más altas, que marcan el límite con Chile, y un paisaje completamente cubierto de hielo con algunos picos rocosos aislados sobresaliendo; evidenciando 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.

Según Iriondo (2010) ese máximo de enfriamiento fue seguido por pulsos menores que produjeron glaciares de valle mucho más cortos, que formaron morenas 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 por Rabassa *et al.* (1990). Existen otras evidencias más antiguas en el Cerro Tronador de till datado por K/Ar entre 1,36 Ma y 1,31 Ma.

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

una 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).

Los demás depósitos presentan edades menores, implantándose condiciones plenamente glaciales durante el EIO4 (a partir de 85 ka A.P.) y durante el EIO2. Clapperton propuso el nombre de **Glaciación Llanquihue** para este ciclo en toda Sudamérica. 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 y bloques erráticos (Iriondo, 2010). Las morenas están bien preservadas y están acompañadas de depósitos sedimentarios de deshielo aguas abajo. En la mayoría 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.

Un amplio sector de la plataforma continental atlántica emergió debido al descenso del nivel del mar.

Según dataciones radiocarbónicas realizadas por investigadores chilenos, hubo expansiones del hielo durante el EIO4, recesión en el EIO3 (coincidiendo con clima cálido y húmedo en la Mesopotamia y en la Pampa) y nuevos avances en el EIO2 (Iriondo, 2010).

El neoglacial y la Pequeña Edad de Hielo

Durante el Holoceno y la Pequeña Edad de Hielo se produjeron reavances menores de glaciares en los Andes del Sur. Las glaciaciones se restringieron a las zonas superiores a los 900 m s.n.m. y el deterioro climático no habría afectado significativamente al ecosistema bosque ubicado a menos de 400 m s.n.m. (Coronato *et al.*, 2007).

Después de un calentamiento relativo del clima ocurrido entre los 8500 y 6500 años A.P. (Heusser, 1974 en Iriondo, 2010), 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. Las Neoglaciaciones han sido reconocidas en algunos sectores de los Andes Patagónicos (Mercer 1969, 1982; Rabassa *et al.*, 1984; Geyh y Röthlisberger, 1986, en Coronato *et al.*, 2007) y Fueguinos (Coronato, 1994; Planas *et al.*, 2001, en Coronato *et al.*, 2007). Aunque su cronología no está aún bien definida, los estudios dendrocronológicos y geomorfológicos realizados en los Andes Patagónicos permiten estimar la ocurrencia de varios períodos fríos durante el Holoceno. Además de los mencionados, habrían ocurrido otros, antes de 2.500 a A.P., un siguiente entre 2.500-1.300 a A.P., y otros avances menores en reiteradas ocasiones durante los últimos 1.200 años (Coronato *et al.*, 2007).

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 inacti-

vos, con buen desarrollo y conservación de su sector terminal. Están constituidas por materiales psefíticos gruesos 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, es el aporte producido por una sola unidad rocosa, las Plutonitas del Cerro San Lorenzo (Spalletti, 1976 en Iriondo, 2010). Los depósitos morénicos carecen de estratificación y en su superficie no han alcanzado a desarrollarse perfiles de meteorización o suelos.

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** (Iriondo, 2010). Condiciones más húmedas y frías habrían ocurrido hacia AD 1650-1770; 1880-1840; 1914-1977 (Villaba *et al.*, 1990 en Coronato *et al.*, 2007). Otros períodos fríos fueron registrados entre A.D. 900-1070 y 1270 a 1660 con un máximo empeoramiento entre 1340-1640, los cuales fueron interrumpidos por un calentamiento ocurrido hacia AD 1080-1250. Asignados a la **Pequeña Edad del Hielo** y al **Óptimo Medieval** respectivamente (Villaba, 1994 en Coronato *et al.*, 2007).

Tierra del Fuego

Tierra del Fuego constituye el extremo más austral (Latitudes de 52° 30' a 56° Sur) de los Andes Patagónicos. En esta región se han realizado trabajos detallados sobre la estratigrafía, contando con dataciones absolutas de los depósitos, registros polínicos, además de estudios paleomagnéticos. Es por esto que es importante destacar los eventos de origen glaciario que aquí tuvieron lugar. Cabe mencionar a algunos investigadores que aportaron al conocimiento del cuaternario de la isla: Nordenskjöld 1898, Bonarelli 1917, Caldenius 1932, Feruglio 1950, Auer 1956, Codignotto 1976, 1990, Codignotto y Malumián 1981, Rabassa *et al.* 1988, 1989, 1990, 1992, Rabassa y Clapperton 1990, Porter 1989, Meglioli *et al.* 1990a, b, Meglioli 1992, Coronato 1990, 1993, 1995a, b, Coronato *et al.* 1999, 2004, Clapperton 1993, Clapperton *et al.* 1995, Bujalesky, G. G.; Isla, F. I. 2006.

Durante el Terciario hasta el Plioceno, Tierra del Fuego estuvo bajo el nivel del mar. Según González Bonorino (1973) perdió su conexión con la Península Antártica en el Neógeno, entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, además, se abrió el Pasaje de Drake y los Andes Fueguinos se torcieron al este, formando el Arco de Scotia, conectando los océanos Pacífico y Atlántico y creando la Corriente Circumpolar (Iriondo, 2010).

El englazamiento de la isla Grande de Tierra del Fuego se produjo en reiteradas oportunidades por glaciares provenientes del manto de hielo de montaña instalado en la Cordillera Darwin (2.000 m s.n.m., 55°S-69°W) y áreas adyacentes (figura 14.3). Estos glaciares fluyeron siguiendo los valles o las depresiones preexistentes del Estrecho de Magallanes, de la bahía

Inútil-bahía San Sebastián, del lago Fagnano y del Canal Beagle (figura 14.4 a), alcanzando en algunos casos la plataforma atlántica (Bujalesky; Isla 2006.). El norte de Tierra del Fuego fue englazado al menos en seis oportunidades, tanto por la margen sur del glaciar del Estrecho de Magallanes y el glaciar de bahía Inútil-bahía San Sebastián como por glaciares menores que afectaron la zona de los lagos Blanco, Lynch y otros (Meglioli 1992 en Bujalesky *et al.*, 2006).

Los eventos glaciales del primer gran ciclo (cuadros 1 y 2) fueron registrados en el Estrecho de Magallanes por Meglioli (1992), quien describió los drifts Río Grande (probablemente de edad pliocena tardía, 2,05 y 1,86 Ma K/Ar) y Sierra de los Frailes (Iriondo, 2010). Según Bujalesky *et al.* (2006) las evidencias de la glaciación más antigua (Drift Río Grande), son bloques erráticos dispersos y till meteorizado ubicados en la cuenca inferior del río Grande, y más al norte, en cercanías a laguna O'Connor. La Glaciación Pampa de Beta (Drift Sierra de los Frailes, Pleistoceno temprano, 1,1-1,0 Ma) habría alcanzado la margen norte del río Chico, en Sara, y las nacientes de los afluentes del río Grande, en territorio chileno, depositando núcleos de till, hoy muy meteorizados y dispersos.

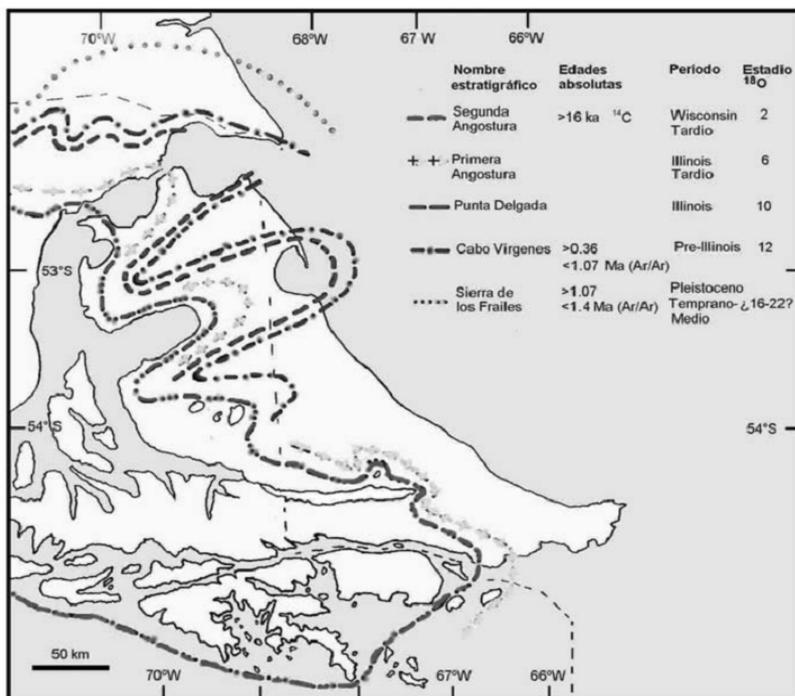


FIGURA 14.3: Límites y cronología de las glaciaciones cuaternarias en Tierra del Fuego. En el sector norte, las morenas frontales de los distintos avances glaciares se encuentran excelentemente preservadas pero en el área montañosa del sur sólo han podido ser reconocidos los límites de las dos últimas glaciaciones. El sector oriental presenta depósitos de till, aún no identificados estratigráficamente. La glaciación más antigua estaría representada por bloques erráticos de composición granítica esparcidos en los actuales valles fluviales y en zonas bajas sin presentar relación con geformas de origen glacial (de Coronato *et al.*, 2007).

Posteriormente sigue una “profundización”, que 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 (Iriondo, 2010). Las glaciaciones Río Cullén (Drift Cabo Vírgenes, Pleistoceno Temprano-Medio, >0,36 - <1,07 Ma) y San Sebastián (Drift Punta Delgada, Pleistoceno Medio) formaron alineaciones morénicas en ambas márgenes de la depresión bahía Inútil-bahía San Sebastián, depositadas en cota 400 y 300 m s.n.m. actual, respectivamente (figura 14.4 b, c). Las dos glaciaciones posteriores no cubrieron la totalidad de la depresión. La Glaciación Lagunas Secas (Drift Primera Angostura, Pleistoceno medio-

superior) depositó sus morenas frontales a una cota de 170 m s.n.m. actual, en el interior del pasaje entre las dos bahías (Inútil y San Sebastián), mientras que la Glaciación Bahía Inútil (Drift Segunda Angostura, Pleistoceno superior, >16 y <47 ka) formó arcos morénicos frontales en la cabecera de la bahía a cota 100 s.n.m. (Bujalesky *et al.*, 2006).

Según Coronato *et al.* (2007) en Tierra del Fuego no se ha podido determinar aún la edad absoluta de los depósitos glaciarios más antiguos, los cuales se localizan en las márgenes del estrecho de Magallanes y de la bahía San Sebastián. A ambos lados de ésta, los acantilados marinos están formados por depósitos de till de edad paleomagnética Brunhes (Walter *et al.*, 2007 en Coronato *et al.*, 2007). Dada la cercanía al manto de hielo de montaña instalado en la cordillera Darwin, se infiere que la GGP se ha desarrollado en toda la Isla Grande de Tierra del Fuego, pero que sus evidencias debieron haber sido borradas por las glaciaciones siguientes. Sólo en una reducida zona del oeste de la cuenca del Río Grande no se han encontrado aún evidencias glaciarias, lo cual mantiene el debate sobre la ocurrencia o no del englazamiento total de la Isla Grande de Tierra del Fuego.

A partir de la Gran Glaciación Patagónica, el clima empeoró en reiteradas oportunidades pero aparentemente, en forma menos drástica, a juzgar por la estructura de anidamiento de los arcos morénicos más jóvenes con respecto a los más antiguos, a lo largo de todos los ejes de englazamiento. Durante los eventos fríos del Pleistoceno Medio, los paleoglaciares patagónicos y fueguinos se extendieron por más de 300 km desde el frente de montaña, tomando como ejes de englazamiento a los valles en los que hoy se localizan los grandes lagos del sur de Patagonia, el Estrecho de Magallanes, la depresión de las bahías Inútil-San Sebastián, el lago Fagnano y el Canal Beagle. La región montañosa de Tierra del Fuego sólo preserva secuencias glaciarias de las dos últimas glaciaciones (figura 14.5), EIOs 6 y 2, por lo cual se infiere que éstas han tenido una potencia mayor que en los lóbulos de bahía San Sebastián y estrecho de Magallanes y/o que las condiciones climáticas fueron más rigurosas en la vertiente sur de la cordillera Darwin, manteniendo cuerpos de hielo más extensos (Coronato *et al.*, 2007).

Período	Estadios	Nombre Estratigráfico	Edades Absolutas	EIO	Polaridad magnética
Holoceno	Pequeña Edad de Hielo (Siglos XVII-XIX)	Morenas Martial			
	Holoceno Medio-Tardío	Vinoiguerra I, II, III			
	Holoceno Temprano-Tardío	Fm Beagle	405 ± 55 a 8.240 ± 60 ka ¹⁴ C		
Pleistoceno más reciente	Younger Dryas	Turbera Caleta Róbaló	11.8-10.2 ka ¹⁴ C		
	Tardiglacial	Fista de ski-Complejo Punta Segunda	14.640 ± 250 a 11.780 ± 110 ka ¹⁴ C		
Pleistoceno Tardío	Wisconsin tardío	Drift segunda Angostura	> 16 ka ¹⁴ C	2	
Pleistoceno Medio	Sangamon	Fm La Sara	0,36 Ma AAR	5e	
	Illinoistardío	Drift Primera Angostura		6	
	Illinois	Drift Punta Delgada		10?	
	Interglacial marino	Norte de Río Grande		11	
	Pre-Illinois?	Drift Cabo Vírgenes	> 0,36 < 1,07 Ma (Ar/Ar)	12	
Pleistoceno Temprano	Pre-Illinois?	Drift Sierra de los Frailes	> 1,07 < 1,4 Ma (Ar/Ar)	20?	
Pleistoceno Temprano-Plioceno Tardío?		Drift Río Grande	> 1,86 < 2,05? Ma (K/Ar)		

 Evento glacial,
  Brunhes,
  Matuyama

Cuadro 1: Cronoestratigrafía de Tierra del Fuego durante el Cuaternario (Modificado de Rabassa *et al.*, 2000).

Edad	Nombre Estratigráfico		Edades Absolutas	EIO	Altitud m s.b.t.
	Regional	Local			
Holoceno	Transgresión Holocena	Fm San Sebastián (Codignotto, 1979)	4,6 ka ¹⁴ C	1	0
Pleistoceno Superior	Glaciación Segunda Angostura	Glaciación Bahía Inutil	> 16 ka ¹⁴ C	2	
Pleistoceno Medio	Interglacial Marino	Fm La Sara	82 U ka	5	6-8
	Glaciación Primera Angostura	Glaciación Lagunas Secas		6	
	Interglacial Marino	Fm Shaiwaal		7	12
	Glaciación Punta Delgada	Glaciación San Sebastián (terrazza superior)		8	
	Interglacial Marino	Fm Las Vueltas	¿300? U ka	9	19
Pleistoceno Inferior	Glaciación Cabo Vírgenes	Glaciación Río Cullén (terrazza inferior)	< 1,07 Ma Ar/Ar	10	
	Interglacial	Fm Laguna Arcillosa	¿400-600? U ka	¿11?	23
	Glaciación Sierra de los Frailes	Glaciación Pampa de Beta	¿ < 1,04? Ma Ar/Ar	12	
	Interglacial	Fm Viamonte		13-15	38
	Glaciación			¿16-22?	
	Interglacial	Fm Najmishk		25-31	53
Pleistoceno Inferior/Plioceno?	Glaciación Río Grande	Glaciación Río Grande	¿ > 1,86 < 2,05? Ma K/Ar	¿64-74?	
Plioceno Medio	Interglacial	Fm Cullén	2,2 Ma (EP)		
		Playa elevada del cerro La Arcillosa	3-4 Ma	¿K1-G15?	79

Cuadro 2: Cronoestratigrafía de la región septentrional de Tierra del Fuego de Bujalesky *et al.* 2006. La cronoes-tratigrafía glacial regional corresponde al modelo propuesto por Meglioli (1992). Los estadios isotópicos ¹⁸O se establecen de acuerdo a Shackleton (1995). Altitud m s.b.t.: metros sobre berma de tormenta actual. EP: evidencia paleontológica.

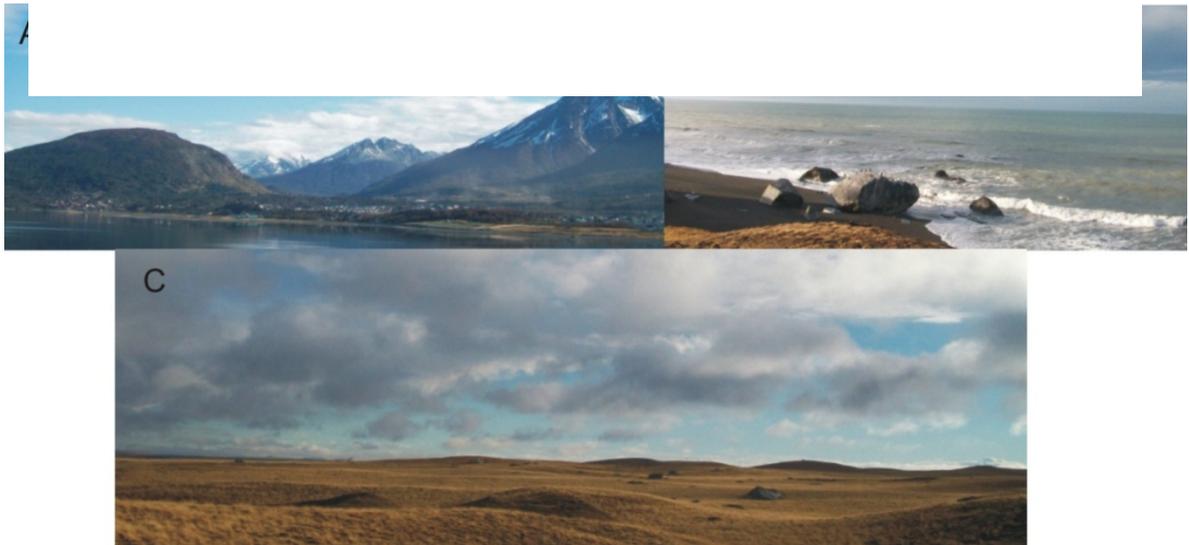


FIGURA 14.4: (A): Se observa la ciudad de Ushuaia emplazada en un valle glacial en "U". A la izquierda, se destaca el Monte Susana, una roca aborregada (505 m s.n.m.), de cumbres redondeadas por haber sido sobrepasado por el paleoglaciador principal (Beagle) durante el Máximo Glacial (25.000 años A.P.) (B): Conjunto de fragmentos rocosos de litología alóctona que el glaciar transportaba como carga supraglacial, debido a una gran caída de bloques pertenecientes a la Cordillera Darwin. Han estado expuestos a meteorización por medio millón de años y (C): Campo de bloques erráticos de Punta Sinaí, Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego. Se observa un cuerpo morénico lateral del glaciar que fluyó por la depresión Bahía Inútil-Bahía San Sebastián durante la Glaciación Río Cullén (Pleistoceno Medio). (Fotos de Betina S. Rodríguez, 2015).

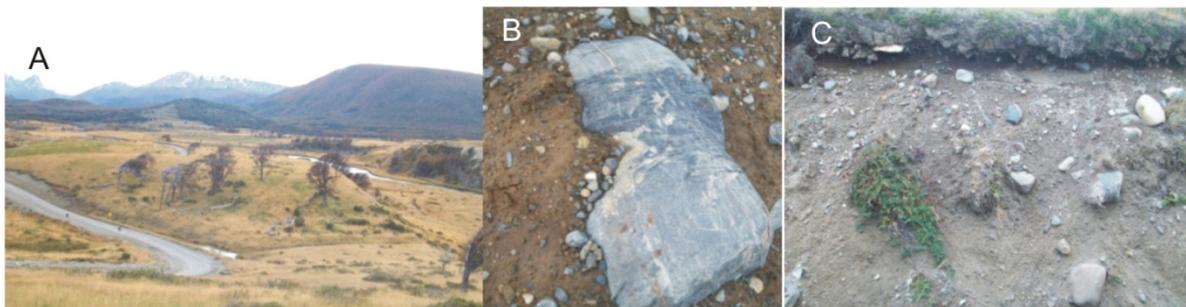


FIGURA 14.5: (A) Campo de drumlins en la Estancia Harborton (Última Glaciación). Nótese las crestas elongadas de estos depósitos. Además, hay bloques estriados (B) como parte del depósito de till (C) que conforma la morena de fondo drumlinizada. (Fotos de Betina S. Rodríguez, 2015)

El último evento frío que generó el descenso de los glaciares hasta el nivel del mar actual fue el ocurrido hace ca. 25 ka A.P. (**Último Máximo Glacial**) (figura 14.6). La porción emergida de tierras durante este evento frío habría casi duplicado la actual superficie de Tierra del Fuego, formando parte de un desierto helado con permafrost. Relictos de los suelos poligonales formados en tales ambientes, hoy se observan en la estepa fueguina, a 180 km al norte de las morenas frontales de la Última Glaciación (Coronato *et al.*, 2004b en Coronato *et al.*, 2007). En

los sectores más templados, cercanos a la paleocosta, se habría refugiado el bosque de *Nothofagus* que actualmente domina en la región. Los registros polínicos señalan una vegetación de estepa-tundra que permiten inferir condiciones más frías y secas que las actuales durante el **Tardiglacial** (15 - 10 ka A.P.) aunque muy variable. Entre los 10 ka A.P. y los 9000 a A.P., se observa una progresiva ocupación del bosque de *Nothofagus* sobre el paisaje bajo condiciones climáticas más moderadas. Dos deterioros climáticos habrían interrumpido la instalación del bosque de *Nothofagus*, hacia 12.7 ka A.P, el *Antarctic Cold Reversal* y entre 10-11 ka, el equivalente al *Younger Dryas* del Hemisferio Norte (Heusser, 2003). Hacia fines del Tardiglacial e inicios del Holoceno (ca. 12-8 ka A.P.), la abundancia de agua de fusión proveniente de los glaciares en retroceso, generó ambientes lacustres someros en los fondos de valle, hoy turberas (figura 14.7). Durante el Holoceno temprano, la vegetación se caracterizó por el ecotono bosque-estepa en las tierras bajas sobre el Canal Beagle, mientras en los valles interiores se extendía una vegetación abierta de pastizales y arbustos y el hielo ocupaba las áreas a mayor altura sobre los valles colgantes, indicando condiciones relativamente menos frías y más secas (Borromei *et al.*, 2007 en Coronato *et al.*, 2007).

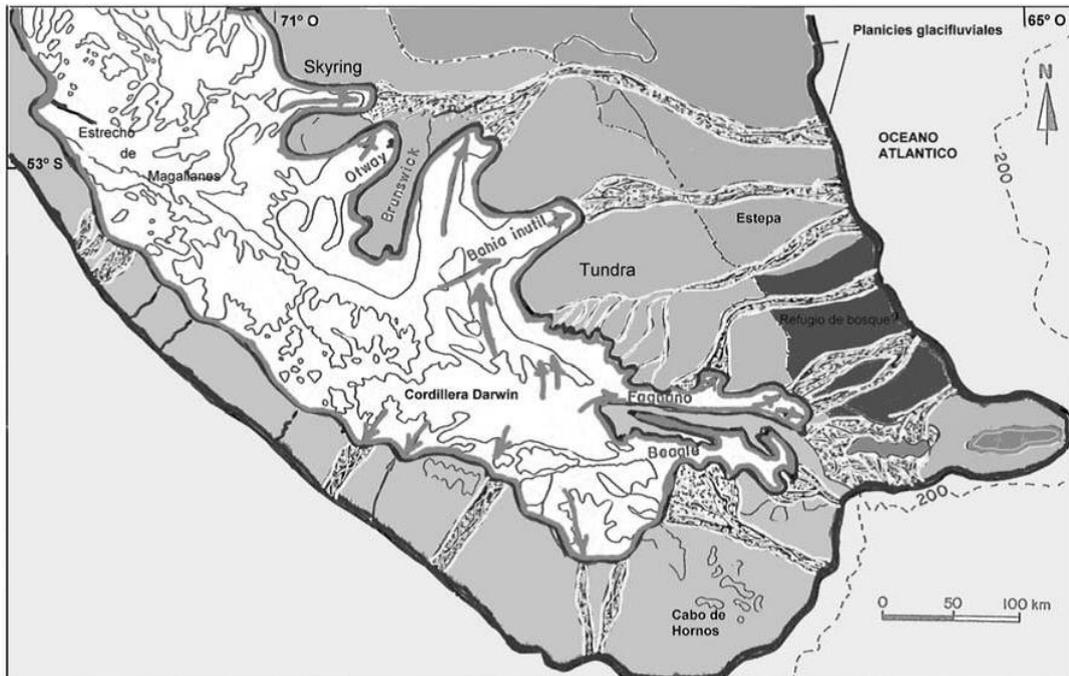


FIGURA 14.6: Mapa paleogeomorfológico y paleoecológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego durante la Última Glaciación (ca. 25.000 años A.P.). Nótese la posición de la isobata de -200 m, en la que se estima la línea de la paleocosta. (de Coronato *et al.*, 2007).



FIGURA 14.7: Turbera Harberton, cercanías de la Estancia Harberton, Tierra del Fuego. Ocupa una depresión inter-drumlins. Se acumularon 10, 5 m de turba (*Sphagnum magellanicum*), cuya base está fechada en 14.800 años 14C AP (Rabassa, 2008) (Foto de Betina S. Rodríguez, 2015).

La mejoría climática del Holoceno temprano habría favorecido la ocurrencia de la transgresión marina en el Canal Beagle alrededor de los 8000 a A.P. El ingreso del agua de mar inundó el área del Lago Roca-Bahía Lapataia generando un profundo y angosto fiordo con archipiélagos intrincados (Gordillo *et al.*, 1993 en Coronato *et al.*, 2007). Este evento transgresivo-regresivo generó varios niveles de playas marinas.

Los registros polínicos indican que durante la incursión marina en el Canal Beagle, el bosque de *Nothofagus* estaba instalado en las áreas costeras litorales mientras el ecotono bosque-estepa se extendía regionalmente, hacia el interior de la isla (Borromei y Quattrocchio, 2007). Alrededor de los 5000 a A.P., se inició una fase regresiva hasta alcanzar los niveles actuales del nivel del mar, documentado por la secuencia de playas marinas elevadas distribuidas a lo largo de la costa del Canal Beagle (Bujalesky, 1998; Gordillo, 1993; Rabassa *et al.*, 2000; 2004, en Coronato *et al.*, 2007).

A partir del Holoceno medio, las condiciones paleoambientales en el sur de Tierra del Fuego se habrían tornado más rigurosas, con disminución de la temperatura e incremento en las precipitaciones y como consecuencia, una expansión del bosque de *Nothofagus* acompañado por el desarrollo de turberas (Heusser, 2003, Borromei *et al.*, 2007 en Coronato *et al.*, 2007).

La existencia de cinturones morénicos en los valles de altura y circos glaciares, ubicados hielos arriba de los correspondientes al Último Máximo Glacial y por encima del límite superior del bosque, permiten inferir que sobre los 900 m s.n.m. se habrían producido períodos de enfriamiento.

Durante los últimos 1000 años el clima de Tierra del Fuego también experimentó fluctuaciones. En el oeste de Tierra del Fuego, estudios geomorfológicos y sedimentológicos permitieron establecer tres avances glaciares desde los últimos 3000 años: antes de 3060 años A.P., antes de 940 años A.P. y entre 940-675 años A.P., sugiriéndose el retroceso de los mismos hasta sus posiciones actuales luego de 675 años A.P. o 1200 AD (Kuylenstierna *et al.*, 1996 en Coronato *et al.*, 2007). El análisis palinológico realizado en la turbera "Las Cotorras" (420 m s.n.m.), ubicada en un valle colgante lateral, registra la retracción de la línea del bosque de *Nothofagus*, entre los 781 y 412 años A.P. (ca. 1485 y 1260 AD), lo cual estaría asociado a la existencia de condiciones climáticas más frías que las actuales (posiblemente a la **Pequeña Edad del Hielo**, Borromei; com. pers., en Coronato *et al.*, 2007). Los análisis de polen y diversos indicadores *proxy* en turberas del valle interior Andorra (180 m s.n.m), sugieren la existencia de condiciones cálidas/secas entre los 1170-980 años A.P. (AD 1020 y 960) y de dos períodos fríos y/o húmedos con posterioridad a los ca. 975 años A.P. (ca. AD 1100-1030) y a los 350 años A.P. (ca. AD 1800-1930; Mauquoy *et al.*, 2004 en Coronato *et al.*, 2007). Estas evidencias estarían indicando el desarrollo de los **períodos Cálido Medieval y Pequeña Edad del Hielo**, respectivamente afectando a las tierras bajas y consecuentemente, a las comunidades de pobladores nativos establecidos en las cercanías (Coronato *et al.*, 2007).

Cronología de las investigaciones en la región

Desde los primeros estudios realizados en la zona, la preocupación de los investigadores se ha centrado en dilucidar la posición del límite oriental de la glaciación, el número de glaciaciones identificadas, las unidades estratigráficas reconocidas, las variaciones paleoambientales durante las oscilaciones climáticas, tanto en las áreas englazadas como extraglaciarias, y la correlación cronológica regional y global de dichas glaciaciones (Rabassa, 1999).

En forma sintética, pueden mencionarse varias contribuciones destacadas para exponer el conocimiento que se tiene hasta el presente sobre la estratigrafía del período Cuaternario en la región:

-Darwin (1842): Mencionó la presencia de bloques erráticos en el valle del Río Santa Cruz (lat. 50°S/long. 71°W), lejos de la Cordillera de los Andes, a los que se le asigna un origen glacial.

-Caldenius (1932): Mapeó la distribución de los depósitos glaciogénicos en la Patagonia y Tierra del Fuego, desde el Lago Nahuel Huapi (lat. 41° S) hasta el Cabo de Hornos (lat. 56° S) (Meglioli *et al.*, 1990). Estableció los límites de las glaciaciones patagónico-fueguinas que tienen vigencia actualmente por su exactitud. Distinguió cuatro eventos glaciarios, a partir de 4 morenas terminales, denominados Inicialglacial, Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial, creyendo que correspondían a la Última Glaciación y asumiendo así una correlación directa con el Modelo glacial escandinavo. Sólo el Finiglacial corresponde a la Última Glaciación (Pleistoceno tardío), las restantes son anteriores. Actualmente se conoce que cada uno de estos depósitos glaciarios está compuesto por varios superpuestos. Calculó la edad de los depósitos del drift glaciario utilizando varves. La Gran Glaciación Patagónica es coincidente con la Glaciación Inicialglacial de Caldenius. Los estadios Daniglacial y Gotiglacial corresponden quizás a 11 o 12 eventos glaciarios independientes que se extienden entre 1 Ma atrás y el EIO 6 (Glaciación Illinoia tardía del Hemisferio Norte), es decir el máximo de la penúltima glaciación.

-Feruglio (1944, 1950). Feruglio (1944) describe con gran precisión una secuencia de flujos de lava basáltica con tills intercalados en Cerro del Fraile, provincia de Santa Cruz (lat. 51° S) justo al norte del Estrecho de Magallanes. Reconoció la gran antigüedad de los depósitos glaciales y les asigna una edad pliocena, más antigua que la máxima extensión glacial (GGP), ofreciendo así una extraordinaria contribución al conocimiento de las glaciaciones pre Cuaternarias de la Patagonia antes de que las dataciones absolutas estuvieran disponibles. Años más tarde, Feruglio (1950) también reconoció la existencia de cuatro eventos glaciales principales en el Pleistoceno, que llamó 'Pichileufuense inferior,' 'Pichileufuense superior,' 'Barilochense' (anterior a la Última Glaciación), y 'Nahuelhuapiense' (Última Glaciación), conservando así el esquema cuádruple de Caldenius pero vinculando cada evento a posiciones geomorfológicas que indicaban claramente diferentes (y mayores) edades. Así, reconoció que las formas de relieve y sedimentos Pichileufuenses fueron encontrados en divisorias topográficas, mientras que los depósitos de eventos glaciales tardíos fueron localizados dentro de los valles excavados por ellos. Se estableció por primera vez la posible correlación de los depósitos glaciales tanto con los 'Rodados Patagónicos' o 'Rodados Tehuelches' ('Formación Grava Patagónica',

'Formación Patagónica'; Darwin, 1842; Caldenius, 1940), que consideraba de origen glaciofluvial, y la depositación de loess en otras regiones, que él denominó "Infraglacial" (es decir, la región pampeana centro-oriental de Argentina, no englazada).

-Flint y Fidalgo (1964, 1969): identificaron tres Drift a los que denominaron 'Nahuel Huapi', 'El Cóndor' y 'Pichileufú', considerando que pertenecían a la última glaciación. Pero, posteriormente, establecieron que el Drift Pichileufú podría ser más antiguo que Pleistoceno Tardío. Estudiaron los depósitos glaciales en el norte de los Andes Patagónicos (lat. 39°-43°S) y sugirieron un modelo de tres glaciaciones basado en los drifts identificados por ellos.

-Fidalgo y Riggi (1965): Estudiaron las secuencias de morenas en el Lago Buenos Aires (lat. 46° 30' S) e identificaron cuatro principales drifts glaciales; los atribuyeron a la última glaciación (Würm/Wisconsin).

-Mercer (1976): Establece una cronología de los eventos glaciares más antiguos identificados en Patagonia, a través de fechados absolutos de K/Ar y estudios paleomagnéticos en las secuencias del Cerro Fraile (descubierta y descrita por Feruglio, 1944; la datación absoluta se ha actualizado recientemente por Singer *et al.*, 2004) y de otras localidades (Meseta del Lago Viedma) en la provincia de Santa Cruz. Reconoció así la correlación de estos episodios glaciales con períodos fríos globales. Estos resultados demuestran la existencia de cuerpos de hielo en la Cordillera Patagónica aun desde fines del Mioceno con una gran glaciación en el Plioceno medio (ca. 3.5 Ma) y la glaciación más extensa (Inicioglacial, Pichileufú) en el Pleistoceno temprano, entre 1.2 y 1.0 Ma.

-Porter (1981): identificó cuatro glaciaciones importantes en la Región de Los Lagos de Chile (lat. 39°-41°S) y definió su cronología para todo el Pleistoceno.

-Rabassa *et al.* (1986), Schlieder (1989) y Rabassa *et al.* (1990) demostraron la edad pre-Pleistoceno superior de los Drift Pichileufú y El Cóndor, dividiendo a éste en los Drift Anfiteatro y Drift La Fragua. Realizaron trabajos de mapeo regional utilizando unidades alostratigráficas y secuencias locales, estudios paleomagnéticos, dataciones absolutas (¹⁴C, K/Ar, Ar/Ar) y estudios isotópicos de ¹⁶O/¹⁸O y elaboraron una propuesta de síntesis regional, correlacionando las diferentes regiones patagónico-fueguinas y su vinculación con esquemas globales.

- Morner y Sylwan (1989). Estudiaron las secuencias morénicas de la región del Lago Buenos Aires, identificadas anteriormente por Caldenius (1932) y Fidalgo y Riggi (1965); las dataron y reinterpretaron como seis zonas morénicas, de las cuales las dos más antiguas, Inicioglacial (Drift Pluma) y parte del Daniglacial (Drift Botello), se formaron en la época Magnética Matuyama (>0,7 Ma, <2,46 Ma).

- Schlieder (1989). Consideró que la Glaciación Pichileufú tuvo lugar en el Plioceno medio (>3.3 Ma., <5.5 Ma.).

- Meglioli (1990, 1992). Estableció para Tierra del Fuego que la glaciación más extensa (Drift Río Grande) se habría producido en el Plioceno final. Utilizó diversas técnicas de datación; las relativas incluyen la medición de anillos de meteorización en basaltos y andesitas, el desarrollo del perfil de suelo, el grado de preservación de las morenas y datación por racemización de aminoácidos en fósiles marinos colectados en terrazas a lo largo de la costa atlántica.

ca; y las absolutas, Ar/Ar en basaltos interestratificados con depósitos glaciales. Pudo establecer así edades límites para algunas glaciaciones.

- **Ton-That et al. (1999)** propuso por primera vez una correlación de las secuencias de origen glacial del Lago Buenos Aires y el Cerro del Fraile con la secuencia de isótopos marino de oxígeno a escala mundial.

- **Coronato et al. (2004 a, b)** realiza una revisión de las glaciaciones de la Patagonia en la que se indica el desarrollo de la GGP alrededor de 1 Ma, así como evidencia de (1) varios períodos fríos pre-GGP entre 7 y 2 Ma, (2) tres glaciaciones posteriores a la GGP durante el Pleistoceno Temprano y Medio, (3) la Última Glaciación del Pleistoceno, y (4) dos episodios principales de estabilización de los glaciares durante el Tardiglacial (15-10 ka 14C AP), durante la recesión definitiva del frente de hielo hacia los ambientes de montaña.

Consideraciones finales

A continuación se detallan, a modo de resumen, los acontecimientos más destacados, sucedidos durante el Cuaternario en los Andes Patagónico-Fueguinos, según Rabassa (1999) (cuadro 3):

-La Glaciación Andino-Patagónica comenzó quizás ya en el Mioceno, como consecuencia de cambios ambientales globales, la instalación de la Corriente Circumpolar Antártica y la elevación de la Cordillera Andina.

-Las primeras glaciaciones fueron restringidas al sector montañoso, para alcanzar su máxima expresión en el Plioceno final y el Pleistoceno inferior, donde alcanzaron condiciones de glaciación pedemontana de gran extensión y escaso gradiente.

-Hacia el final del Pleistoceno temprano (quizás pre-límite Brunhes-Matuyama, 0,78 Ma), se produjo un importante episodio de levantamiento y/o cambio climático regional, que provocó la génesis y profundización de las líneas de drenaje como las conocemos en la actualidad. Se desarrollaron entonces condiciones de glaciación de montaña con glaciares de descarga encauzados en sistemas de valle.

- Las glaciaciones más modernas parecen ajustarse a los eventos globales del Pleistoceno medio y tardío. Es posible afirmar que se reconocen, como mínimo, dos o tres glaciaciones en el Pleistoceno medio (Illinois; estadios isotópicos 6 a 12). La Última Gran Glaciación ha sido denominada Nahuel Huapi en Argentina y Llanquihue en Chile (este término ha sido extendido a toda América del Sur como secuencia tipo). Esta glaciación se extendió durante el Pleistoceno tardío, en dos o más estadiales principales, (Wisconsin; estadios isotópicos 2 a 4), finalizando abruptamente hacia ca. 10.000 años 14C AP. En el Tardiglacial (*Late Glacial*, 15.000 a 10.000 años AP) tuvieron lugar episodios de estabilización y reavance de los glaciares, cuya vinculación con eventos climáticos globales, como el *Older Dryas* y *Younger Dryas* del Hemisferio Norte, es actualmente materia de amplia discusión.

- La mayoría de los glaciares en los Andes Patagónico-Fueguinos presentaron fluctuaciones durante los intervalos neoglaciales del Holoceno. Tres fluctuaciones mayores fueron identifica-

das en el Hielo Continental Patagónico. La extensión y distribución temporal de estas fluctuaciones es aún motivo de debate, por las características dinámicas de los glaciares que tienen sus términos en cuerpos de agua. En Patagonia Norte, se estableció una cronología precisa para la “Pequeña Edad del Hielo”, la última fluctuación que tuvo lugar entre los siglos XVI y XIX de nuestra era.

	16 18 0	E. P.	CHILE LAUGENIE 1982 PORTER 1981	REGION DE BARILOCHE SCHLIEDER 1988 RABASSA ET AL 1986	VALLE DEL MALLED (NEUQUEN) RABASSA ET AL 1990	VALLE DE TECKA (CHUBUT) LAPIDO ET AL 1989	LAGO BUENOS AIRES FIDALGO Y RICCI 1965 WÖRNER Y SYLWAN 1989	ESTRECHO DE MAGALLANES MEGLIOLI 1992	ANDES DE TIERRA DEL FUEGO RABASSA ET AL 1990, 1992	NORTE AMERICA		EDAD (Ka)					
										GRANDES LAGOS	MONT. ROCOSAS						
HOLOCENO			NEOGLACIACIONES	NEOGLACIAL 3 PEH NEOGLACIAL 2 NEOGLACIAL 1	NEOGLACIACIONES	PEH NEOGLACIACIONES			PEH VINCIGUERRA NEOGLACIAL		NEOGLACIAL						
PLEISTOCENO TARDIO	2		?	BLEST	?	?			USHUAIA PISTA DE SKI	ULTIMA GLACIACION	WISCONSIN TARDIO	PINEDALE	10				
	3		LLANQUIHUE III	LAGO MORENO												12	
	4		LLANQUIHUE II	NAHUEL HUAPI II	MAMUIL MALAL II	MALLIN GRANDE II		LAGO BUENOS AIRES	SEGUNDA ANGOSTURA				M O A T				18
	5		INTERESTADIAL	INTERESTADIAL	INTERESTADIAL	INTERESTADIAL											30
PLEISTOCENO MEDIO	6		LLANQUIHUE I	NAHUEL HUAPI I	MAMUIL MALAL I	MALLIN GRANDE I					TEMPRANO			100			
	7		ULTIMO INTERGLACIAL	ULTIMO INTERGLACIAL	ULTIMO INTERGLACIAL	ULTIMO INTERGLACIAL	ULTIMO INTERGLACIAL	FM. LA SARA	ULTIMO INTERGLACIAL		SANGAMON			125			
	8		SANTA MARIA	ANFITEATRO INTERGLACIAL	ANDESITA PINO SANTO	TECKA	FENIX	PRIMERA ANGOSTURA	LENNOX	PENULTIMA GLACIACION	ILLINOIS	LAGO TORO					
	9		PENULTIMO INTERGLACIAL	LA FRAGUA	CRIADERO DE ZORROS								PUNTA DELGADA				
PLEISTOCENO TEMPRANO	10		RIO LLICO		SAN HUMBERTO		BOTELLO	CABO VIRGENES					730				
	11		?	PROFUNDIZACION	PROFUNDIZACION	PROFUNDIZACION		PROFUNDIZACION	?		YARMOUTH						
	12		CARACOL	PICHILEUFU TRONADOR PICHILEUFU	PASO TROMEN PUERTO DE PAJA	KAQUEL	PLUMA	SIERRA DE LOS FRAILES RIO GRANDE		ANTEPENULTIMA GLACIACION(ES)	PRE-ILLINOIS	GLACIACION FANTASMA	1.6 Ma				

CUADRO 3. Tabla de correlación tentativa de las secuencias glaciales en los Andes Meridionales (de Rabassa, 1999).

Bibliografía

- Bujalesky, G.G., Isla, F.I. 2006. Depósitos cuaternarios de la costa atlántica Fueguina, entre los cabos Peñas y Ewan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (1): 81- 92.
- Coronato, A.M.J., Martínez, O., Rabassa, J. (2004a). Glaciations in Argentine Patagonia, southern South America. In: Ehlers, J. and Gibbard, P. (eds), Quaternary Glaciations: Extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia and Antarctica. Elsevier, Amsterdam, Developments in Quaternary Science 2, 49–67.

- Coronato, A.M.J., Meglioli, A., Rabassa, J. (2004b). Glaciations in the Magellan Straits and Tierra del Fuego, Southernmost South America. In: Ehlers, J. and Gibbard, P. (eds), Quaternary Glaciations: Extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia and Antarctica. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Quaternary Sciences* 2, 45–48.
- Coronato, A., Borrromei, A.M., Rabassa, J. 2007. Paleoclimas y paleoescenarios en la Patagonia Austral y en Tierra del Fuego durante el Cuaternario. *Boletín Geográfico. Universidad Nacional del Comahue, Neuquén*, N° 30: 18-28.
- 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.
- Flint, R. y Fidalgo, F. 1969. Drift glacial al este de los Andes entre Bariloche y Esquel. *Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería*, 119: 1-18.
- Iriondo, M. 2010. *Geología del Cuaternario en Argentina*. 437 páginas. Ed. Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino", Santa Fe.
- Meglioli, A., Evenson, E., Zeitler, P. y Rabassa, J. 1990. Cronología relativa absoluta de los depósitos glaciares de Tierra del Fuego, Argentina y Chile. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 457-460, San Juan.
- Rabassa, J. 1999. Cuaternario de la Cordillera Patagónica y Tierra del Fuego. En: *Geología Argentina* (R. Caminos, ed.). *Anales* 29 (23):710-714. SEGEMAR- Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.
- Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. In: J. Rabassa, ed., *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Developments in Quaternary Sciences* 11, 151-204. Elsevier.
- Rabassa, J. y Clapperton, Ch. 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Sciences Review*, 9: 153-174.
- 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., Coronato, A., Bujalesky, G., Roig, C., Salemme, M.; Meglioli, A. Heuser, C., Gordillo, S., Borrromei, A., Quatrocchio, M. 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: un updated review. *Quaternary International*, 68-71, 217-240.
- Rabassa, J., Coronato, A. y Salemme, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 20:81-103. Elsevier.
- Rabassa, J., Coronato, A., Ponce, J.F., Schlieder, G., y Martínez, O.A. 2011. Depósitos glaciogénicos (Cenozoico tardío-Cuaternario) y geoformas asociadas. *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén*, 295-314.
- Rabassa, J., Clague, J.J., Barendregt, R., Martínez, O., Ercolano, B., Corbella, H. y Griffing, C. 2014. Pliocene glaciations in the lago Viedma area (Santa Cruz Province, Argentina). *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba*.

Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Geología Argentina (Roberto Caminos, Coordinador - Editor). Anales 29(3): 41-96. SEGEMAR- Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.

Capítulo XV

Región Patagónica Extraandina

Yamile Rico

*Lo que embellece al desierto es que
en alguna parte esconde un pozo de gua.
ANTOINE DE SAINT-EXUPÉRY, “
EL PRINCIPITO”.*

La Patagonia Extraandina está conformada por el sector Patagónico ubicado al este de la Cordillera Patagónica hasta el sector costero inclusive. Está integrada por la parte más austral de la Cuenca del Colorado, el Macizo Nordpatagónico (Río Negro), Chubut extraandino, el Macizo del Deseado (Santa Cruz) y Patagonia Austral Extraandina (sur de Santa Cruz y Tierra del Fuego).

1. Límites geológicos y geográficos

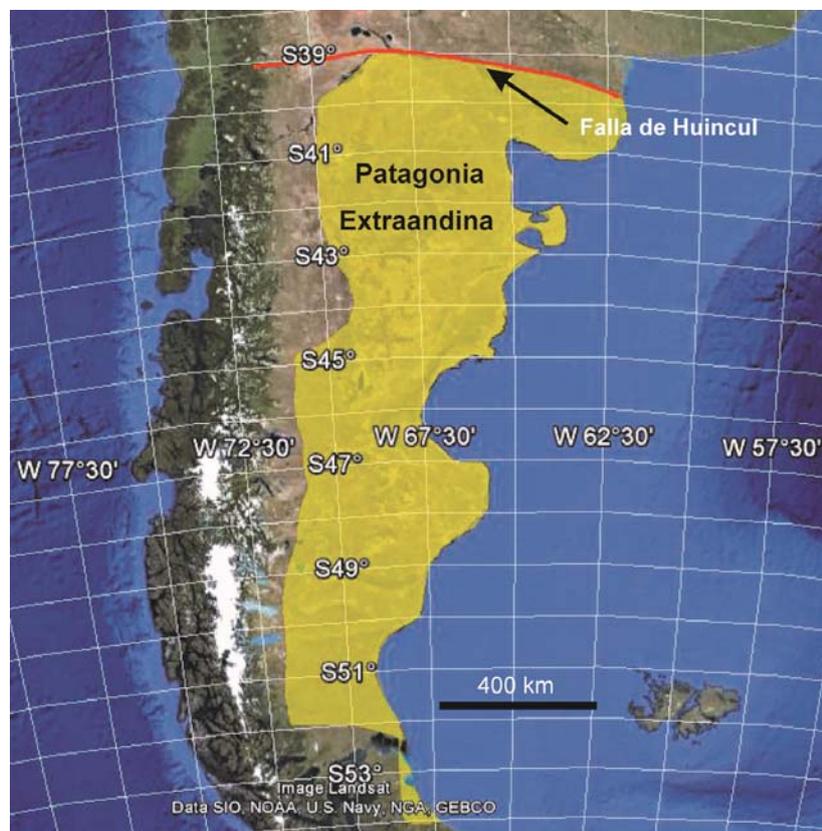


Figura 15.1: Región de la Patagonia Extraandina en amarillo; Falla de Huincul que marca el límite septentrional de dicha región en línea anaranjada.

La ubicación del límite natural del norte de la Patagonia ha sido motivo de diversas opiniones (ver Ramos et al., 2004). Desde un punto de vista morfológico el límite fue generalmente ubicado en los ríos Negro o Colorado en el sector centro-este, mientras que hacia el oeste ha fluctuado entre los ríos Limay, Atuel y Diamante. Desde un punto de vista geológico, el basamento de América del Sur presenta características peculiares al sur del río Colorado, evidenciándose estructuras orientadas transversalmente a las Sierras Pampeanas y al resto de los cinturones brasilianos. Para establecer dicho límite fue necesario recurrir a datos de subsuelo, ya que en el sector no hay suficiente exposición de rocas de basamento. De esta manera, a través de los estudios de exploración que realizara Yacimientos Petrolíferos Fiscales, se concluye que el límite entre ambos cratones, es coincidente con la existencia de una falla, a la que denominaron dorsal neuquina o de Huincul. En consecuencia, desde un punto de vista geológico, la Patagonia tiene su límite septentrional en la Falla de Huincul (Ramos et al., 2004); una falla de rumbo aproximadamente este-oeste que trunca las estructuras submeridianas de la región ubicada más al norte a los 39° latitud Sur (Fig. 15.1). Este límite separa dos basamentos cristalinos de diferente composición y edad. Desde el punto de vista geográfico el norte de la Patagonia argentina abarcaría el tercio sur del Neuquén, el territorio de Río Negro, y las porciones más australes de las provincias de La Pampa y Buenos Aires.

2. El clima

El clima regional de la Patagonia Extraandina está fuertemente condicionado por la circulación atmosférica del Anticiclón del Pacífico Sur y por la Cordillera de los Andes; esta última intercepta a los vientos del Pacífico y provoca una elevada pluviometría al oeste de la misma y en consecuencia una abrupta disminución de las precipitaciones del lado oriental. También se reconocen variaciones climáticas locales resultantes de la orientación de los valles respecto de los vientos dominantes y de la influencia del hielo continental patagónico. Estos gradientes se plasman geográficamente en función de las características bioclimáticas, geomorfológicas, geológicas y edafológicas de un lugar. De esta manera, de un sector a otro se registran variaciones en los regímenes pluviométricos que oscilan entre 1000mm/año en el sector cordillerano a 200 mm/año en el sector costero. Los sectores que presentan abundantes precipitaciones tienen una cobertura vegetal más densa, abundantes líquenes y musgos en los troncos de los árboles; por el contrario, en el sector donde las precipitaciones disminuyen abruptamente la vegetación es de tipo herbácea.

A finales del Cenozoico, las condiciones de temperatura han oscilado entre períodos muy fríos, que desencadenaron varios eventos glaciares en Patagonia Austral y Tierra del Fuego, y períodos relativamente más cálidos, interglaciares o interestadiales (Ercolano et al., 2004 y Villegas et al., 2004).

3. Características generales del Cuaternario en la región

El área de Patagonia extraandina se extiende con mesetas escalonadas desde el piedemonte andino hasta la costa atlántica con una superficie de aproximadamente 500.000 km²; posee un paisaje ondulado con vegetación de estepas herbáceo-arbustiva. Se reconocen mesetas y conos volcánicos, grandes sistemas fluviales y terrazas glacifluviales conformadas por “Rodados Patagónicos”, grandes bajos, lagos y campos de dunas. El sector costero, se caracteriza por la presencia de costas acantiladas y plataformas de abrasión; cordones litorales, playas, espigas, tómbolos y planicies de marea. Las geoformas de origen glacial se hallan restringidos a un sector de la Patagonia Austral extraandina (Lapido y Pereyra 1999).

La sedimentación cenozoica en la Patagonia Extraandina se encuentra directamente relacionada con las glaciaciones y la Orogenia Andina, a la que deben sumarse las intrusiones marinas debido a glacieustatismo y a los movimientos de la placa continental. El enorme volumen de materiales transportados y depositados por la acción del hielo fue retrabajado por la acción fluvial en diferentes eventos.

Durante los períodos interglaciales el derretimiento de los glaciares aportó el caudal de agua necesario para modelar los amplios valles que cruzan la Patagonia de oeste a este; actualmente desproporcionados en tamaño respecto al aporte de agua que reciben, también evidencian por los importantes niveles de terrazas estructurales y fluviales.

Los procesos de remoción en masa son frecuentes, especialmente en los bordes de los extensos mantos de lava, generando deslizamientos y asentamientos de diversa magnitud. Los sedimentos eólicos también se encuentran ampliamente distribuidos en el área extraandina y aunque en general son de escasa potencia, en el sector costero y en los grandes bajos alcanzan espesores considerablemente mayores.

Los depósitos marinos se encuentran limitados a la franja costera y los evaporíticos a los sectores centrales de los grandes bajos. Ocupando una amplia superficie, se encuentran los “Rodados Patagónicos” y potentes mantos volcánicos.

4. Rasgos geomorfológicos y depósitos cuaternarios

A continuación se describen las principales geoformas características del Cuaternario de Patagonia Extraandina, exceptuando el área costera que se encuentra desarrollada en el capítulo VII.

4.1 Conos y Mesetas volcánicas

Las rocas volcánicas del Cenozoico superior ocupan una superficie significativa en la región de Patagonia Extraandina, cubriendo parcialmente a sedimentitas y piroclastitas mesozoicas y terciarias, y a las rocas más antiguas que conforman las áreas cratónicas (Lapido y Pereyra 1999; Mazzoni y Rabassa 2010).

Se han identificado varios ciclos de actividad magmática durante la Orogenia Andina en la región Patagónica; si bien estos ciclos han sido más intensos en el Mioceno, también se registra vulcanismo durante el Cuaternario.

Las manifestaciones basálticas conforman extensas planicies lávicas, numerosos conos aislados y algunos maares. Presentan una distribución areal dispar: las vulcanitas del Terciario superior predominan en Neuquén, Macizo Norpatagónico y Santa Cruz, mientras que las Cuaternarias se encuentran mejor representadas en Neuquén y Santa Cruz; en Tierra del Fuego no se han reconocido vulcanitas de intraplaca de estas edades.

Las efusiones que dieron origen a los plateau volcánicos dispersos en la provincia de Santa Cruz ocurrieron en diferentes ciclos efusivos, siendo los más importantes, desde el punto de vista del volumen y extensión regional, los producidos durante el Eoceno y el Mioceno superior – Pleistoceno. La ocurrencia y evolución de esos ciclos está vinculada a las colisiones producidas en el margen Pacífico (zona de subducción) y a procesos extensionales desarrollados en los ámbitos de retroarco e intraplaca. Se reconocen manifestaciones basálticas para los ciclos Eoceno, Oligoceno - Mioceno Inferior a Medio, Mioceno Superior (muy intenso), Plioceno Inferior, Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior (3,5 a 1 Ma) y Holoceno.

Las manifestaciones volcánicas de Plioceno Superior – Pleistoceno Inferior, se distribuyen ampliamente en la provincia de Santa Cruz (Fig.15.2); incluyen extensas planicies lávicas ubicadas en el macizo del Deseado y también en la meseta del Lago Buenos Aires (Basalto El Sello), donde los numerosos centros efusivos conforman las alturas más destacadas.

El vulcanismo holoceno se localiza de manera puntual en el sur de Santa Cruz, integrando parcialmente el campo volcánico de Pali Aike. Estas manifestaciones basálticas constituyen en territorio argentino un caso único de vulcanismo reciente en proximidad a un centro urbano: la ciudad de Río Gallegos; forma parte de un vulcanismo fisural de retroarco cuyas lavas emitidas desde el Plioceno tardío hasta el Holoceno, cubren unos 1.500 km² y están representadas por campos de lava, pequeños volcanes agrupados o alineados a lo largo de líneas estructurales y numerosos maares. También aparecen geoformas volcánicas compuestas tales como edificios volcánicos construidos dentro de los cráteres maáricos y centros de explosión coalescentes. Las coladas jóvenes se reconocen claramente en las imágenes satelitales por su tonalidad oscura y textura rugosa.

La clasificación de estas manifestaciones basálticas se ha realizado en base a sus principales características geológicas, geomorfológicas e hidrológicas; algunos de los aspectos considerados para describir y diferenciarlas son su forma de relieve (planicies o mesetas y conos volcánicos), el aspecto geomorfológico de los bordes y la superficie, el tamaño de los campos volcánicos, la edad y su relación con la presencia de mallines (afloramientos de agua) en su bordes.

Muchos acuíferos están asociados a estas mesetas volcánicas; sus características litológicas, topográficas y geomorfológicas, actúan como reservorios de agua (Mazzoni y Rabassa 2010). La roca basáltica posee elevada permeabilidad secundaria que le permite captar las precipitaciones que caen en la región, infiltrándose hasta encontrar niveles impermeables sub-

yacentes, para aflorar en las laderas de las mesetas originando vertientes que brindan un aporte de agua extra al ambiente patagónico extraandino. Este aporte hídrico favorece el desarrollo de pastizales húmedos denominados regionalmente vegas o mallines. Se trata de ecosistemas formados por juncos y hierbas muy verdes y densos que contrastan notablemente con la estepa herbácea-arbustiva característica de la región. Constituyen un recurso natural de alto valor económico, ecológico y escénico; aportan agua y alimento a la fauna silvestre y al ganado y constituyen el hábitat de numerosas especies de aves.

Los depósitos de ceniza volcánica se encuentran muy restringidos en la región extraandina; estos materiales alcanzan varios metros de potencia en la zona cordillerana, disminuyendo considerablemente su espesor hacia el este.

Asociados a los extensos mantos basálticos se han desarrollado deslizamientos rotacionales, también conocidos como asentamientos o slumps, que ocupan grandes extensiones.



Figura 15.2: Manifestaciones basálticas pleistocenas en la provincia de Santa Cruz según Mazzoni y Rabassa 2010.

4.2 Los Rodados Patagónicos

Los Rodados Patagónicos son acumulaciones de rodados, gravas y arenas que cubren gran parte de la Patagonia extrandina (Fig.15.3). Charles Darwin dio a estas gravas el nombre de Patagonian Shingle Formation, cuando las descubrió durante su viaje a Patagonia en 1832. De acuerdo con los paradigmas dominantes de la época, asignó estos depósitos a una transgresión gigantesca durante el "Gran Diluvio Universal", considerando que su formación estaba relacionada a la acción del oleaje a lo largo de la playa en tiempos antiguos.

El nombre de Rodados Patagónicos, como generalmente se los conoce en la literatura geológica argentina, es usualmente confuso, ya que ha sido aplicado a un amplio número de uni-

dades geológicas, de múltiple origen y edad (Lapido y Pereyra 1999; Martínez et al., 2009). En la actualidad, la denominación de “Rodados Patagónicos” incluye a depósitos de grava de diversa naturaleza (aluvial, coluvial, glaciofluvial y marino) y edades muy variadas, quizás con predominio de génesis pedemontana en Patagonia septentrional y glaciofluvial en Patagonia austral y Tierra del Fuego.

A los “Rodados Patagónicos” también se los conoce bajo la denominación de “Rodados Tehuelches” o Formación Tehuelche.

En los años 1965 y 1970, Fidalgo y Riggi caracterizaron a estos depósitos de grava, según su morfología, sedimentología y ambiente geomórfico, y los clasificaron en dos grupos: uno más antiguo que conforma pedimentos, bajadas y sistemas fluviales y otro más joven de origen estrictamente glacial que incluye depósitos morénicos retrabajados y depósitos glaciofluviales.

Una parte de los rodados Patagónicos se habría formado durante la Gran Glaciación Patagónica (GGP), correspondiente al intervalo 1,2 – 1,0 Ma y estos serían de origen estrictamente glaciofluvial. Otros, que se registran por encima de las morenas cuaternarias más antiguas, serían aún más antiguos que estas, extendiéndose su edad hasta el Plioceno.

Los estudios realizados, han permitido afirmar el carácter poligenético de estos “rodados” y su compleja evolución durante al menos el intervalo Plioceno-Pleistoceno Superior.

En base al ambiente geomórfico, los “Rodados Patagónicos” pueden ser divididos en dos grandes grupos: los del Norte, vinculados a los ríos Negro y Colorado, y los del Sur, asociados a los ríos Chubut y Santa Cruz. En la zona norte, los rodados y las gravas conforman planicies estructurales que son actualmente el resultado de la existencia de varios pulsos de deposición, que en el Mioceno originaron extensos abanicos aluviales en el sector pedemontano, producto de la Orogenia Andina. En la zona Sur, los rodados constituyen extensas planicies



Figura 15.3: Distribución de los “Rodados Patagónicos” en la Patagonia según Martínez et al 2009.

glacifluviales asociadas en su mayoría, a las glaciaciones del Terciario Superior; actualmente presentes en los sistemas fluviales de Santa Cruz. Según Clapperton (1992), estas diferencias entre la zona norte y la zona sur, son consecuencia de la dispar distribución de las glaciaciones en la Cordillera Patagónica, la cual habría alcanzado mayor desarrollo en la zona sur.

4.3 Los grandes sistemas fluviales

Durante los períodos interglaciales y luego de la última glaciación, el derretimiento de los hielos aportó el caudal de agua necesario para modelar los amplios valles que cruzan la Patagonia de oeste a este (Kokot 2004). Ejemplo de ello son los ríos Colorado, Negro, Chubut, Deseado, Santa Cruz y Gallegos.

La incisión reiterada de estos sistemas fluviales dio lugar a la conformación de niveles de terrazas glacifluviales, las que Feruglio describió exhaustivamente en 1950. Se estima que la profundización de los ríos y conformación de terrazas, tendencia aún vigente, ha sido muy rápida al comienzo de los períodos interglaciales y luego se fue haciendo más lenta debido al decrecimiento de los caudales disponibles producto de la ablación de los glaciares y del nivel del mar en ascenso.

Estos ríos recorren de O a E la región patagónica desde el sector cordillerano hasta el océano atlántico, alcanzando dimensiones desproporcionadas y diseños que no se corresponden con las condiciones climáticas actuales. La morfología de los valles es el resultado de la acción conjunta de procesos fluviales, glaciales y volcánicos. El rasgo geomorfológico más relevante son los complejos sistemas de terrazas escalonadas, labradas en su mayor parte en rocas sedimentarias continentales del Mioceno Medio. Estos estratos, dispuestos en forma subhorizontal, se encuentran generalmente cubiertos por extensos mantos de gravas ("Rodados Patagónicos") depositados con anterioridad al Plioceno Tardío. Los sucesivos eventos glaciares del Pleistoceno depositaron en los valles, gruesos mantos de till y gravas, y el activo vulcanismo que tuvo lugar en la región desde el Plioceno Superior produjo el derrame de coladas basálticas que frecuentemente cubren o se intercalan entre los depósitos glaciogénicos.

4.4 Las Depresiones o Bajos

Las depresiones constituyen geoformas comunes en el ámbito de la Patagonia Extraandina, donde corrientemente se conocen con la denominación de Bajos. El origen de las depresiones de mayor magnitud, se encuentra relacionado con la tectónica que dio origen a las cuencas intracratónicas producto de la evolución del margen pasivo atlántico. A la subsidencia tectónica, se han sumado con posterioridad, la deflación, erosión fluvial y remoción en masa, dando lugar a una significativa ampliación de los mismos. El origen de las depresiones más pequeñas se vincula exclusivamente con la deflación.

Durante períodos de extrema aridez y con el nivel del mar bajo, estas depresiones fueron ampliadas al retroceder sus márgenes como consecuencia de los procesos de remoción en masa que generaron importantes zonas de deslizamientos rotacionales (slumps).

En períodos húmedos, estos bajos constituyeron extensos lagos y lagunas, algunos de los cuales todavía se conservan, aunque ocupando menores extensiones; evidencia de estos grandes lagos es la presencia de antiguos niveles de costa a una cota superior a la actual.

Durante gran parte del Cenozoico, las sales provenientes de la meteorización química del sustrato circundante, fueron acumulándose en los cuerpos de agua someros que ocupaban las depresiones y en períodos más secos estas sales fueron concentrándose en superficie por capilaridad, generándose así depósitos evaporíticos.

El origen de los Bajos de la Patagonia, es variado; pueden ser eólico, diastrófico, glaciar y provenientes del lavado subterráneo que provoca hundimientos.

El gran Bajo del Diablo (Fig.15.4) es una amplia depresión con un típico drenaje centrípeto, enclavada en un ambiente gravoso. Se localiza al norte del valle del río Chubut, cerca del océano Atlántico. Si bien su origen es principalmente por deflación, su particularidad principal es su posterior evolución vinculada a procesos de erosión fluvial y remoción en masa (González Díaz y Di Tommaso 2013); presenta abruptas escarpas de erosión en sus bordes y una sucesión escalonada de antiguas planicies aluviales. Tiene aproximadamente una superficie de 447 km² y un perímetro de 175 km; contiene una extensa playa a una cota de 41 m, que aloja una laguna permanente que es alimentada por ocasionales precipitaciones. El máximo desnivel del bajo es de 120 m respecto del piso de la playa en su borde oeste, en tanto que su margen este, alcanza valores de 105 m.

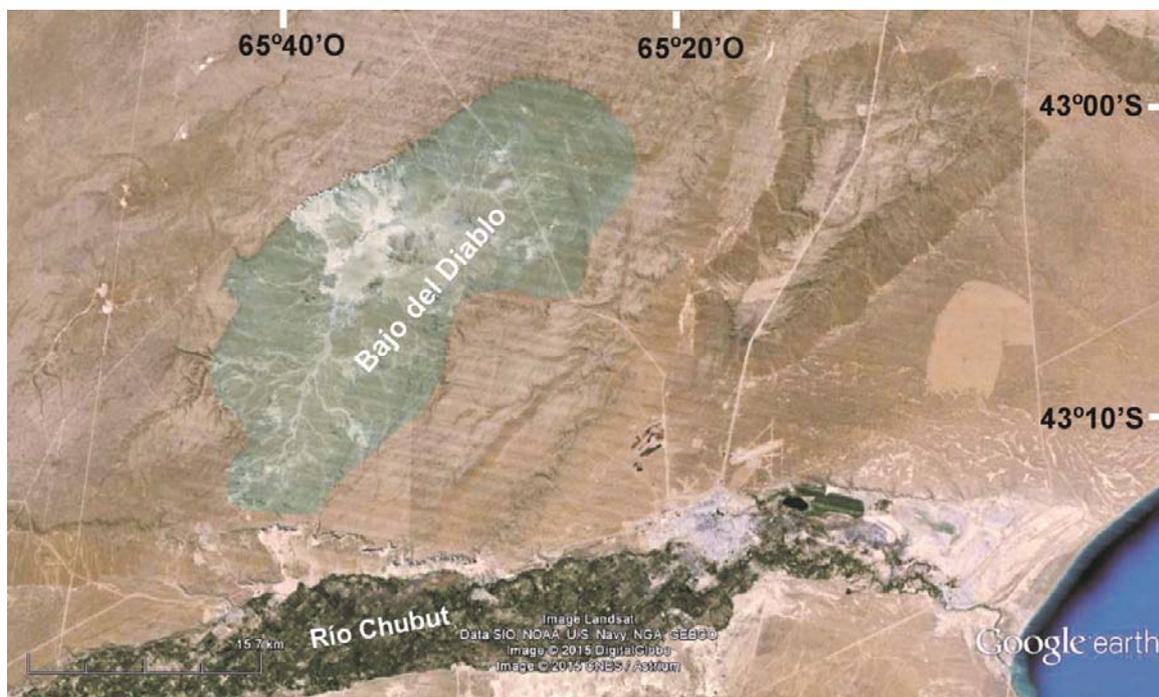


Figura 15.4: Bajo del Diablo en la provincia de Chubut

4.5 Los Lagos

El Lago Musters junto con su vecino Lago Colhué Huapi (Fig.15.5) integran la más extensa cuenca lacustre de la Patagonia Extraandina (González Díaz y Di Tommaso 2014). Están insertos en el bajo de Sarmiento, una depresión regional cuya configuración y profundidad es esencialmente consecuencia directa de la deformación tectónica que provocó el desarrollo de una estructura de plegamiento pre-terciaria en sedimentitas cretácicas y una posterior profundización secundaria fluvio-eólica que dio lugar a un intenso desmembramiento en bloques menores. Esta depresión constituye el nivel de base regional de una extensa cuenca centrípeta.

En las márgenes de estos lagos se desarrollaron paleoformas lacustres como paleocordones lacustres, paleoacantilados y en menor medida paleo-plataformas de abrasión lagunares.

Los paleocordones están relacionados con un antecedente paleolago Sarmiento, que en tiempos presumiblemente holocenos, albergó la depresión del bajo de Sarmiento. El cuerpo de agua llegó a tener una superficie de 4300 km², y su máxima inundación alcanzó una altura de 60 m sobre la cota actual del Lago Musters (270 m); esto último inferido a partir de la presencia de paleocordones a una cota de 330m. La disposición de los paleocordones es generalmente de rumbo norte-sur con una suave curvatura hacia el NNO; se diferencian varios sistemas o conjuntos de los mismos que cubren una superficie aproximada de 30 km² entre las cotas de 330 y 295 m y cada conjunto llega a estar integrado por unos 10 paleocordones individuales. Alcanzan longitudes promedio entre 3 y 4,5 km, con un máximo de 6 km.

Los paleoacantilados lacustres están labrados mayoritariamente en sedimentitas del Cretácico Superior y están morfológicamente representados por abruptas escarpas inactivas generadas por la dinámica del oleaje del antiguo paleolago Sarmiento.

Las plataformas de abrasión lacustres están constituidas por una serie de planicies rocosas de superficies muy regulares y alargadas en sentido norte-sur, dispuestas a mayor altura que el nivel actual del lago. Su distribución tiene un carácter aislado y al igual que los paleoacantilados

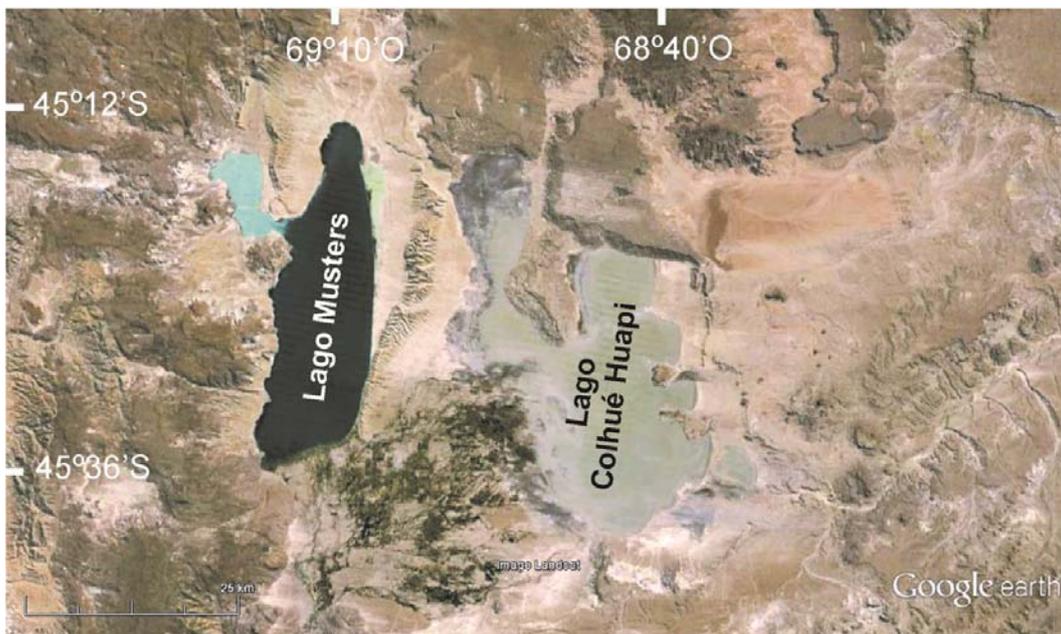


Figura 15.5: Los lagos más grandes de Patagonia Extraandina: Lago Musters y Lago Colhué Huapi en el centro-sur del Chubut.

dos, se encuentran labradas en su mayoría sobre sedimentitas cretácicas de la Formación Castillo.

4.6 Depósitos eólicos

Los depósitos eólicos, se encuentran ampliamente distribuidos en la región Patagónica, aunque no han sido estudiados en detalle. La existencia de condiciones de clima árido durante gran parte del Cuaternario, acompañado por la escasa vegetación y la importante cantidad de material con elevado contenido de arena susceptible de ser movilizada por el viento, han favorecido la amplia distribución areal de estos depósitos eólicos, generalmente de escasa potencia; conforman campos de dunas de diferentes edades y formas, más frecuentes en el sector costero.

La acumulación de depósitos eólicos tuvo lugar en varios intervalos durante el Cuaternario, aunque dado el predominio de las condiciones de aridez en este período, el grado de preservación de las geoformas originadas ha sido muy bajo, es por ello que en general los depósitos eólicos observados en la Patagonia son del Holoceno Superior (Lapido y Pereyra 1999).

Algunos ejemplos de estas acumulaciones eólicas pueden observarse en Bahía Creek (Fig. 15.6) ubicada al este de la localidad de San Antonio Oeste (Río Negro), conformando un conspicuo campo de dunas móviles de hasta 10 m de altura. Otros ejemplos pueden observarse en el centro-sur de Península Valdés y al noreste del Gran Bajo del Gualicho constituyendo un corredor eólico que se extiende hasta el río Negro.



Figura 15.6: Campo de dunas holocenas en Bahía Creek, costa norte del Golfo San Matías, provincia de Río Negro.



Figura 15.7: Campo de Drumlins al norte de Río Gallegos, suroeste de la provincia de Santa Cruz, según Ercolano et al 2004.

4.7 Drumlins

Los drumlins son colinas bajas, de forma cómica, alineadas entre sí con sus ejes mayores en forma paralela o subparalela, que se forman por debajo de hielo glacial en movimiento. Tienen forma de cuchara invertida, alargada en la dirección del movimiento del hielo, con la pendiente más suave apuntando en la dirección hacia la cual el hielo se desplazaba. Los drumlins se presentan generalmente en grupos, constituyendo “campos de drumlins”. Diversos aspectos de su composición, génesis y distribución han sido discutidos largamente por numerosos autores, y a menudo las interpretaciones resultan encontradas.

En el sector extraandino de Patagonia Austral, diversos autores mencionan la presencia de campos de drumlins (Fig.15.7) conformados durante las glaciaciones del Pleistoceno (Ercolano et al 2004). La génesis de estos drumlins se vio favorecida por la elevada dinámica de los glaciares, la fuerte presión hidráulica confinada en su base y la abundante disponibilidad de partículas de grano fino y muy fino en su carga sedimentaria basal, procedentes de la erosión de las rocas sedimentarias de grano fino del Cretácico y Terciario, que constituyen la roca de base en gran parte de la región.

5. Geomorfología marina: la costa patagónica.

La costa patagónica se caracteriza por presentar extensos acantilados activos acompañados por plataformas de abrasión labradas en rocas terciarias y más antiguas, por lo que predominan los procesos erosivos. Durante el Cuaternario, las intrusiones marinas no alcanzaron

a penetrar grandes distancias adentro del continente, por lo que los depósitos marinos se restringen a una estrecha faja costera, generalmente inferior a 10 km de distancia respecto a la línea de costa actual. Existen varios niveles aterrazados de cordones litorales distribuidos a lo largo de la costa Patagónica, los cuales varían en cota y edad.

5.1 Acantilados y plataformas de abrasión

Los acantilados son geoformas que dominan ampliamente la morfología de las costas de la Patagonia Argentina. Cubren extensos sectores y tienen alturas variables que llegan a superar los 100 m. Están sometidos a rápidos cambios de fisonomía por la acción de los procesos exógenos. Los mecanismos de retroceso de estas geoformas han sido recientemente estudiados (Fucks et al., 2015 y bibliografía allí citada). En este sentido, debe tenerse en cuenta que los acantilados se insertan en distintas regiones estructurales y se hallan sometidos a variados tipos e intensidades de agentes erosivos, lo que lleva a formar modelos o perfiles de erosión distintos.

Las pendientes de los frentes de los acantilados son modificadas principalmente por factores gravitacionales. La destrucción de las escarpas se produce a través de los agentes exógenos que actúan sobre las discontinuidades litológicas y estratigráficas generando el retroceso de los acantilados por el movimiento de partículas y bloques, y por deslizamientos en masa. El desplome de bloques se produce por la acción de las olas que socavan la base del acantilado; también, la acción combinada de lluvias torrenciales y gravas transportadas por acción fluvial, actúan como cuñas dentro de las fisuras y debilitan la estructura de los bancos que conforman el acantilado. Los deslizamientos en masa comprenden avalanchas (flujo rápido) y reptación (flujo lento); los primeros, se producen cuando las paredes de las escarpas presentan pendientes de alto ángulo, el agua meteórica se infiltra en el techo de los acantilados hasta iniciar el movimiento, el cual ocurre en un único y repentino episodio. Los deslizamientos por reptación o en escalera (flujo lento) son efectivos cuando el frente está formado por materiales finos (arenas y limos) con bajo grado de consolidación. La existencia de una plataforma marina extensa, cubierta por arenas, amortigua el efecto de la marea (Schillizzi et al 2004). Los frentes están condicionados por las litologías y granulometrías heterogéneas y la disposición estructural de los materiales, todos en combinación con la pendiente.

5.2 Playas y cordones litorales

Durante el Pleistoceno y parte del Holoceno, hubo un gran aporte de sedimentos a la zona costera, debido a la importante descarga de los ríos que llegaban a ese ámbito. Ese aporte conllevó al crecimiento de la faja costera, donde la dinámica litoral distribuyó la fracción clástica y los sedimentos formaron una especie de escudo protector haciendo menos eficiente la acción erosiva del mar (Kokot 2004). Este gran aporte de material clástico se dio en parte a través de los principales emisores de descarga atlántica, es decir los grandes ríos. Sin embargo, hacia fines de la última glaciación este aporte se redujo considerablemente debido a la disminución y hasta interrupción del trabajo glacial. Es así como los flujos costeros, al no ser sustentados por

el aporte fluvial del cual se abastecían, culminaron erosionando a los afloramientos; es por ello que la costa patagónica es predominantemente de carácter erosivo con predominio de acantilados y plataformas de abrasión.

Las playas alternan con sectores de acantilados activos, aunque también junto a acantilados inactivos; las olas retrabajan el sedimento depositado y todo el frente costero toma las características de una costa de acumulación. Si el material se desplaza por deriva litoral, suelen formarse espigas o una costa de barrera, como ocurre por ejemplo en Península Valdés y Bahía San Sebastián. En el extremo oriental de la Península Valdés (NE de Chubut), donde se localizan una serie de terrazas marinas compuestas por cinco sistemas de acreción de cordones litorales, los cuatro más antiguos del Pleistoceno tardío y el más moderno del Holoceno medio, se desarrolla una espiga con crecimiento hacia el sur (ver Bouza 2014).

El área costera de la provincia de Río Negro tiene una amplia zona de acumulación en el sector norte del Golfo San Matías que alterna con acantilados que llegan a tener 50 y 60 m de altura. Entre las zonas de acumulación más significativas se encuentran los depósitos de cordones litorales gravo-arenosos y arenosos en Bahía Creek y Caleta de Los Loros; en la localidad de San Antonio Oeste, los cordones litorales conforman las espigas de Punta Villarino y de Punta Delgado, formadas por arena mediana y gravas en la primera y por depósitos gravo-arenosos con porcentaje variable de conchillas en la segunda; entre ambas espigas, el área costera está compuesta por depósitos de planicie de mareas constituida principalmente por arcillas.

El Golfo San Jorge (ver Isla et al 2001), ubicado en la provincia de Chubut, tiene una forma semicircular abierta a las olas del Atlántico; está constituida por acantilados de variada altitud y playas fósiles cuaternarias. Algunas de estas playas son de grava y arena, otras están compuestas casi exclusivamente por arena fina; las primeras tienen pendientes pronunciadas del orden del 10% y las segundas son de muy baja pendiente (1,5%). Las playas de este sector pueden ser originadas por la erosión de acantilados o bien ser mantenidas por aportes eólicos del oeste y por el reciclado de acumulaciones medanosas de arena fina. Estas diferencias, obedecen exclusivamente a la disponibilidad de sedimento (tamaño de grano y volumen) que es distribuido en el perfil de la playa y no a diferencias referidas a la energía del mar; esta hipótesis se fundamenta en que en el golfo las olas no superan los 10 cm de altura, ya que no poseen influencia oceánica.

En la provincia de Santa Cruz, el área costera de Ensenada Ferrer (Fig.15.8), está constituida por una planicie de marea rodeada hacia el oeste por varios sistemas cordoniformes del Pleistoceno tardío y del Holoceno ubicados a cotas variables entre 3 y 50 metros (ver Medina et al 2014).



Figura 15.8: Cordones litorales del pleistoceno y del holoceno en Ensenada Ferrer, provincia de Santa Cruz (basado en Medina et al 2014).

La zona litoral del noreste de Tierra del Fuego (Bujalesky e Isla 2006), situada entre los cabos Peñas y Ewan fue afectada por procesos vinculados a las glaciaciones y transgresiones del Cuaternario. Los depósitos glacifluviales fueron retrabajados por los procesos litorales y dieron origen a playas de grava y arena gruesa durante los episodios interglaciales. En el área se reconocen cuatro niveles de playas de grava del Pleistoceno que constituyen las playas elevadas del Pleistoceno más australes del mundo. Durante el Holoceno, el desarrollo de cordones litorales de grava comenzó a obturar la salida de algunos estuarios hace unos 5000 años A.P. La cronología relativa de estas paleoplayas se ha podido definir en base a sus relaciones altimétricas y a la comparación con otras playas elevadas del Pleistoceno medio datadas por el método de Uranio. La costa de Tierra del Fuego evolucionó entre los glaciares pleistocénicos que avanzaban a la altura de bahía San Sebastián y por el valle que constituye actualmente el Lago Fagnano. Los depósitos morénicos de estos valles pedemontanos habrían proveído los sedimentos que dieron origen a las paleoplayas correspondientes a los niveles altos del mar durante los períodos interglaciales

6. Suelos de la Patagonia

Así como en el ambiente cordillerano la humificación se ve favorecida por las bajas temperaturas y la elevada humedad, en la zona extrandina estos procesos están minimizados debido principalmente al fuerte déficit hídrico, dando lugar a suelos de escaso desarrollo como Aridisoles y Entisoles.

La existencia de acumulaciones calcáreas es un rasgo frecuente en los suelos de Patagonia Extraandina, cuya máxima expresión morfológica se materializa en el desarrollo de horizontes cálcicos y petrocálcicos. La formación de horizontes arcillosos (argiluvación) en el ambiente extrandino se asocia a terrazas fluviales y estructurales. Si bien la aridez es una característica manifiesta en casi todo la región, algunos suelos parecen haber experimentado momentos de mayor pedogénesis, ya que se observan horizontes enriquecidos en arcillas iluviales (horizontes Bt). Algunos suelos del sector suroriental, ubicados sobre antiguas terrazas glaci-fluviales, se han formado durante al menos un ciclo pedogenético previo al presente. Los factores de formación han sido diferentes de los actuales, determinando procesos pedogenéticos cuyos rasgos distintivos aún perduran. (Villegas et al. 2004; 2009)

Los materiales originarios dominantes en la región extraandina son los depósitos fluviales y glaci-fluviales antiguos o rodados patagónicos. Las características de estos depósitos tienden a limitar fuertemente la pedogénesis; los suelos son en general ricos en fragmentos gruesos y poco profundos. Frecuentemente se encuentran cubiertos por depósitos eólicos arenosos, cenizas volcánicas y niveles fluvio-lacustres de variada granulometría.

La vegetación es de estepa gramínea y en algunos sectores se halla degradada por el sobrepastoreo, la deflación y abrasión eólica. El deterioro de la cobertura vegetal, favorece la deflación y la erosión hídrica de los suelos. De esta manera, las partículas de arena arrancadas durante la deflación, conforman dunas activas.

En conclusión, las principales causas del escaso desarrollo pedogenético de estos suelos son la amplia distribución de materiales originarios de texturas gruesas, el régimen de humedad de los suelos de tipo árido y en consecuencia una cobertura vegetal rala, la recurrente deposición de cenizas volcánicas y las variaciones climáticas durante el Holoceno (ver Bouza 2014).

Bibliografía

Bouza, P.J. (2014). Paleosuelos en cordones litorales de la Formación Caleta Valdés, Pleistoceno superior, noreste de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (1): 1 – 10.

Bujalesky G.G. e Isla F.I. (2006). Depósitos cuaternarios de la costa atlántica Fueguina, entre Cabo Peñas y Ewan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (1): 81- 92.

Clapperton, C., 1992. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier. Amsterdam.

Ercolano, B., Mazzoni, E., Vázquez, M., y Rabassa, J. (2004). Drumlins y formas drumlinoides del Pleistoceno Inferior en Patagonia Austral, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 771-777.

Fidalgo, F. y Riggi, J.C., 1965. Los Rodados Patagónicos en la meseta de Guenguel y alrededores, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (3): 273-325.

Fidalgo, F. y Riggi, J.C., 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 430-443.

Fucks, E. Schnack, E.J., Scalice, A., Ahrendt, K., Nassos Vafeidis, H.S., 2015. Procesos modeladores en los acantilados de Las Grutas, provincia de Río Negro. *Revista de Ingeniería Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente*.

González Díaz, E.F. y Di Tommaso I. (2013). La Depresión del “Bajo del Diablo” (NE del Chubut): una propuesta geomórfica acerca de su origen y evolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70 (2): 279 – 290.

González Díaz, E.F. y Di Tommaso I. (2014). Paleogeformas lacustres en los Lagos Musters y ColhuéHuapí, su relación genética con un Paleolago Sarmiento previo, Centro-Sur del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (3): 416 – 426.

Isla, F.I., Bértola, G.R., Schnack, E.J. (2001). Morfodinámica de playas meso y macromareales de Buenos Aires, Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 18 (1): 51-60.

Isla, F.I., Iantanos, N., y Estrada, E. (2002). Playas reflectivas y disipativas macromareales del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 9 (2): 155-164.

Kokot, R.R. (2004). Erosión en la costa patagónica por cambio climático. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 715-726.

Lapido, O.R. and Pereyra, F. (1999). Cuaternario de la Patagonia Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 23(7): 704-709.

Mazzoni, E. y Rabassa, J. (2010). Inventario y clasificación de manifestaciones basálticas de Patagonia mediante imágenes satelitales y SIG, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (4): 608 – 618.

Martínez, O.A., Rabassa, J. y Coronato A. (2009). Charles Darwin and the first scientific observations on the Patagonian Shingle Formation (Rodados Patagónicos). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(1): 90 – 100.

Medina, R.A., Aguirre, M.L., Codignotto, J.O., Richiano, S.M. y Mormeneo, L. (2014). Geoformas, malacofauna y evolución costera durante el Holoceno en Ensenada Ferrer (Santa Cruz, Patagonia, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(1): 69-81.

Ramos, V.A., Riccardi, A.C y Rollero, E.O. (2004). Límites naturales del norte de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 785 – 786. Schillizzi, R., Gelos, E.M. Spagnuolo, J., 2004. Procesos de retracción de acantilados patagónicos entre la desembocadura de los ríos Negro y Chubut. Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 11 (1): 17-26.

Villegas, D.C., Pereyra, F.X., Viaggio, A.M. y Ferrer, J.A. (2009). Ocurrencia de materiales piroclásticos en suelos de tres sectores del oeste de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (2): 303 -311.

Villegas, D.C., Pereyra, F.X., Irisarri J.A., Ferrer, J.A. y Viaggio, A.M. (2004). Génesis de suelos en el valle del río de las Vueltas, provincia Santa Cruz, Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (2): 200-212.

Capítulo XVI

Geoarqueología

Carola Castiñeira Latorre, Bruno Mosquera y Marco Alvarez

*La georqueología es la investigación
arqueológica que utiliza métodos y
conceptos de las ciencias de la tierra*
KARL BUTZER, ARCHAEOLOGY AS HUMAN
ECOLOGY

Introducción

El objetivo principal de la Geología del Cuaternario es el de investigar y comprender los acontecimientos geológicos producidos durante los últimos 2.6 Ma aproximadamente, reconstruyendo “este último capítulo de la historia de la tierra” (Zárate 1993). Es en este último capítulo y un poco antes (Terciario superior) donde se registra el desarrollo de los sistemas socioculturales, objeto fundamental de la arqueología. Es por esto, que las investigaciones arqueológicas necesitan comprender e integrar a su gama de herramientas conceptos propios de la geología, como por ejemplo: la dinámica climática y la evolución de los paisajes, a efectos de reconstruir, los escenarios en los cuales se desarrolló la evolución cultural. Es a través de esas reconstrucciones que se generan pautas para la interpretación del registro arqueológico, el cual, se conforma por evidencias materiales generadas por los grupos humanos que interactuaron con su entorno físico ambiental.

Para el continente americano y más precisamente para Sudamérica, es necesario ajustar las resoluciones temporales e interpretativas de la geología para comprender las estrategias humanas desarrolladas en los diferentes ambientes, enfocándolas en la última porción del Cuaternario, es decir durante el Pleistoceno tardío hasta nuestros días. El límite temporal inferior está condicionado por las evidencias que refieren a los inicios del proceso humano de poblamiento sudamericano (e.g. Ardila y Politis, 1989; Borrero et al., 1998; Borrero y Miotti, 2007; Castiñeira, 2008; Politis et al., 2009)

En consecuencia, aquello que en una investigación geológica más convencional (entendiendo por más convencional a la geología del Pre-cuaternario) es irrelevante, se torna trascendente en un estudio arqueológico. Debemos descifrar procesos, agentes y transformaciones que han operado en lapsos de 100, 500, 1.000 y 2.000 años, los cuales, si bien son insignificantes en términos de tiempo geológico, desde el punto de vista humano son fundamentales (Zárate, 1993).

Desarrollar los ajustes metodológicos necesarios con el fin de fusionar las escalas temporales y espaciales de los datos provenientes de las Ciencias de la Tierra, particularmente los

provenientes de la geología del Cuaternario, con la arqueología, es uno de los desafíos prístinos de la Geoarqueología.

En sus orígenes, la Geoarqueología procuraba reunir el trabajo multidisciplinario de arqueólogos y geólogos para dar cuenta del contexto en el cual son hallados los restos arqueológicos (Renfrew, 1976). Hoy en día, esta disciplina va más allá de una necesidad técnica de comprender los procesos naturales de formación y preservación del registro cultural. La Geoarqueología al estar inmersa en la Arqueología Contextual (definida por Butzer, 1982), tenderá a interpretar y llegar a conclusiones sobre el desarrollo de las interacciones humanas con los componentes naturales, con la flora, la fauna, el clima, el paisaje y los recursos minerales, entre otros. Además, analizará cómo las modificaciones que sufrieron estos componentes naturales durante el Cuaternario tardío, pudieron haber intervenido en la estabilidad o el cambio cultural (FavierDubois, 2000)

De acuerdo con Blasi (2007), cuando la investigación arqueológica tiene por objetivo conocer los procesos naturales y antrópicos que incidieron en la interrelación humana con su medio físico-natural, es necesario integrar las variables de estudio de forma interdisciplinaria. Esto implica una interacción entre geocientistas y arqueólogos para resolver una problemática arqueológica. En este sentido, la Geoarqueología debe entenderse como una disciplina integradora, que aborda la interacción dinámica entre los grupos humanos y el medio en el que se desenvuelven, reconociendo a las evidencias arqueológicas como informantes claves de las estrategias culturales desarrolladas en diferentes condiciones climáticas y paleoambientales.

La Geoarqueología en Argentina

El desarrollo de la Geoarqueología, comienza a impulsarse en las décadas de 1970 y 1980 tomando como antecedentes dos corrientes principales: una corriente francesa y una anglosajona (Polo Díaz, 2008). La francesa estaba principalmente volcada al estudio de los procesos de formación de sitios en cuevas y abrigos rocosos, reconstruyendo, mediante estudios sedimentológicos, los contextos de las ocupaciones humanas (Farrand, 1975; Goldberg, 1979; Miskovsky, 1974; Laville, 1975). Sin embargo, para el desarrollo de la geoarqueología en Argentina es la segunda corriente, la anglosajona, la que podemos reconocer como más influyente en la formación de los arqueólogos del país y de la región en general. Dentro de esta corriente se profundizan los estudios geomorfológicos, petrográficos y sedimentológicos para analizar los patrones de asentamiento y evolución paleoambiental de los sitios, tanto de los emplazados a cielo abierto, como los hallados en cuevas y aleros. En el desarrollo de las investigaciones se puede reconocer el uso de los conceptos teóricos, metodológicos y técnicos aportados por Butzer (1977), Rappaport Hovav (1998), Renfrew (1976), Stein (1990), Stein y Farrand (1985) y Woody Johnson (1978), entre otros. Aunque, como bien lo documentan FavierDubois y Bonomo (2008), desde los pioneros de la arqueología argentina tales como Ameghino (1880), Frenguelli y Outes (1924), Hrdlicka (1912) la recurrencia al uso de información geológica para interpretar contextos arqueológicos fue primordial.

Más recientemente, un antecedente fundamental para comprender el proceso de interacción entre la arqueología y las geociencias en Argentina lo constituye el trabajo desarrollado por Blasi y Zárata (1999), durante las Jornadas sobre Arqueología e Interdisciplina organizadas por el Programa de Estudios Prehistóricos en Buenos Aires en 1993. Estos investigadores, mediante entrevistas a los participantes, evaluaron en forma estadística cuales eran las problemáticas fundamentales por las cuales los investigadores en arqueología recurrían a los geocientistas (Figura 16.1).

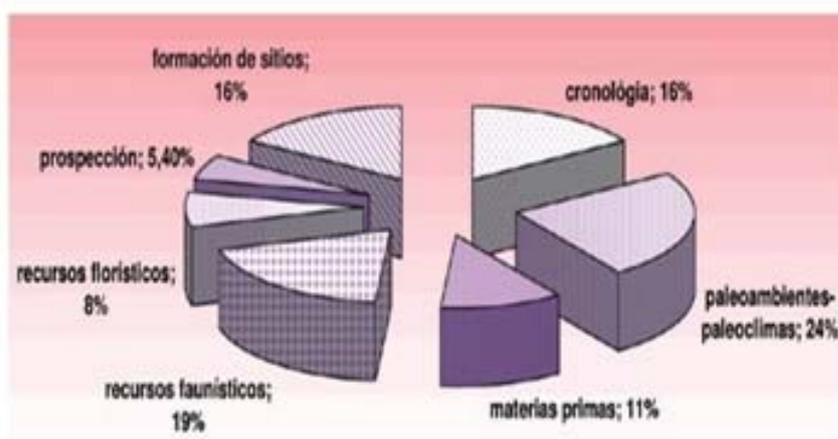


Figura 16.1: Frecuencia en la búsqueda de asesoramiento por parte de los arqueólogos a los investigadores en ciencias de la tierra (tomado de Blasi, 2007).

De acuerdo a los resultados alcanzados por ambos investigadores, los arqueólogos recurrían más frecuentemente al asesoramiento respecto a la aplicación de diferentes técnicas (sedimentarias, petrográficas, mineralógicas y geomorfológicas) que le permitieran caracterizar los ambientes y condiciones climáticas en las cuales se habrían desarrollado las ocupaciones humanas en los diferentes sitios estudiados. Los resultados brindados por los geocientistas eran integrados en forma complementaria para comprender, generalmente, cual habría sido la oferta de recursos minerales, flora y fauna que habrían jugado un rol fundamental en las estrategias de selección de los espacios ocupados. En este sentido, los inicios de la Geoarqueología en Argentina pueden rastrearse en los trabajos multidisciplinarios desarrollados por geólogos y arqueólogos en la resolución de esos aspectos descriptivos y puntuales (Blasi 2007; Blasi y Zárata 1999).

Tomando como antecedente el trabajo de Blasi y Zárata (1999), estudiamos la evolución de la interacción entre arqueólogos y geocientistas en base a lo reflejado en las ponencias presentadas en diferentes instancias académicas durante los últimos 20 años. Desarrollamos un análisis cuantitativo de los trabajos publicados en los libros de actas de los Congresos Nacionales de Arqueología Argentina e incluimos las Actas de los congresos de Geología del Cuaternario. Esto último, para medir el impacto de los trabajos arqueológicos en los ámbitos académicos geológicos específicos.

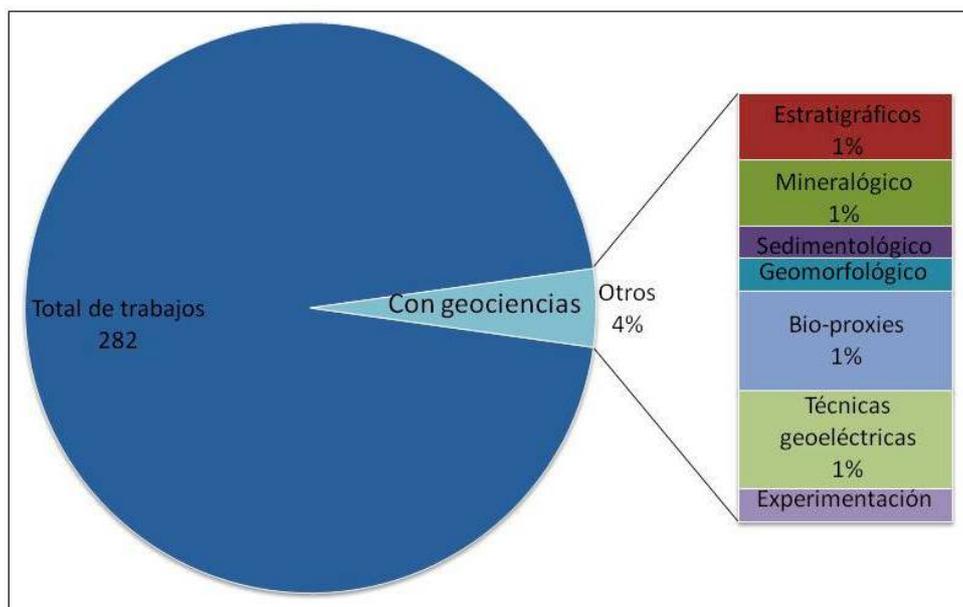


Figura 16.2: Trabajos presentados en el XI Congreso Nacional de Arqueología Argentina, San Rafael - Mendoza, 1994. Solo un 4% de los trabajos presentados manifestaron interacción entre geocientistas y arqueólogos

La Geoarqueología en Actas

Hasta mediados de la década de 1990 podemos confirmar la tendencia marcada en Blasi y Zárate (1999) hacia una interacción multidisciplinaria entre arqueólogos y geólogos con énfasis en la resolución descriptiva y puntual de los procesos de formación de sitios. Recurriendo, básicamente, al uso de técnicas de análisis estratigráficos y de prospección geofísica, seguidas por estudios vinculados a la determinación mineralógica de las materias primas utilizadas en la industria lítica (Figura 16.2).

En los comienzos del siglo XXI, la labor multidisciplinaria entre arqueólogos y geocientistas se hace más evidente. Aparecen los primeros trabajos con referencia explícita al seguimiento de una metodología geoarqueológica, y en el XIV Congreso Nacional de Arqueología Argentina desarrollado en Rosario – Santa Fé en el 2001, se integró la primera mesa de Geoarqueología específicamente. Esto, contribuyó a que se duplique el porcentaje de trabajos geoarqueológicos en relación a congresos anteriores (Figura 16.3).

Los trabajos presentados en la mesa de Geoarqueología, manifiestan que en la postulación de los objetivos y planificación de las metodologías se concibió la interacción con las geociencias de manera interdisciplinaria. En algunos casos, los investigadores de las diferentes disciplinas interactuaron desde las bases de la formulación del proyecto de investigación. También, se reconocen trabajos que implicaron la capacitación de los propios arqueólogos en geociencias, pudiendo entonces, comprender y hacer propio el lenguaje de las ciencias de la tierra para el desarrollo de la investigación. Básicamente, los trabajos tendieron a exponer los resultados alcanzados mediante el estudio de diferentes registros proxies (ambientales, climáticos, sedi-

mentológicos, faunísticos y botánicos) a efectos de reconstruir el conjunto de interacciones paleoecológicas en tiempos prehispánicos.

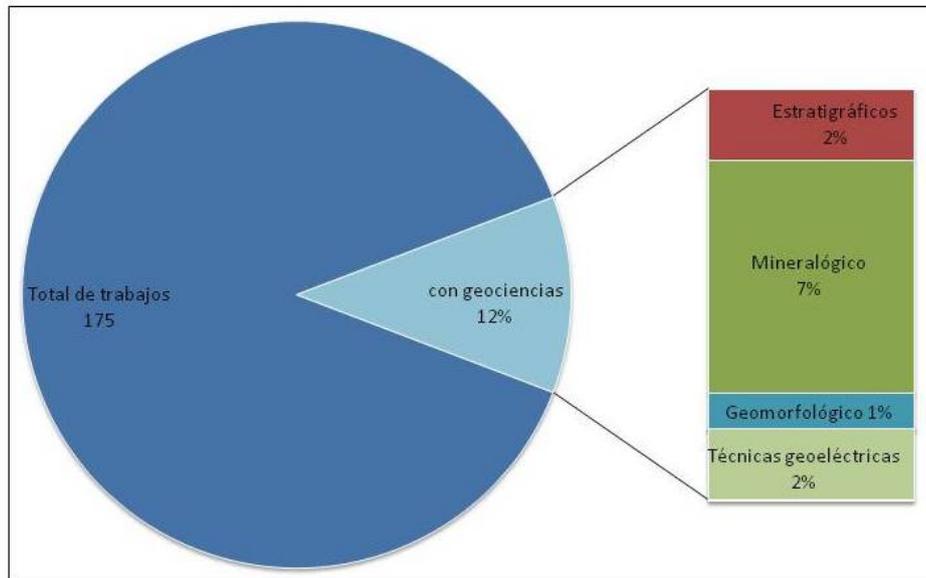


Figura 16. 3: Trabajos presentados en el XI Congreso Nacional de Arqueología Argentina, Rosario - Santa Fe, 2001.

Hasta la actualidad, podemos observar una tendencia fluctuante en la interacción entre arqueólogos y geocientistas (Figura 16.4) pero con una tendencia creciente. Sin embargo, la interacción puntual de tipo multidisciplinaria continua siendo muy marcada, particularmente en aplicación de análisis mineralógicos y petrográficos para comprender las estrategias culturales de explotación de materias primas para la industria lítica y cerámica.



Figura 16.4: Estudio de la evolución de interacción entre arqueólogos y geocientistas.

En lo que refiere al feedback académico entre arqueólogos y geocientistas podemos tomar como señal el impulso dado en el XVI Congreso Geológico Argentino desarrollado en la ciudad de La Plata – Prov. de Buenos Aires, en el cual, se incluyó una mesa específica de Geoarqueología, inclusión que se mantuvo en eventos posteriores. Al respecto, en el año 2009 los trabajos georqueológicos representaron un 10 % del total de los trabajos presentados en el Congreso de Geología y Geomorfología del Cuaternario, poniendo en evidencia que los resultados

arqueológicos constituían un registro proxy más, a la hora de reconstruir la historia geológica más reciente. Las investigaciones arqueológicas no solo han contribuido a reconocer la dinámica paleoambiental en escalas temporales acotadas sino también para unidades espaciales específicas. También, posicionar a las actividades antrópicas como generadoras y transformadoras de sistemas depositacionales.

Estudios geoarqueológicos en el Museo de La Plata (Facultad de Ciencias Naturales y Museo)

Las investigaciones geoarqueológicas tienden a consolidarse en los diferentes proyectos arqueológicos desarrollados en el país y por tanto, se consolidó también la interacción entre arqueólogos y geocientistas. Ejemplo de ello es el equipo interdisciplinario que se ha conformado desde el año 2004 en la División Mineralogía, Petrología y Sedimentología del Museo de La Plata, el cual se conforma por especialistas en las áreas de la sedimentología, arqueología, mineralogía y geoquímica. Investigadores que a su vez, han promovido la fluida interacción con especialistas nacionales e internacionales en las áreas de la paleobotánica, paleolimnología, malacología y cronología. En la actualidad, dos son las líneas de investigación fuertemente en desarrollo en la división mencionada. Una, referente a la generación de paisajes antrópicos mediante la construcción de geoformas monticulares en el Delta Superior del Paraná (DSRP) ampliamente reconocidas en la literatura de la arqueología regional como cerritos (Figura 16.5). En tanto la otra línea, está orientada al estudio de las ocupaciones desarrolladas en cuevas y aleros rocosos de la Patagonia como en el caso de Cueva Maripe (Figura 16.6). Ambas líneas han permitido ajustar las técnicas provenientes de la Sedimentología a la detección e identificación de depósitos antropogénicos y antrópicos.

En Geoarqueología se distinguen los depósitos antrópicos de los antropogénicos. Los primeros refieren a sedimentos cuyas propiedades naturales se habrían visto modificadas involuntariamente producto de las actividades desarrolladas durante la ocupación de un área. Mientras

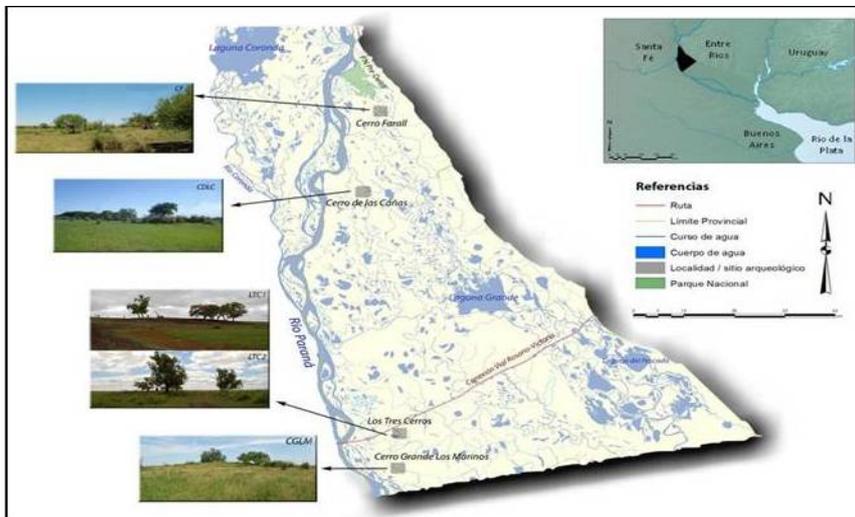


Figura 16.5: Estructuras monticulares (cerritos), estudiados para el Delta Superior del río Paraná (DSRP), provincia de Entre Ríos.

que en los segundos, la modificación de las propiedades físico-químicas de los sedimentos naturalmente disponibles es intencional, y generalmente se relaciona con potenciar las propiedades productivas o constructivas (Edith, 1985).

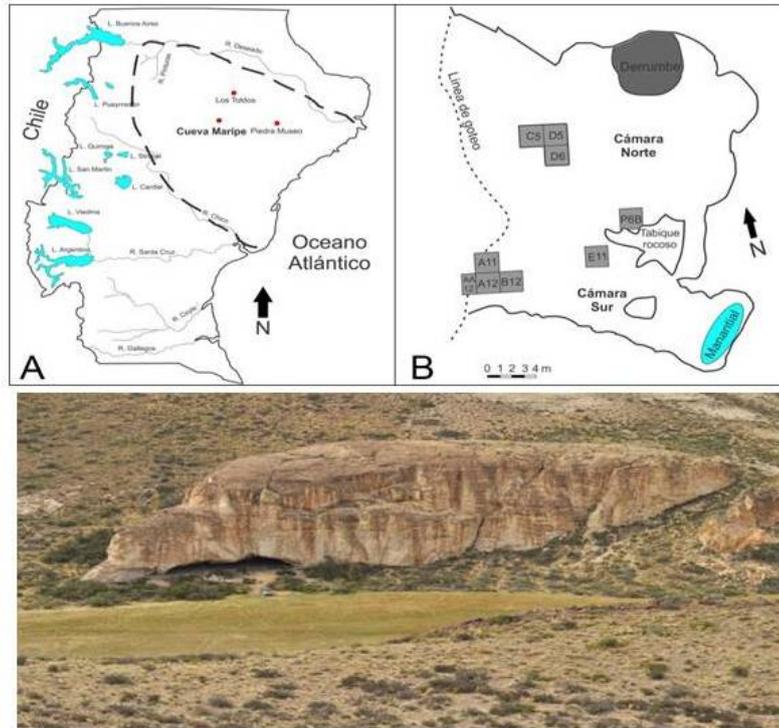


Figura 16. 6: Cueva Maripe, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Patagonia.

Para el estudio de la génesis y evolución de los cerritos presentes en el DSRP se desarrollaron estudios estratigráficos, microestratigráficos, sedimentológicos (texturales y mineralógicos) y biocomposicionales a los efectos de diferenciar y dar identidad a los depósitos sedimentarios que constituyen a los cerritos. A su vez, se diferenciaron de las identidades sedimentológicas y composicionales con los depósitos superficial y sub-superficiales que se desarrollan en las planicies próximas y distales a las áreas de emplazamiento de estos sitios arqueológicos (ver Castiñeira et al., 2013; 2014). Los resultados obtenidos, se compararon con los brindados por investigaciones geológicas antecedentes desarrolladas para el área deltaica. Principalmente, los resultados alcanzados nos marcan notables diferencias entre los depósitos constitutivos de las secuencias monticulares respecto a los que se desarrollan en las planicies y a los que infrayacen a las estructuras monticulares (Figura 16.7). Estas diferencias permitieron a Castiñeira y colaboradores (2013, 2014) proponer que para la construcción de los cerritos, los habitantes prehispánicos de la zona de islas del DSRP utilizaron fangos procedentes en algunos casos, de las márgenes de los ambientes lóticos y lénticos que se desarrollan en las diferentes localidades arqueológicas, mientras que en otros casos, fueron removidos los horizontes superficiales próximos al lugar de emplazamiento de las estructuras. Sin embargo, en ambos casos, a esos fangos naturalmente disponibles, les fue adicionado materiales más gruesos, tales como fragmentos cerámicos, grumos sedimentarios termoalterados y materiales orgánicos. Modificando así las propiedades texturales y composicionales, no solo para favorecer la acreción,

sino para consolidar y preservar a las estructuras monticulares en las cuales se desarrollaron actividades domésticas, productivas (e.g. cultivo) y rituales (e.g. enterramientos) desde circa 2000 años 14C A.P. En este sentido, los autores sustentan que los cerritos presentes en la zona de islas del DSRP constituyen sistemas depositacionales antrópicos, caracterizados por una sucesión de depósitos antropogénicos. Estas geformas antrópicas que caracterizan el paisaje arqueológico isleño, continua siendo una estrategia cultural activa para ocupar y explotar una de las áreas de mayor vulnerabilidad a los regímenes de crecida del río Paraná.

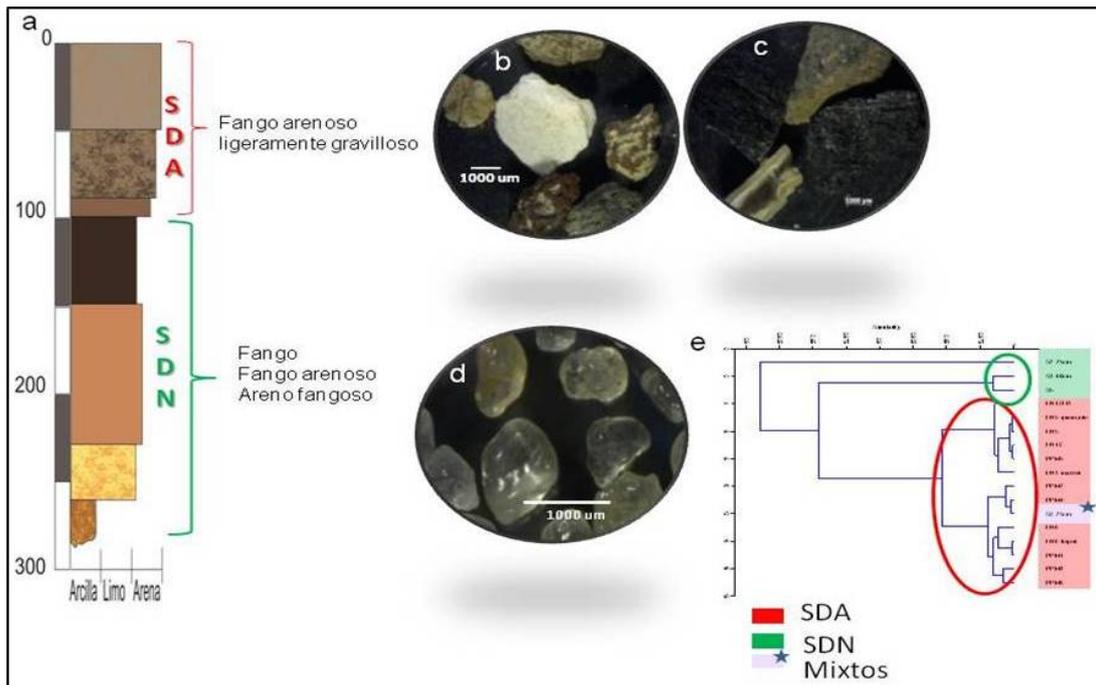


Figura 16.7: Resultados estratigráficos y composicionales en secuencias monticulares. a. Esquema de secuencia depositacional de los cerritos del DSRP. SDA = sistema depositacional antrópico, SDN = sistema depositacional natural b y c. composición de la fracción grava y arena muy gruesa del SDA (carbones, grumos sedimentarios termoalterados, hematita, fragmentos óseos y cerámicos). e. análisis estadístico de la composición de sílice biogénico (bio-proxies: fitolitos, diatomeas, espículas) en los depósitos del SDN y SDA.

En el caso de la cueva Maripe se analizó el depósito sedimentario siguiendo una secuencia técnica que comienza con el análisis textural clásico (Folk, 1954; Folk y Ward, 1957) para definir grupos texturales. Posteriormente, se realizó el análisis de composición de las muestras mediante observación en lupa de arenas y difracción de Rx de la fracción pelítica, para reconocer a que agentes responden los grupos texturales definidos (Figura 16.8). En este sentido se determinó el rol que jugaron los cazadores recolectores que habitaron la cueva desde fines del Pleistoceno en la formación del depósito sedimentario (Mosquera, 2015). Asimismo, se reconoció que la “lluvia de detritos” propia de la meteorización de la roca de caja tuvo un rol preponderante en el proceso de acumulación sedimentaria. A partir de estos análisis se pudieron diferenciar dos modos de depositación: uno natural representado por arena de origen exógeno a finales de la última glaciación previo a la ocupación humana de la cueva, y otro mixto que caracteriza los momentos de ocupación arqueológica en el que se incrementa la caída de

detritos de la roca de caja. Estas diferencias sedimentarias dan cuenta de cambios ambientales y del uso diferencial que las poblaciones habrían hecho de las cuevas en el pasado.

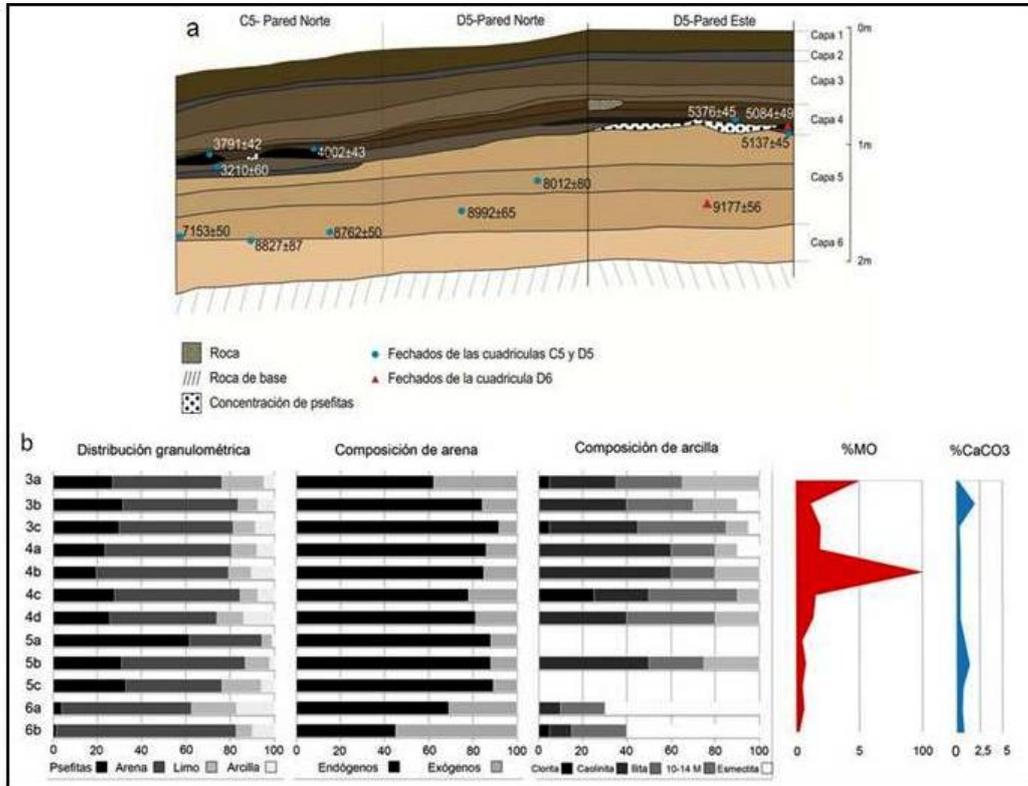


Figura 16.8: Resultados estratigráficos y sedimentológicos de Cueva Maripe. a. esquema de la sucesión sedimentaria estudiada. b. Resultados texturales y geoquímicos/composicionales de los sedimentos analizados.

El desarrollo de ambas investigaciones han permitido avanzar en la búsqueda de los resultados pertinentes posibles de ser asignados a las modificaciones antrópicas y resaltar como las actividades humanas deben ser consideradas también como agentes geológicos de larga data. Es por ello, que concebimos que las investigaciones geoarqueológicas deben ser emprendidas y desarrolladas en un marco interdisciplinario, sus alcances van más allá de la comprensión de lo cultural y tiende a brindar resolución a una amplia gama de interacciones paleoecológicas.

Bibliografía

- Actas del XI Congreso Nacional de Arqueología Argentina (1994), San Rafael, Mendoza, Museo de Historia Natural.
- Actas del XII Congreso Nacional de Arqueología Argentina (1997), La Plata, Prov. de Buenos Aires, Dez Marín, D. (Editor).
- Actas del XIII Congreso Nacional de Arqueología Argentina (1999) Córdoba.

- Actas del XIV Congreso Nacional de Arqueología Argentina 2001 (2007) Arqueología Argentina en los inicios de un nuevo siglo. Rosario, Santa Fe, Oliva, F., Grandins, N. y Rodríguez, J. (Compiladores).
- Actas del XV Congreso Nacional de Arqueología Argentina (2004) Problemática de la Arqueología Contemporánea. Río Cuarto, Córdoba, Austral, A. y M. Tamagnini (compiladores).
- Actas del XVI Congreso Nacional de Arqueología Argentina (2007) Jujuy.
- Actas del XVII Congreso Nacional de Arqueología Argentina (2010) Arqueología Argentina en el Bicentenario de la Revolución de Mayo. Mendoza, Bárcenas, R. y H. Chiavazza Editores.
- Actas del XVIII Congreso Nacional de Arqueología Argentina (2013). Arqueología Argentina en el Bicentenario de la Asamblea General Constituyente del año 1813. La Rioja, Bárcena, R. y S. Martín Editores.
- Actas del IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología (2009), La Plata - Prov. Buenos Aires. Fucks, E., Deschamps C., Silva, C., y E. Schnack Editores.
- Actas del V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología (2012), Río Cuarto, Córdoba, Degiovanni, S. y M. J. Andreazzini (Coordinadores).
- Ameghino, F. 1880. La Antigüedad del Hombre en el Plata. Buenos Aires: Igon Hermanos.
- Ardila, G. y Politis, G. 1989. Nuevos datos para un viejo problema: investigación y discusión en torno al poblamiento de América del Sur. Revista del Museo del Oro, 23: 3-45.
- Blasi, A. 2007. El aporte de la Geología en investigaciones arqueológicas multidisciplinarias e interdisciplinarias: casos de estudio. TerræDidactica, 3:36-49.
- Blasi, A. y Zárate, M. A. 1999. El enfoque interdisciplinario en la resolución de problemas arqueológicos. En: XII Congreso Nacional de Arqueología Argentina, La Plata, T.II: 375 -383.
- Borrero, L. y Miotti, L. 2007. La tercera esfinge indiana: la edad del poblamiento de Argentina. Relaciones XXXII: 55 -74.
- Borrero, L., Zárate, M., Miotti, L. y Massone, M. 1998. The Pleistocene - Holocene transition and human occupations in the southern cone of South America. Quaternary International 49: 191-199.
- Butzer, K. 1977. Geo-archaeology in practice. Reviews of Anthropology 4: 125-131.
- Butzer, K. 1982. Archaeology as human ecology: method and theory for a contextual approach. New York, Cambridge University Press.
- Castiñeira, C. 2008. Aspectos de la colonización humana prehistórica del noroeste de Uruguay. Tesis doctoral, Departamento de posgrado de la Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Buenos Aires.
- Castiñeira, C., Blasi, A., Bonomo, M., Politis, G. y Apolinaire, E. 2014. Modificación antrópica del paisaje durante el Holoceno tardío: las construcciones monticulares en el delta superior del río Paraná. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71 (1): 33-47.
- Castiñeira, C., Blasi, A., Politis, G., Bonomo, M., del Puerto, L., Huarte, R., Carbonari, J., Mari, F. y Garcí
- Rodríguez, F. 2013. The origin and construction of pre-Hispanic mounds in the Upper Delta of the Paraná River (Argentina). Archaeological and Anthropological Science 5: 37-57.

- Edith, R. C. 1985. Theoretical and practical considerations in the analysis of anthrosols. En *Archaeological Geology*, New Haven, Yale University Press, Rapp, G. y J.A., Gifford (Eds.): 155-190.
- Farrand, W. R. 1975. Sediment analysis of a prehistoric rockshelter: the AbriPataud. *Quaternary Research* 5, pp. 1-26.
- Favier Dubois, C. 2000. La geoarqueología y los procesos de formación del registro. *Arqueología Contemporánea*, 6:123-141.
- Favier Dubois, C. y Bonomo, M. 2008. Geoarqueología en la localidad Nutria Mansa (Pdos. de Gral. Alvarado y Lobería, Provincia de Buenos Aires). *Comechingonia* 11:9-28.
- Folk, R. L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology* 62:344-359.
- Folk, R.L. y Ward, W. C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27:3-26.
- Frenguelli, J. y Outes, F. 1924. Posición estratigráfica y antigüedad relativa de los restos de industria humana hallados en Miramar. *Physis* 7: 277-398.
- Goldber, P. 1979. Micromorphology of Pech de l'Aze II sediments. *Journal of Archaeological Science* 6, pp. 17-47.
- Hrdlicka, A. 1912. *Early Man in South America*. Smithsonian Institute, Bureau of American Ethnology 52, Washington.
- Laville, H. 1975. *Climatologie et chronologie du Paleolithique en Perigord: etudes sedimentologique de depots en grottes et sous abris*, Marseille, Universite Provence.
- Miskovsky, J.C. 1974. *Le Quaternaire du Midi Mediterranee: stratigraphie et paleoclimatologie: d'après l'études sedimentologique du remplissage des grottes et abris sous roche (Ligurie, Provence, Languedoc mediterraneen, Rousillon, Catalogne)* Marseille, *Etudes Quaternaires: Geologie, Paleontologie, Prehistoire* 3.
- Mosquera, B. 2015. *Geoarqueología del sitio Cueva Maripe, Macizo del Deseado, Prov. de Santa Cruz, Argentina*. *Comechingonia*, 19 en prensa.
- Politis, G.; Prates, L. y Ivan Perez, S. 2009. *El poblamiento de América*. Buenos Aires: Eudeba.
- Polo Díaz, A. 2008. *Geoarqueología y reconstrucción de contextos arqueológicos: contribución y nuevas perspectivas desde el área de prehistoria de la Universidad del País Vasco*. *Veleia*, 24-25: 689-700.
- Raap, G. R. y Hill, L. 1998. *Geoarchaeology. The earth-science approach to archaeological interpretation*, New Haven London, Yale University Press.
- Renfrew, C. 1976. *Archaeology and the Herat Sciences*. En: *Geoarchaeology: Earth Sciences and Past*. London: Davidson, D. y M. Schackley Editores.
- Stein, J. K. 1990. *Archaeological stratigraphy*. Geological Society of America. Centennial Special Volume, 4: 513 - 523.
- Stein, J.K. y Farrand, W. 1985. *Context and Geoarchaeology: An Introduction*. En: *Archaeological Sediments in Context*, Orono, Stein J. y W Farrand Editores.

- Wood, R. y Johnson, D. 1978. A survey of disturbance processes in archaeological site formation. En: *Advances in archaeological method and theory*, Academic Press, 1: 315-381.
- Zárate, M.A. 1993. "La geología del cuaternario y la arqueología." En *Actas del curso de postgrado: Introducción al estudio del Cuaternario*. Santa Rosa, La Pampa: Calmels, P.; Tullio, J. y O. Carballo Editores.

Los autores

Marco Alvarez

Estudiante de la Carrera de Antropología orientación Arqueología de la Universidad Nacional de La Plata. Participa en las actividades de campo y laboratorio del Proyecto PICT 2014 - 0851 "Arqueología Guaraní en la Cuenca del Río Uruguay (Provincia de Entre Ríos)" dirigido por el Dr. Rodrigo Costa Angrizani. En el año 2015 ha comenzado a capacitarse en el desarrollo de metodologías y técnicas geoarqueológicas en la División Mineralogía, Petrología y Sedimentología del Museo de La Plata bajo la dirección de la Dra. Carola Castiñeira Latorre.

Eleonora Carol

Se graduó de Licenciada en Geoquímica y Licenciada en Geología en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP, donde también realizó su Doctorado en Ciencias Naturales. Se formó en investigación en la Cátedra de Hidrología General de dicha Facultad y actualmente es investigadora adjunta de CONICET con lugar de trabajo en el Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP). Sus investigaciones se centran en estudios geohidrológicos en áreas de llanura especializándose en ambientes de humedales.

Carola Castiñeira Latorre

Desarrollo sus estudios de licenciatura en Ciencias Antropológicas opción Arqueología en la Universidad de la República de Uruguay. En el año 2004 se radica en Buenos Aires y comienza sus estudios de doctorado en la Facultad de Filosofía y Letras de la UBA, dirigida por los Drs. Marcelo Zárate (Geólogo) y Luis Borrero (Arqueólogo). En ese mismo año, se integra a la División Mineralogía, Petrología y Sedimentología del Museo de La Plata (FCNYM) como pasante de la Dra. Adriana Blasi (Geóloga). Es en la mencionada división donde actualmente lleva a cabo sus estudios geoarqueológicos como Investigadora Adjunta del CONICET e integra el equipo de investigadores del Grupo de Estudios Geoarqueológicos de América Latina (GEGAL).

Gabriela D'Amico

Graduada en Lic. en Geografía en la Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación (FAHCE) de la UNLP en el año 2012. Estudiante avanzada del profesorado en geografía (FAHCE-UNLP). Becaria Interna Doctoral CONICET. Ha realizado su tesina de grado acerca de la temática de erosión costera en el litoral marítimo bonaerense.

Marta Haydeé Deluchi

Obtuvo el título de licenciada en Geología en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP en el año 1985, comenzó con trabajos de investigación mediante becas de CONICET y UNLP en el área de teledetección, desarrollando a su vez tareas docentes en la UNLP como

ayudante alumno y diplomado. En el año 1990 obtiene una beca de Naciones Unidas para realizar la Especialización en Percepción Remota en el Instituto de Pesquisas Espaciales, San José dos Campos, Brasil. Se ha desempeñado como profesional geólogo en el Departamento de Evaluación Ambiental de la Secretaría de Política Ambiental (actual OPDS) de la provincia de Buenos Aires entre los 1997 y 2002. Actualmente desarrolla tareas de investigación en el área de hidrología a través de Proyectos de Incentivos, siendo docente-investigador categoría III; es JTP ordinario de las cátedras de Aerofotogeología (actual Geomática) y Fotointerpretación (Facultad de Ingeniería, UNLP).

Enrique Eduardo Fucks

Graduado de Lic. en Geología en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP en el año 1992, obteniendo el título de Dr. en Ciencias Naturales en la misma unidad académica en el año 2005. Docente de grado y postgrado de las cátedras de Geología del Cuaternario y de Geomorfología en las facultades de Ciencias Naturales y Museo y Ciencias Agrarias y Forestales de la UNLP, ocupando actualmente el cargo de Profesor. Es autor de numerosos trabajos Científicos de éstas temáticas, como así también director de proyectos, becas y tesis doctorales. Ha sido Consejero Académico y Superior de la UNLP, integrando en la actualidad el CEIDE (Centro de Estudios Integrados de la Dinámica Exógena-UNLP) y IAMRA (Instituto de Ambientes de Montañas y Regiones Áridas) de la INDEC.

Mariana Andrea Gutiérrez

Es Licenciada en Geología, egresada en 1997 de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP. Desde su egreso ha ido desarrollados tareas de investigación científica en distintos organismos tales como FCNyM, CIC, CONICET y SEGEMAR. Desde el 2008 a la actualidad es contratada por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Dirección de Geología Regional, dónde se desempeña como geóloga regionalista del Cuaternario; especializada en la cartografía de áreas de llanura. Paralelamente es ayudante diplomada en Fundamentos de Geología (antigüedad 10 años) y Geología del Cuaternario (antigüedad 2 años), ambas cátedras de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP.

Florencia Mari

Licenciada en Química. Cursó sus estudios en la Facultad de Ciencias Exactas de la Universidad Nacional de La Plata. Trabajó en docencia e investigación en dependencias de la Facultad de Ciencias Exactas (UNLP), en la Universidad Nacional San Juan Bosco, en la Universidad Nacional de la Patagonia Austral y en la Universidad Nacional del Comahue. Actualmente es docente y participa en trabajos de investigación de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP. Es Responsable del LATYR (Laboratorio de Tritio y Radiocarbono) perteneciente al Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) como Profesional Adjunto de Apoyo a la Investigación. Realiza cursos de formación y actualización en el área de Dataciones Radiocarbónicas aplicadas a Ciencias de La Tierra y Humanidades.

Bruno Mosquera

Egresado de la Carrera de Antropología con orientación Arqueológica en la Universidad Nacional de La Plata en el año 2010. Miembro del equipo de investigación dirigido por la Dra. Laura Miotti desde el año 2004. Trabaja desde entonces en el estudio de cazadores-recolectores de Patagonia desarrollando sus tareas en el Museo de Ciencias Naturales de La Plata. Desde 2012 es estudiante de la Carrera de Doctorado en Ciencias Naturales de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP) Bajo la dirección de la Dra. Adriana Blasi (Geóloga) y el Dr. Darío Hermo (Arqueólogo). Su tesis de doctorado es un abordaje geoarqueológico de un sector de la provincia de Santa Cruz haciendo énfasis en sitios arqueológicos en cuevas y abrigos rocosos. Forma parte del Grupo de Estudios Geoarqueológicos de América Latina (GEGAL).

Mariel Luengo

Licenciada en Biología, orientación Paleontología de la Facultad de Ciencia Naturales y Museo de la UNLP. Ayudante Diplomada en la cátedra de Geología del Cuaternario. Ha realizado pasantías y becas sobre determinación y aplicación de técnicas de conservación de ejemplares de la colección del herbario del Museo de La Plata, bajo la dirección de Laura Iharlegui y Gisela Sancho; biodiversidad y paleoecología de los depósitos litorales del Cretácico superior de la Cuenca Austral bajo la dirección del Doctor Ari Iglesias y ; en metodología, procesamiento de material, análisis al microscopio, e interpretación de datos en palinología del Cuaternario, bajo la dirección de la Doctora Isabel Vilanova. Actualmente realiza su tesis de doctorado titulada " Vegetación y ambientes del Holoceno en el sector continental de la Bahía Samborombón, Provincia de Buenos Aires: cambios del nivel del mar" en la FCNyM, bajo la dirección del Doctor Enrique Fucks y la Doctora Isabel Vilanova, con beca Interna Doctoral otorgada por el CONICET.

M. Florencia Pisano

Es Licenciada en Biología (orientación Paleontología) y Doctora en Ciencia Naturales, ambos títulos obtenidos en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP. Su tema de investigación son principalmente los ensambles de moluscos y ostrácodos que vivieron en distintos ambientes de agua dulce durante el Cuaternario, considerando distintas líneas de evidencias (e.g. estructura de los ensambles, análisis tafonómicos, cronológicos), que permitieron explorar desde diferentes aspectos a estas asociaciones para, finalmente, reconstruir los paleoambientes y las condiciones paleoclimáticas que imperaron en la región.

Se desempeña como Ayudante Diplomada en la Cátedra de Geología del Cuaternario desde el año 2011, y actualmente es Becaria posdoctoral del CONICET.

Nicole Pommarés

Desarrolló sus estudios de licenciatura en Geología en la Facultad de Ciencia Naturales y Museo de la UNLP. Actualmente se encuentra realizando su tesis doctoral "Estudios estratigráficos y geomorfológicos en la cuenca media del Río Salado, Provincia de Buenos Aires" en la

misma casa de estudios, dirigida por el Dr. Enrique Fucks (Geólogo) y la Dra. Graciela Salmuni (Geóloga) y desarrollando sus trabajos en el Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE).

Nicolás A. Ramos

Se graduó de Licenciado en Biología Orientación Paleontología en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP, donde realiza su Doctorado en Ciencias Naturales con Beca de CONICET sobre los cuerpos lagunares del sector terminal de la depresión del Salado desde un punto de vista geomorfológico, estratigráfico y paleontológico. Se ha desempeñado como Consejero Académico y Superior de la UNLP.

Yamile Rico

Licenciada en Geología, realizó sus estudios de grado en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP. Desarrolla desde el año 2001 trabajos de investigación como Profesional de Apoyo de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires en el LEMIT, principalmente en temas relacionados con la estratigrafía de la cobertura sedimentaria del Cenozoico Tardío de la región Pampeana y el Paleomagnetismo. Ha participado como ayudante diplomado de la cátedra de Geología del Cuaternario de la FCNyM durante el período 2006-2013 y actualmente es Jefe de Trabajos Prácticos de la misma. Además, se encuentra realizando sus estudios de post-grado en nuestra facultad, en el marco del desarrollo de su tesis doctoral.

Betina S. Rodríguez

Estudiante de la Lic. en Geología en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP. Ayudante Alumna en las cátedras de Geología del Cuaternario y Fundamentos de Geología. Ha realizado pasantías y becas sobre estratigrafía y geomorfología de 'Pampa Arenosa', sobre micromorfología de suelos en el Museo de Ciencias Naturales de La Plata, División Mineralogía, Petrología y Sedimentología; y sobre ordenamiento territorial y manejo de SIG en el IGS-CISAUA. Integra Proyectos de Investigación y Extensión Universitaria de la UNLP. Participó de la actividad académica como Consejera Departamental de Geología y Geoquímica (2011) y Consejera Directiva (2012-2013) de la FCNyM.

Cuaternario y geomorfología de la Argentina : distribución y características de los principales depósitos y rasgos geomorfológicos / Marco Alvarez ... [et al.] ; coordinación general de M. Florencia Pisano ; Enrique Eduardo Fucks. - 1a ed. - La Plata : Universidad Nacional de La Plata, 2017.
Libro digital, PDF

Archivo Digital: descarga y online
ISBN 978-950-34-1529-0

1. Cuaternario. 2. Geomorfología. I. Alvarez, Marco II. Pisano, M. Florencia , coord. III. Fucks, Enrique Eduardo , coord.
CDD 551.41

Diseño de tapa: Dirección de Comunicación Visual de la UNLP

Universidad Nacional de La Plata – Editorial de la Universidad de La Plata
47 N.º 380 / La Plata B1900AJP / Buenos Aires, Argentina
+54 221 427 3992 / 427 4898
edulp.editorial@gmail.com
www.editorial.unlp.edu.ar

Edulp integra la Red de Editoriales Universitarias Nacionales (REUN)

Primera edición, 2017
ISBN 978-950-34-1529-0
© 2017 - Edulp

n
naturales



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA