



Publicación N° 95

# LAS GLACIACIONES CUATERNARIAS EN LA PATAGONIA Y TIERRA DEL FUEGO

UNA INVESTIGACIÓN REGIONAL, ESTRATIGRÁFICA  
Y GEOCRONOLÓGICA  
UNA COMPARACIÓN CON LA ESCALA GEOCRONOLÓGICA SUECA

FOR

**CARL C:ZON CALDENIUS.**

(152 Páginas y 42 Láminas)



BUENOS AIRES

DIRECCION GENERAL DE MINAS Y GEOLOGIA

— 1932 —

*A LA MEMORIA DE*  
*FRANCISCO MORENO*  
*Y*  
*OTTO NORDENSKJÖLD*

# LAS GLACIACIONES CUATERNARIAS EN LA PATAGONIA Y TIERRA DEL FUEGO

*Una investigación regional, estratigráfica y geocronológica. —  
Una comparación con la escala geocronológica sueca.*

POR CARL C:ZON CALDENIUS.

## PREFACIO.

**N**uestro primer conocimiento fundamental de las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego lo debemos a Francisco Moreno (Moreno 1899) y Otto Nordenskjöld (Nordenskjöld 1898).

Como jefe de la comisión de límites entre la Argentina y Chile, que actuó durante los años 1892—1898, Moreno levantó mapas excelentes sobre la región de la Cordillera patagónica desde 38° hasta 52° de latitud sud. El resultado más importante de este levantamiento, en el sentido geológico cuaternario fué: que la línea divisoria de las aguas se halla en gran extensión al este de las altas cumbres de la Cordillera, y Moreno demostró que sigue sobre las morenas terminales de las glaciaciones cuaternarias y que ellas estancan los grandes lagos patagónicos en el este. Nordenskjöld reconoció en su primer viaje durante los años 1895 hasta 1897 por la Tierra del Fuego y por la parte más austral de la Patagonia las diferentes formaciones glaciales, bosquejó con bastante exactitud, a pesar de sus observaciones aisladas, el límite de las glaciaciones e hizo el primer ensayo de reconstruir el desarrollo geográfico de estas regiones en la época cuaternaria.

La importancia de los trabajos de Moreno y Nordenskjöld y el poco progreso posterior de nuestro conocimiento del cuaternario en la Patagonia y la Tierra del Fuego se pone de relieve en los mapas sinópticos sobre la extensión del hielo hasta el momento publicados, porque todavía figura en ellos la línea divisoria de las aguas como el límite más oriental, con excepción de la región más austral de la Patagonia y en la Tierra del Fuego, donde aquella extensión del hielo, bosquejada por Nordenskjöld, ha sido determinativa. No es por esto mucho decir que la geología cuaternaria en la Patagonia hasta el presente ha sido un poco desatendida, especialmente si consideramos la gran atención que se ha dedicado a las formaciones anteriores. Los datos, con los cuales la literatura geológica cuaternaria ha sido enriquecida en los tres últimos decenios, son pocos; y, generalmente obtenidos en viajes cuyo objeto era el estudio de otras formaciones. Los principales trabajos los debemos a R. Hauthal (Hauthal 1899, 1904 y 1908), G. Rovereto (Rovereto 1913) y G. Steinman (Steinman 1906), que han tratado de fijar el nú-

mero de las glaciaciones patagónicas en las regiones exploradas por ellos, pero llegando los tres a resultados diferentes. Mientras que Steinman opina que la Patagonia ha sufrido solo dos glaciaciones, habla Hauthal de tres y Rovereto de cuatro, paralelizándolas, el último autor, con las cuatro glaciaciones de Penck—Brückner en los Alpes. Hasta ahora carecemos por completo de una descripción de los pormenores de los depósitos cuaternarios patagónicos; porque ni los autores citados ni los demás que han contribuído con datos de cierta importancia para su mejor conocimiento, han podido entrar en mayores detalles a base de sus investigaciones.

En los países europeos la formación cuaternaria ha sido objeto de estudios minuciosos, esto no solamente por la posibilidad única que ofrece para una reconstrucción del desarrollo geográfico de aquella época, sino también por la importancia que la distribución de sus depósitos tiene para los cultivos y la agricultura. En el último tiempo los estudios de estos depósitos han ganado aun más en actualidad, porque ciertos de ellos, en los cuales se puede distinguir los estratos anualmente acumulados, se prestan para extender nuestra cronología sobre toda la época de las glaciaciones cuaternarias, dándonos oportunidad de seguir la evolución climática, que ha resultado en el clima de la época actual, y de medir la acción de las diferentes agencias geológicas. Con el fin de contribuir al desarrollo científico en el sentido mencionado y especialmente para un mejor conocimiento de la formación cuaternaria en la Patagonia y la Tierra del Fuego se da publicidad a estos estudios, encomendados por la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología en Buenos Aires.

---

Durante tres años, desde 1925 hasta 1928, he hecho exploraciones en la Patagonia y la Tierra del Fuego (véase el mapa, fig. 1).

En mi primera campaña durante el verano 1925 hasta 1926 me dirigí a la región entre 42° y 43° lat. sud, donde exploré detenidamente los valles del lago Epuyén y del río Corintos.

En el verano 1926 hasta 1927 visité la región al este del seno Skyring y realicé largos viajes de reconocimiento a lo largo de Ultima Esperanza, en el valle del río Gallegos y a lo largo del estrecho de Magallanes. Hacia el fin del verano hice una pequeña excursión a la Tierra del Fuego, alcanzando el lago Fagnano (Cami), y dediqué principalmente mi atención al estudio de las turberas, practicando en ellas las primeras perforaciones para poder reconstruir su desarrollo y sacar conclusiones sobre el cambio del clima posterior a la época glacial.

Mi tercera campaña, el verano 1927—1928, fué en parte un viaje de reconocimiento para levantar las morenas terminales cuaternarias, tanto del lado occidental de la Cordillera entre Santiago de Chile y Ancud en la isla Chiloé, como del lado

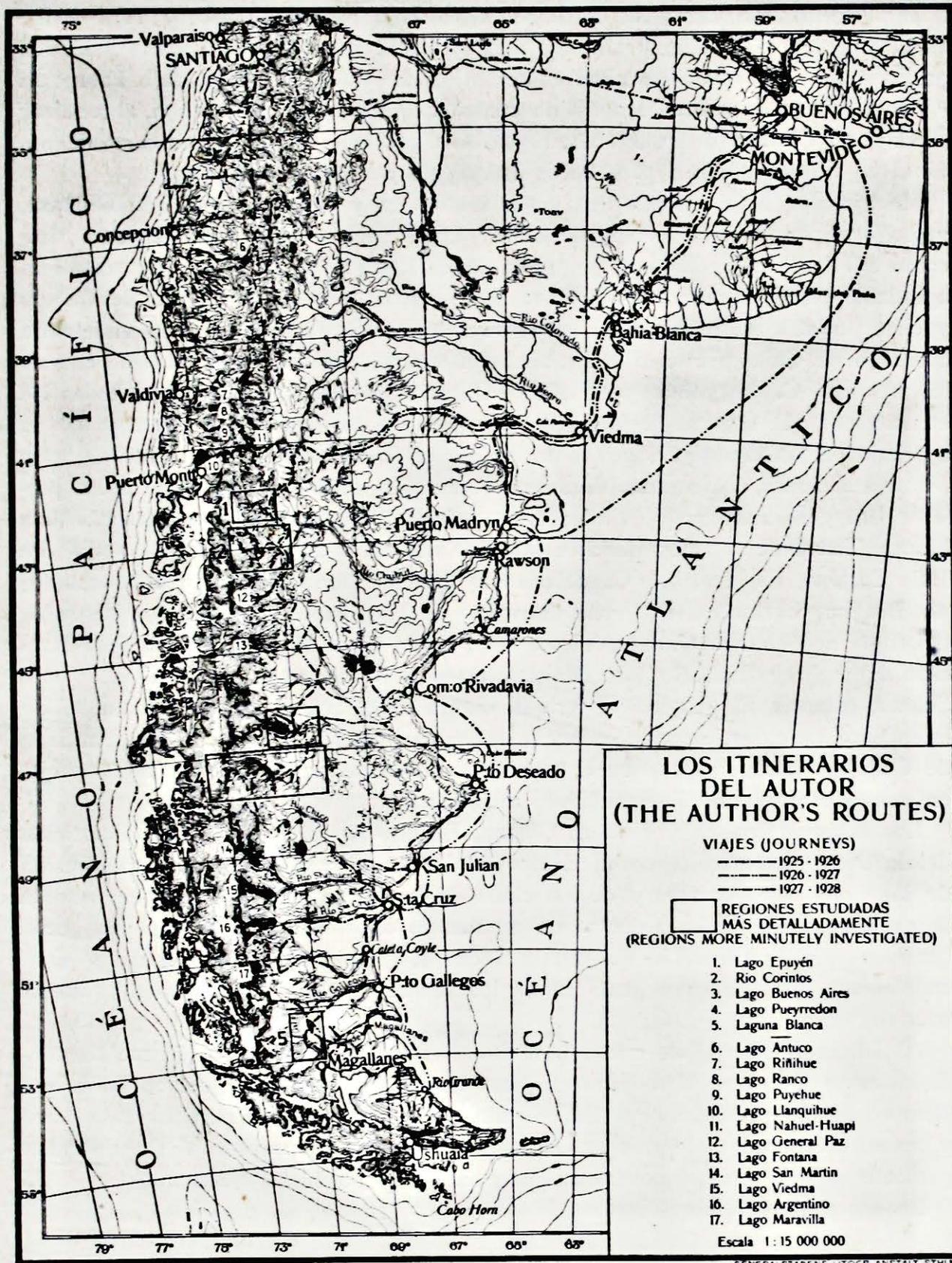


Fig. 1. Los itinerarios del autor (the author's routes).

oriental entre San Carlos de Bariloche en el lago Nahuel—Huapí y Tapi—Aike en el valle del río Coile, y también una recorrida a lo largo de la costa Atlántica para estudiar el cambio de nivel cuaternario. Efectué el trayecto de la Patagonia en un pequeño automovil Rugby de cuatro cilindros, que en el otoño, al terminar el viaje en Carmen de Patagones, registró 16 320 km. Me detuve un corto tiempo en el lago Buenos Aires para hacer investigaciones geocronológicas.

Me acompañaron en mis tres viajes mi señora y el señor J. Roman Guiñazú, geólogo de segunda de esta repartición. En el primer viaje tomó también parte como ayudante el geólogo de segunda, señor I. Rafael Cordini, y es para mi un agradable placer agradecerles su eficaz cooperación por el buen éxito del trabajo y en especial a mi infatigable compañero de tareas Sr. Guiñazú. En mi viaje entre Santiago de Chile y Puerto Montt me acompañaron por orden del gobierno chileno los señores C. Borgoños y C. Muñoz-Christi, quienes me dispensaron todas las atenciones. Mi señora ha traducido al castellano mi manuscrito sueco y me ha ayudado en las investigaciones tanto en el campo como en el laboratorio.

Por atenciones dispensadas durante mi campaña quedo en gran gratitud al profesor Brügger, Santiago de Chile; a los señores Guillermo Bridges, estancia Villa Monte, Tierra del Fuego; Bucci, estancia Anita en el lago Buenos Aires; al padre Luis Carnino, de la Misión Candelaria Río Grande, Tierra del Fuego; a los señores de Bruyhn, estancia Río Verde, territorio de Magallanes; Godahl, administrador del frigorífico en Río Grande, Tierra del Fuego; Groth-Hansen, Magallanes; Mauricio Humphrey, Esquel; José Montes, estancia Maria, terr. de Magallanes; von Schaer, estancia El Frigorífico, terr. de Santa Cruz; Skarin, Magallanes; al superintendente Delcourt, Superintendencia de los yacimientos salitres y yodos, Santiago de Chile, y muchos otros que el espacio limitado no me permite mencionar y que en uno u otro sentido han facilitado mis viajes.

Los señores Ernesto y Hilding Ohlson, Buenos Aires, pusieron a la disposición del Instituto Geocronológico en Estocolmo los fondos necesarios para la impresión de las láminas en colores y de los clisés de las fotografías, haciendo así posible la publicación del trabajo dentro de un tiempo oportuno, para lo cual los pocos recursos que la Dirección de Minas, Geología e Hidrología está dotada no eran suficientes. Por esta gran gentileza de los señores Ohlson les expreso mi gratitud más sincera.

Al Director General de esta repartición Dr. José M. Sobral, quien me ha confiado estos estudios, agradezco el eficaz apoyo y la agradable colaboración que siempre me ha prestado. Por fin tengo que dar mis gracias a mi anterior maestro y actual colaborador el profesor Gerard De Geer, quien propuso al Dr. Sobral el presente estudio y cuya colaboración lo ha hecho posible a efectuar.

Buenos Aires, Octubre, 1930.

CARL C:ZON CALDENIUS.

Después que escribí esas líneas, ocurrieron algunas circunstancias, las cuales hicieron necesaria la impresión del todo mi trabajo, inclusive el texto, en Suecia. A pedido del consul general de Suecia en Buenos Aires, Don Pedro Svensson, las autoridades argentinas dieron su permiso que se imprimiera el trabajo fuera del país, y el director interino de la Dirección General de Minas etc. reservó el número 95 para mi obra en la serie de publicaciones de la repartición.

El Señor Consul General Axel Johnson puso a la disposición del Instituto Geocronológico en Estocolmo los fondos necesarios para la impresión del texto; por ello debo expresarle mi profundo agradecimiento.

Cuando por fin han sido vencidas todas las dificultades que se presentaron para la publicación de este trabajo, y me es ahora posible entregarlo a la imprenta, lo hago con la esperanza que los esfuerzos y los sacrificios prestados, contribuirán, en el país donde he tenido el gran honor de introducir y efectuar estas investigaciones, a aumentar el entusiasmo de la juventud por esta clase de estudios. Así esta contribución a la colaboración internacional en el vasto campo de la geología tendrá su importancia máxima.

Siendo necesario reducir los gastos de impresión del trabajo lo más posible acepté la invitación de Svenska Sällskapet för Antropologi och Geografi a publicarlo también en sus Geografiska Annaler.

Estocolmo, Marzo, 1932.

CARL C:ZON CALDENIUS.

---

## INTRODUCCION.

No es mucho decir que el nuevo método de investigación geocronológico, establecido por el sabio sueco Gerard De Geer, significa un gran progreso hacia el perfeccionamiento de los métodos geológicos de investigación. Cuando él, en 1884, logró por primera vez conectar dos de sus mediciones de los estratos anuales, de la arcilla glacial, en Estocolmo, se fundó una nueva rama de ciencia geológica, encontrándose la clave de muchos problemas de la geología cuaternaria hasta esa fecha fuera de alcance.

Hasta el momento en que este método fué experimentado, el geólogo tenía que limitarse a determinaciones relativas a la edad de los depósitos cuaternarios al igual que en las formaciones geológicas antiguas; y, para calcular su edad absoluta, le era preciso basarse en suposiciones de valores muy discutibles. Uno de los ejemplos más célebres y más ilustrativos de estos infructuosos ensayos, nos lo muestran las muchas hipótesis de la edad de la cascada del Niágara. Geólogos de fama mundial han competido en estos ensayos; pero, sin embargo, la diferencia de los resultados varía de 3 000 hasta 50 000 años, según los puntos de vista de los calculistas; y es que, a pesar de calcular habilmente, les era imposible llegar a resultados concretos, por faltarles una base exacta.

La geocronología de De Geer se basa en un método exacto, en mediciones directas de los estratos anuales de los depósitos glacialacustres y en comparaciones y conexiones de los diagramas geocronológicos obtenidos.

Mucho tiempo atrás se habían observado los característicos estratos de la arcilla glacial en Alemania, Estados Unidos, Suecia y Suiza, pero aunque se los habían considerado antes como estratos anuales, De Geer y su compatriota A. G. Högbom fueron los primeros que por medio de sus investigaciones establecieron el carácter de estos estratos como realmente anuales.

En general se compone uno de estos estratos de dos capas claramente distintas, de las cuales la inferior, la más espesa, está compuesta de material más grueso, de limo, a veces de arena muy fina, y la superior de arcilla fina, formando una banda delgada. Ha quedado definitivamente demostrado que estos estratos constituyen el sedimento más fino, llevado por los ríos de deshielo de los glaciares cuaternarios y acumulado en los lagos glaciales donde desembocaron estos ríos. La diferencia en el caudal de estos ríos es enorme, siendo alimentados por el agua de deshielo, cuya formación cesa con la entrada de la estación fría. En esta época

los ríos de deshielo se agotan completamente, quedando los tuneles de hielo en que corren totalmente secos y acabándose, por consiguiente, las corrientes que forman los lagos.

Los ríos de deshielo llevan una ley muy alta de sedimento, tanto arrastrado como suspendido. El color de sus aguas es siempre turbio. Su material más grueso se va al fondo ya durante el período del derretimiento, mientras que el sedimento más fino, la arcilla coloidal, empieza a acumularse mucho más tarde cuando se han tranquilizado por completo las aguas del lago, dando así origen a las dos distintas capas del estrato anual de la arcilla glacial (véase lám. 2, fig. 15).

En Suecia se denominan los estratos anuales de la arcilla glacial con una antigua palabra sueca »årsvarv» (»år» es año y »varv» es capa o estrato que se repite). En la literatura geológica inglesa y francesa ha sido incorporada esta palabra como »varve», pl.-s, y en la literatura alemana como »Warw», pl.-e. En castellano me parece conveniente adoptarla en esta forma, »varv», pl.-es.

Para los estudios practicados en Suecia se ha podido fijar la relación entre los estratos anuales de la arcilla glacial y el lecho mismo del río glacial. Éste forma largos y altos espaldones, los nombrados »åsar» (eskers) de rodados y pedregullo, que atraviesan el país en la dirección del movimiento del hielo. Rumbo a éstos aumenta el espesor y es más grueso el material de los estratos anuales, transformándose la arcilla paulatinamente en limo y arena que a veces cubre como un manto el material mucho más grueso de los »åsar». (En castellano la palabra »ås» puede restituirse con os, pl. oses.) Sus laderas se caracterizan por numerosas fallas que se han relacionado con la desaparición de las paredes de hielo del tunel dentro de las cuales fué acumulado el os. Su composición se asemeja mucho a un rosario, siendo una continuación de lomas de material muy grueso de rodados, unidos por el manto mencionado del material más fino. A cada una de estas lomas del os corresponde un estrato anual de la arcilla, que en forma de abanico se le adhiere, de lo cual se colige que constituyen los deltas anuales del río de deshielo.

Para poder caracterizar y orientar una descripción del depósito glacialacustre de los ríos de deshielo con pocas palabras, se le ha dividido (Caldenius 1924) en: 1) *sedimento proximal* de los oses o de los deltas y de sus alrededores inmediatos, material grueso de rodados, pedregullo y arena con estratos anuales de mucho espesor, acumulado bajo la influencia de corrientes locales alrededor de la desembocadura del río; 2) *sedimento distal* de la vasta región llana afuera del pie de los deltas, material fino de limo y arcilla, con estratos anuales bien acentuados, registrando claramente el carácter de las crecientes de los ríos; 3) *sedimento de fondo* de la profundidad de los lagos fuera de la región y de la influencia verdadera por las corrientes de los ríos, arcilla finísima o sea con estratos anuales apenas visibles.

Los estratos anuales o los varves se forman casi exclusivamente en agua dulce. En agua salada la floculación del material suspendido ocurre muy rápidamente,

de manera que se va al fondo junto con el material grueso, resultando un sedimento casi homogéneo. Dependiente de las condiciones hidrográficas de los lagos en que fueron acumulados, la estructura de los varves varía mucho, ostentando toda una gama de transiciones desde dos capas bien determinadas: *varves diadacticos* hasta una masa casi sin estratificación: *varves symminctos* (Sauramo 1923).

La investigación geocronológica se basa en la circunstancia de que la proporción relativa en la variedad del espesor de los varves se mantiene igual a grandes distancias. Midiendo el espesor de los varves anuales en diversos perfiles y colocando estas medidas en diagramas, en la misma sucesión en que están acumulados los varves, es en efecto posible reconocerlos de un lugar a otro. Acumulados en un lago glacial, frente al borde de un glaciar en retroceso, cada nuevo varv anual se extiende sobre el anterior, ocupando también la faja dejada al descubierto por el hielo en su retroceso durante el año. En consecuencia un diagrama referente a un perfil, en el cual el hielo retrocedió más temprano, contiene en su parte inferior un número mayor de varves que el diagrama correspondiente a la zona de donde éste se retiró más tarde; y esta diferencia en el número de los varves indica los años empleados por el retroceso del hielo entre los dos lugares donde se tomaron los perfiles.

De esta manera De Geer y sus discípulos han determinado año por año la retirada de la gran capa de hielo que en la época cuaternaria cubrió la península escandinava. Muy raras veces se encuentran conservadas la totalidad de los varves que fueron acumulados dentro de una determinada región, pues generalmente la mayor parte de los más superficiales han sido llevados por la erosión posterior y es solamente en lugares bien abrigados, como ser en los profundos fjords, que en el norte de Suecia desembocaron en el mar de Botnia, en los grandes valles transversales de los actuales ríos al desaparecer el hielo, que se hallan perfiles completos con toda la serie de los varves acumulados, desde el momento en que esta zona quedó libre del hielo hasta que la sedimentación terminó sobre él.

En estos fjords continuó la formación de varves anuales también en la época postglacial y continúa probablemente todavía hoy día, en razón de la gran ley de material suspendido y de la enorme diferencia en el caudal de los ríos que en ellos desembocan. Por un efecto del gran levantamiento de la tierra en esas regiones después del tiempo glacial, los actuales lechos de los ríos han cortado estos depósitos, cuyos varves anuales son ahora accesibles en las altas barrancas.

En el valle del Ängermanälven, quizá el más importante de los valles transversales en el norte de Suecia, Ragnar Lidén, midiendo todos los varves postglaciales sobre los varves glaciales, logró llevar la geocronología de De Geer en conexión con la cronología histórica con un error que en caso de existir no pasa de 100 años.

La geocronología cuaternaria así fundada se llama *la escala geocronológica sueca* y ésta se extiende por el momento hasta 16 500 años antes de nuestro siglo y

han pasado 8 700 años desde que desapareció el hielo en el valle del Ångermanälven, aunque quedara todavía un gran resto del hielo en el norte de Suecia, pero sin mayor influencia en el clima, en esa época relativamente templada.

De Geer ha dividido la época del retroceso del hielo escandinavo en tres sub-épocas; comprendiendo la primera: *la era daniglacial*, es decir la retirada del hielo desde las grandes morenas terminales en la costa occidental de Dinamarca, las cuales con las morenas que las continúan en el norte de Alemania se considera que ha sido el límite de la última glaciación escandinava, hasta el nuevo avance del hielo, que se detuvo sobre las islas más orientales dinamarquesas, y cuyo límite en Alemania está marcado por las grandes morenas bálticas que circundan la depresión del mar Báltico. La segunda sub-época, *la era gotiglacial*, comprende la retirada del hielo desde estas morenas, sobre la antigua Gotia hasta un nuevo avance, durante el cual se formaron las grandes morenas que cruzan el centro de Suecia y que tienen su continuación tanto en Noruega como en Finlandia. Alcanzan su desarrollo máximo en este último país, constituyendo dos amplios arcos de morenas y terrazas glacifluviales marginales llamadas «Los dos Salpausselkä».

En la última sub-época, *la finiglacial*, el hielo desapareció de la región comprendida entre estas morenas y el valle del Ångermanälven; y, como ya el hielo no desempeñaba ningún papel climático, De Geer considera los 8 700 años transcurridos después, como el tiempo *postglacial*, usando este término como una denominación exacta del tiempo.

La exactitud de la geocronología exige, sin embargo, que sus sub-épocas sean fijadas con límites exactos, y por esto han sido elegidos ciertos varves anuales que registran fenómenos de gran importancia para el desarrollo geográfico durante el retroceso del hielo sobre la península escandinava.

El varv + 1 significa el primer año postglacial y el — 1 el último año glacial de la sub-época finiglacial. En dicho año el lago glacial más grande de Suecia, Kallissjön, (formado por el eje de la cordillera escandinava en el oeste y el hielo en retroceso en el este) fué vaciado por efecto de una catástrofe, registrada en un varv gigantesco en el valle de Indalsälven, que limita por el sud con el del Ångermanälven.

El límite entre las sub-épocas fini- y gotiglaciales ha sido marcado entre los años —1 073 y —1 074 y está caracterizado por una catástrofe ocurrida en el año —1 073 de naturaleza semejante a la antedicha, poco antes del avance que dejara las morenas finiglaciales y con la cual el gran lago existente frente al hielo, en la depresión báltica, Baltiska issjön, empezó a desaguar al mar, que invadió la región sudoeste del país cuando ésta quedó libre del hielo. En las morenas finiglaciales el hielo permaneció aproximadamente 700 años.

Durante el estacionamiento del hielo en las morenas gotiglaciales, que duró más de 2 000 años, se desarrollaron a su frente una serie de lagos glaciales en las islas

danesas. En el más grande de ellos, el lago glacial Stenstrup, se nota un cambio repentino en la estructura de los varves, combinado con una discordancia, arriba de la cual los varves son bien definidos, lo que indica una afluencia mayor de agua de deshielo al lago y probablemente también el principio de la retirada definitiva del hielo, de las morenas gotiglaciales. Con este motivo ha sido designado el varv próximo superior a la discordancia como perteneciente al año inicial de la sub-época gotiglacial. Todavía no ha sido exactamente fechado este varv, pero fué acumulado aproximadamente en el año — 7 800, quiere decir aproximadamente 16 500 años antes de nuestro siglo.<sup>1</sup>

La duración de la sub-época daniglacial aún no se ha podido determinar.

A cierta altura de su investigación De Geer creyó haber descubierto que era posible reconocer los varves con ayuda de los diagramas en distancias muy grandes. Cuando en el año 1918 se publicaron los resultados de algunas investigaciones geocronológicas de Finlandia y Noruega se evidenció que la conformidad era tan exacta que logró fechar con buen éxito algunos de estos diagramas de los países vecinos (De Geer 1919 b).

Naturalmente que tal identificación de los varves sobre grandes distancias se hace posible solamente con diagramas de perfiles prolijamente elegidos y donde la sedimentación se ha producido sin influjo perturbador accidental. Más, es preciso que los diagramas contengan un número bastante grande de varves y demuestren combinaciones definidas y características. En perfiles que cumplen estas condiciones, hay motivo para presumir que el espesor del varv, o sea la cantidad de sedimento acumulado durante el año, registre la cantidad de agua del derretimiento del año, lo cual depende de la cantidad de calor exigido por el mismo derretimiento, es decir, la radiación de calor anual del sol. En tal compulsación de la radiación solar con el espesor de los varves, De Geer vió la explicación de la gran semejanza que muestran los diagramas con varves de perfiles tan lejanos el uno del otro como los de la costa occidental de Noruega, de la parte central de Suecia y austral de Finlandia.

El éxito alcanzado en estas conexiones de los varves, sobre grandes distancias, animó a De Geer a tratar de fechar con investigaciones geocronológicas, el desarrollo geográfico dentro de las distintas regiones de las glaciaciones cuaternarias, para, de esta manera, obtener un material que pudiera servir para exactas determinaciones del tiempo y para conexiones de las diferentes glaciaciones. Con este objeto inició en el año 1920 la investigación geocronológica en Norte América, que luego ha sido continuada por Ernst Antevs (Antevs 1922, 1925, 1928) y Chester A. Reeds (Reeds 1927). Por el momento han sido medidos alrededor de 5 500 varves de los depósitos cuaternarios en Estados Unidos y Canadá. De Geer ha comparado los diagramas obtenidos, con los de Suecia, encontrando en la mayor parte de ellos una semejanza tan grande y con tantos detalles que según él la única expli-

<sup>1</sup> Según las cifras últimamente publicadas por De Geer.

cación debe ser la contemporaneidad de los varves que los componen. Los principales resultados de estas conexiones son la determinación de las morenas de Nueva York como correspondientes a las morenas gotiglaciales y la fijación del gran lóbulo de hielo del lago Ontario como correspondiente a la oscilación finiglacial (De Geer 1917 c, 1921 a y b, 1926 a y b).

Algunas de las conexiones de los diagramas norteamericanos y suecos han sido discutidos y refutados por Antevs (Antevs 1925, 1928), Coleman (Coleman 1929 a y b) y Reeds (Reeds 1929), pero parece que las objeciones opuestas por ellos no han podido alterar los resultados fundamentales (véase Cap. VII).

Este trabajo es un primer ensayo para extender las investigaciones geocronológicas al hemisferio austral, con el fin de hacer posible, a base de ellas, no solamente la determinación de las diferentes glaciaciones hasta ahora poco conocidas de la Patagonia y de la Tierra del Fuego, sino también para fecharlas y coordinarlas exactamente con las del hemisferio boreal.

---

## EL METODO DE INVESTIGACIONES GEOCRONOLOGICAS.

Habiéndome ya referido a los principios de la investigación geocronológica agregaré ahora algunos renglones respecto a su práctica.

Las barrancas de los ríos y de los lagos donde la erosión aún sigue trabajando llevando el derrumbe, cuyo alejamiento en otros lugares da motivo a grandes excavaciones a veces muy costosas, son las más aptas para las mediciones geocronológicas. Los cortes recientemente abiertos en las construcciones de caminos y ferrocarriles etc. ofrecen la ventaja de que su material está fresco y los límites de los varves son fácilmente distinguibles. Expuestos a la acción de la atmósfera el material de los varves se descompone tanto químicamente como mecánicamente, decolorándose sus diferentes capas (véase fig. 32, lám. 11).

Para efectuar la medición se limpia y alisa con pala y cuchillo un corte bastante grande y escrupulosamente perpendicular a la inclinación de los varves. Sobre esta superficie se prende una cinta de papel de 1—2 cm de ancho y dibújanse sobre ésta los límites y las diferentes clases del material de los varves (véase fig. 61). A base de estas medidas directas del espesor de los varves se construyen luego en el campamento o en la oficina los diagramas. Es conveniente excavar en las barrancas escalones de una profundidad y una altura de 1,00 m por lo menos para poder observar con regularidad fallas, discordancias, escurrimientos u otras perturbaciones en los depósitos, por causa de los cuales los varves puedan quedar destruidos (véase fig. 42, lám. 15). Generalmente tales zonas no tienen gran extensión, de manera que es posible evitarlas y completar los perfiles afectados por ellas con otros próximos.

De Geer dibuja sus diagramas de derecha a izquierda, habiendo en el principio dibujado los varves sobre una serie de líneas horizontales, colocando abajo el varv más inferior y midiendo desde el borde izquierdo del papel. Antevs, sin embargo, en sus investigaciones de Norte América ha abandonado este método y sin exponer sus razones los dibuja de izquierda a derecha. Esta medida, casi inexplicable, adoptada por Antevs es muy lamentable porque no solamente dificulta cada comparación directa de sus mediciones con otras sino que pone serios obstáculos a la colaboración científica. Puesto que es de suma importancia que los diagramas geocronológicos sean dibujados según las mismas normas me parece lo más conveniente seguir el método introducido por De Geer; hablando especialmente en favor de éste todos los diagramas de la escala geocronológica sueca que es la base de las investigaciones futuras con sus 16 500 varves. En Finlandia, Islandia

y Noruega, únicos países europeos, aparte de Suecia, en que han aparecido publicaciones geocronológicas, ha sido adoptado el método de De Geer.

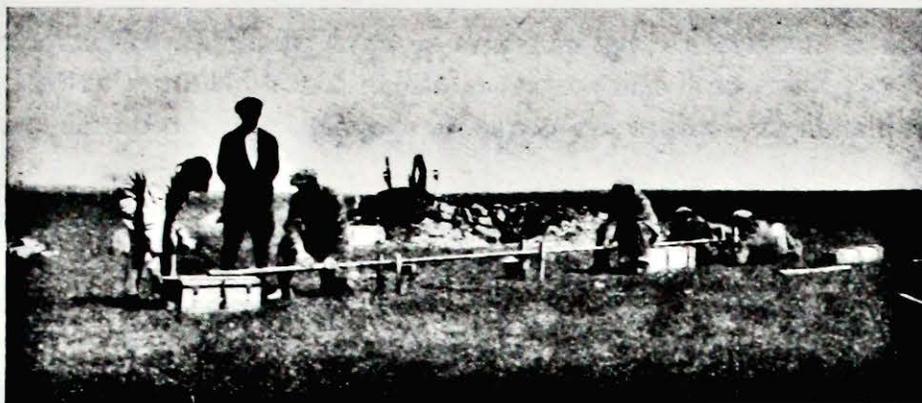


Foto J. Roman Guñazu, 1926.

Fig. 2. Sacando muestras de la arcilla glacial en varves con la perforadora. La fotografía muestra la expulsión de la muestra del cilindro por medio del pistón. Oeste de las morenas del río Verde. — *Taking samples with the pistonborer of the varved clay. The photo shows pushing out the sample of the cylinder with the piston.*



Foto J. Roman Guñazu, 1926.

Fig. 3. La muestra totalmente expulsada del cilindro, se la despega con un cuchillo del pistón a que se adhiere. Oeste de las morenas del río Verde. — *The sample, being completely pushed out of the cylinder, is cut with a knife from the piston, to which it generally sticks.*

La distancia entre las líneas de los diagramas debe ser de 5 mm, reduciéndosele a 2,5 mm en las publicaciones.

Para poder llevar a cabo las investigaciones geocronológicas también en terrenos bajos, de arcilla con varves, donde no hay cortes, se ha construido una perfora-

dora con un dispositivo en forma de pistón, con la cual es posible sacar muestras cilíndricas de un largo de 0,64 m y de un diámetro de 0,045 m (véase las figuras 2—4).

En general el material de las muestras se consigue sin perturbaciones. Pero las capas de limo grueso casi siempre se deforman algo; mientras que las de arcilla fina y muy blanda se rompen en pequeños segmentos cerca de las puntas, y así



Foto Carl C:zon Caldenius, 1926.

Fig. 4. Efectuada la medición de los varves se prepara la muestra cilíndrica, cortándola en una forma apta para la cajita rectangular de aluminio en la cual se la conserva. Oeste de las morenas del río Verde. — *Preparing the cylindrical samples for the rectangular boxes of aluminium, in which they are conserved.*

*Figures 2—4 from the investigations west of the finiglacial moraines at Río Verde.*

se destruyen algunos centímetros de cada muestra. Se las toman de tal manera que la una se superponga a la otra en 0,25 m.

Las muestras se conservan en cajitas de zinc o de aluminio con tapas de dimensiones de 0,5 × 0,05 × 0,02 m (véase fig. 4). Vertiendo parafina derretida sobre la muestra y cerrando herméticamente la fisura entre la tapa y la cajita; de este modo las muestras se conservan durante un largo tiempo. Con estas cajitas se puede también sacar muestras directamente de las paredes excavadas en las barrancas, aplicándolas sobre la pared misma (fig. 22) y cortando en ésta una columna sobre la cual se aprieta cuidadosamente la cajita hasta que esté completamente llena de la muestra, luego se la separa de la pared con algunos tajos.

Es conveniente sacar la mayor cantidad de muestras que sea posible de los perfiles medidos, porque en la comparación de los diagramas casi siempre surgen problemas que solamente pueden solucionarse con mediciones de control.

# REGIONES DE LA PATAGONIA INVESTIGADAS GEOCRONOLOGICAMENTE.

## CAP. I.

### El valle del lago Epuyén.

(42° 10' lat. sud; 71° 30' long. oeste.)

El lago Epuyén está situado en el extremo interior de un corto valle transversal, cortado en la ladera oriental de la Cordillera de los Andes, entre el cerro Pirque (1 870 m)<sup>1</sup> al norte y el cordón Cholila (2 060 m) al sud y desembocando en el valle longitudinal de «El Maitén» (véase el mapa, lám. 8). Los manantiales más occidentales del río Chubut nacen en la parte norte de este valle. El río Chubut corre en dirección al Atlántico y busca en Leleque su camino hacia el este por la puerta meridional, de las dos abras que comunican el valle de «El Maitén» con el gran valle longitudinal preandino, estando la septentrional, «Puerta de Apichig», completamente tapada por una morena terminal y sus inmensos depósitos glacifluviales extramarginales (fig. 12, lám. 1).

Los cerros laterales del valle de «El Maitén» que también en el este alcanzan alturas considerables, de más de 1 650 m, pertenecen a la precordillera y consisten en rocas efusivas, porfiritas y andesitas con sus tobas. El valle del lago Epuyén, por su parte, llega dentro de la zona de la Cordillera central, con sus rocas batolíticas, granitos y dioritas.<sup>2</sup> La roca del fondo del valle de «El Maitén» como la del valle de Epuyén consiste en capas marinas, suavemente plegadas, de terciario antiguo, de la formación «el patagónico» con su riqueza de fósiles, y en capas terrestres, con abundantes restos de plantas, probablemente de la misma edad; estas últimas afloran con preferencia en el lecho del río Chubut (Rassmuss 1922, Rigal, a).

La superficie del lago Epuyén se encuentra a 303 m sobre el nivel del mar, mientras que la del río Chubut, hasta poco antes de su salida por la puerta del valle de «El Maitén» en Leleque, se halla a una altura de 630 m, por consiguiente existe una diferencia de nivel de 327 m. Esta anomalía singular de las circunstancias hidrográficas depende del desarrollo geográfico durante la época cuaternaria. La acumulación de los sedimentos glaciales junto con la erosión, durante y después

<sup>1</sup> Las alturas citadas se refieren al nivel del mar como base, donde no se menciona otra cosa.

<sup>2</sup> Granodiorita aparece también en el extremo meridional del valle de «El Maitén».

de la glaciación, han cambiado en sumo grado la orografía primitiva y obligado al lago Epuyén a dirigir su desagüe hacia el Pacífico.

Si se llega por el camino usual del este, a Epuyén, se encuentra en presencia de un panorama de belleza encantadora y de dimensiones grandiosas, pasando la cresta de la interna de las dos morenas terminales, que alcanzan la considerable altura de 750 m sobre el nivel del mar y cierran la desembocadura del valle. En el lejano occidente brillan los altos picos nevados de la Cordillera central y allá abajo a más de 400 m de profundidad reluce el espejo azul del lago Epuyén, encuadrado por las escarpadas laderas del cerro Pirque y del cordón Cholila. Denso e impenetrable bosque de tipo chileno bordea las orillas del lago, los cipreses (*Libocedrus tetragona*), las lengas (*Nothofagus pumilio*) y las ñires (*Nothofagus antarctica*) cubren las cuevas de los cerros, mientras sus cumbres desnudas penetran en la zona alpina, y si coincide nuestra llegada con la de la primavera podemos observar desde la morena, rodeados por la fresca hermosura de la flora andina, el contraste más completo con la pobreza de la semiárida estepa patagónica, que avanza hasta los espaldones morénicos orientales. Las faldas occidentales desnudas y desiertas del cordón oriental de «El Maitén», que por el este limitan el paisaje, contribuyen a poner más de relieve este contraste (fig. 13, lám. 1).

La primera noticia de la existencia de los sedimentos glaciales cuaternarios de los valles de «El Maitén» y de Epuyén la debemos a Moreno quien en su trabajo Frontera Argentino—Chilena en la Cordillera de los Andes (1901) menciona el papel que desempeñan estos sedimentos para la situación de la línea divisoria de las aguas. Rasmuss toca muy brevemente la glaciología del valle de Epuyén en su informe sobre los yacimientos de lignitos de la región. Él fué quien encontró las capas de los sedimentos glacialacustres dentro de las morenas terminales (Rasmuss 1922). Rigal que hizo una investigación detallada del lignito en la mina de Epuyén y de las capas terciarias, en los alrededores de ésta, fué también el primero en prestar a la formación cuaternaria cierta consideración; descubrió que el depósito glacialacustre se hallaba entre dos capas morénicas, distinguiendo dos sistemas de morenas terminales. Al encontrar solamente restos insignificantes de los espaldones morénicos del sistema más antiguo y hallándose los del más moderno en buen estado de conservación, sacó la conclusión de que la región había sufrido dos glaciaciones cuaternarias (Rigal, a).

Las indicaciones señaladas por Rigal sobre la glaciología en Epuyén y la situación de este lugar cerca del Ferrocarril del Estado, que se está construyendo entre Viedma y San Carlos de Bariloche, me determinaron a elegir esta región para mi primera campaña, durante el verano 1925—1926.

**Topografía glacial.** La topografía glacial alrededor del lago Epuyén está todavía claramente visible. Las rocas de la parte baja de las laderas del valle son evidentemente aborregadas, mientras que por el contrario, las estrías glaciales

son relativamente raras y en general se conservan solamente en las pendientes escarpadas de filita y cuarcita. Todas las estrías medidas siguen la dirección del valle. Más arriba se encuentran las laderas del valle en gran extensión cubiertas de derrumbes, que, sin embargo, no pueden ocultar la forma típica de »U« de la erosión glacial del valle. Más al este, la erosión ha tenido tiempo de borrar en gran extensión la topografía glacial, allí en otro tiempo existente. El cerro Caquelhuincul que al sud de la estancia »El Maitén« se levanta cerca de 75 m sobre la llanura glacifluvial, en el medio del valle, está cubierto por morena de fondo y muestra rocas aborregadas desde SSW al NNE. Entre los bloques morénicos vimos algunos de granito. El cordón occidental de »El Maitén« conserva todavía cerca de su cresta, por el lado que da al valle de »El Maitén«, evidentes circos glaciares, el uno al lado del otro, mientras que en el cordón oriental de »El Maitén« no se puede determinar si ha existido glaciación local o no, por el estado de destrucción en que se encuentra la roca.

Desgraciadamente no sabemos nada cierto respecto a la situación del divorcio de los hielos al oeste del valle de Epuyén, pues carecemos todavía de observaciones directas sobre el movimiento del hielo dentro de la parte superior del valle del río Puelo. A juzgar por la topografía, tal como resulta de los mapas existentes, el divorcio de los hielos debió encontrarse al oeste del valle Nuevo aún en una época contemporánea al último avance del hielo en el valle de Epuyén. El valle Nuevo, por consiguiente, ha sido llenado por los hielos del noroeste, que siguieron el valle hacia el sud. Sobre el actual lago Puelo, estas corrientes de hielo, probablemente, se encontraron con otras provenientes del sud de la Cordillera alta, alrededor del valle del río Turbio, que ocupa la continuación austral del valle Nuevo, por el lado sud del lago Puelo. Sobre la región del lago se dividieron las masas de hielo en dirección hacia dos desagües, uno situado al oeste, debiendo el hielo seguir al valle del río Puelo, y otro al este, debiendo las masas recorrer el valle de Epuyén. Lo más probable es que la mayor parte del hielo que se dirigió hacia el valle de Epuyén fuera de origen sudoeste.

**Morenas terminales y depósitos glacifluviales extramarginales.** El fondo del valle de »El Maitén« está lleno de sedimentos glacifluviales extramarginales, que pertenecen a un cono de transición que en forma de abanico se adhiere a los arcos morénicos terminales que cierran el valle de Epuyén. La superficie de esta formación se inclina suavemente hacia abajo, saliendo de las morenas frontales, y en esta misma dirección disminuye el tamaño granular del depósito. Cerca de las morenas sus estratos consisten en rodados de varios decímetros de diámetro, convirtiéndose paulatinamente en pedregullo y arena para reducirse a arcilla en los alrededores del cerro Caquelhuincul.

Un sinnúmero de pequeños canales formados por las aguas de los deshielos y una gran cantidad de terrazas de erosión, de los ríos de deshielo que antiguamente



Foto I. Rafael Cordini, 1925.

Fig. 5. Morena de fondo estratificada, del lecho del glaciar finiglacial. Barranca del arroyo del Carbón, 2 km al este de la casa de administración de la mina en Epuyén. — *Stratified till of the glacierbed, exposed in the Carbón-rivulet-valley, 2 km to the east of the coal-mine in Epuyén.*

atravesaron las morenas terminales, cortan la superficie del depósito. Después de la glaciación, la topografía aquí ha cambiado poco. El río Chubut ha cortado su lecho en este antiguo cono de transición hasta unos 10 m de profundidad, el arroyo Pitirhuin y algunos arroyos menores han grabado allí profundos cañadones; en algunos lugares el viento ha llevado y reacumulado en pequeños médanos el material fino; pero por lo demás, el depósito ha conservado la configuración que el agua de deshielo le dió al retirarse el glaciar.

Las morenas terminales (las morenas del lago Epuyén) que corresponden a este cono de transición también están admirablemente bien conservadas y se levantan unos 50 m sobre él, formando dos amplios arcos entre el extremo sud del cordón occidental de «El Maitén» y la esquina noreste del cordón Cholila, encontrándose diseminados en abundancia grandes bloques erráticos de las rocas cristalinas de la Cordillera central. El lado sud del primero y el noreste del último cordón mencionado están orlados por altas morenas laterales, que especialmente en el lado austral del valle están acompañadas de vastas terrazas glaci-fluviales.

Las morenas terminales y laterales rodean, en forma de herradura, el término del profundo y espeso lecho del antiguo glaciar (fig. 5). Su parte más baja se oculta ahora debajo de la superficie del lago Epuyén.

Afuera y concéntrico con esta morena doble, bien conservada, y a una distancia de más o menos 3 km se hallan, en forma de espaldones bastante bajos, restos de otro círculo de morena terminal (las morenas del arroyo Pitirhuin) que emergen de la llanura del sedimento glaci-fluvial extramarginal, especialmente al norte del arroyo Pitirhuin. Las laderas occidentales de estos restos morénicos presentan rasgos bien distintos de una erosión glaci-fluvial muy intensa. Su parte más significativa y mejor conservada se encuentra junto a la ladera del valle, al extremo sud del cordón occidental de «El Maitén». Parece que durante la formación de las morenas más modernas del lago Epuyén la mayor parte del agua de deshielo, del sud del arroyo Pitirhuin, había buscado su desagüe hacia el sudeste, erodando allí y borrando casi totalmente las morenas más antiguas.

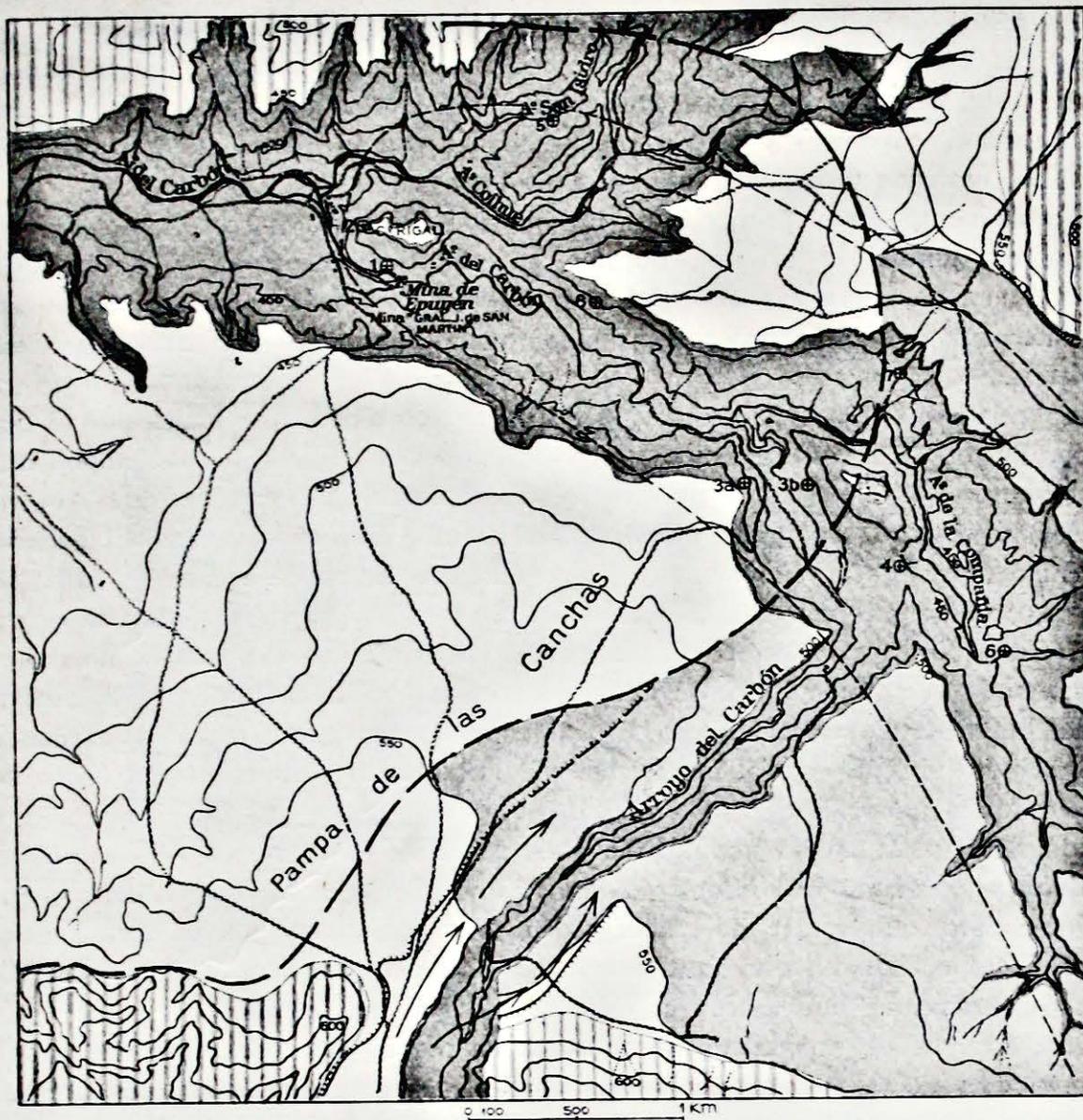


Fig. 6. La parte oriental del lecho del glaciar finiglacial. Lago Epuyén. Escala 1:40 000.  
 — The eastern part of the finiglacial glacierbed. Lago Epuyén. Scale 1:40000.

Referencias. — Legend:

- |  |   |
|--|---|
| <p>1. Lecho del glaciar finiglacial. — <i>The finiglacial glacierbed.</i></p> <p>2. Morenas laterales y terminales, finiglaciales. — <i>Finiglacial lateral and terminal moraines.</i></p> <p>3. Valles fluviales, postglaciales. — <i>Postglacial fluvial valleys.</i></p> <p>4. Terraza litoral glacialacustre, finiglacial. — <i>The finiglacial icelaketerrace.</i></p> <p>5. Terraza de erosión glacialfluvial, finiglacial. — <i>Finiglacial glacialfluvial terraces.</i></p> <p>6. Región del lago finiglacial. — <i>The region of the finiglacial icelake.</i></p> | <p>7. Línea limitando la región del sedimento lacustre, intermorénico, gotiglacial. — <i>The region of the gotiglacial icelakesediment.</i></p> <p>8. Situación del frente del glaciar cuando se inició el desagüe del lago finiglacial por la Angostura de Epuyén. — <i>The border of the glacier, when the draining of the finiglacial icelake through the Angostura de Epuyén began.</i></p> <p>9. Afluente del lago finiglacial. — <i>Affluents to the finiglacial icelake.</i></p> <p>10. Salida del lago finiglacial. — <i>Outlet of the finiglacial icelake.</i></p> <p>11. Perfil geocronológico N° 4 con sección. — <i>Geochronological profile and section no. 4.</i></p> |
|--|---|

Los restos del círculo de las morenas del arroyo Pitirhuin no demuestran, sin embargo, la extensión total que la glaciación cuaternaria alcanzó en esta latitud. Más al este, cerrando los valles transversales del cordón oriental de »El Maitén» en »Puerta de Apichig» y en Leleque, se hallan por lo menos restos de dos sistemas de morenas terminales anteriores (fig. 17, lám. 4).

Especialmente en el primer lugar mencionado estos restos son dignos de consideración, aunque la erosión, durante el largo tiempo que ha trabajado, haya destruído en una gran extensión las acumulaciones originales. Cuanto más al este nos internamos en esta zona morénica, tanto más grande es la destrucción de sus depósitos.

En la ladera occidental del valle del arroyo Ñorquincó, que limita por el este el cordón oriental de »El Maitén», los espaldones morénicos forman imponentes arcos al norte y al oeste del pueblo del mismo nombre (las morenas de la »Puerta de Apichig»). La topografía primitiva glacial está bien conservada. El material morénico que consiste en arena y pedregullo con lentes de arcilla, se halla, sin embargo, muy gastado por la acción del tiempo, lo que salta a la vista en las barrancas del arroyo Ñorquincó. En conexión con estas morenas terminales se encuentran terrazas glaci-fluviales extendidas en dirección hacia el sud y saliendo desde la »Puerta de Apichig». Probablemente estuvieron relacionadas con el desagüe de un lago glacial en el valle de »El Maitén» durante el retroceso del glaciar de las morenas (fig. 12, lám. 1).

Adheridas a la ladera oriental del valle se hallan otros restos de importantes espaldones morénicos que también conservan visiblemente los rasgos del carácter original, pero donde éste sin embargo, en comparación con los ya mencionados de la ladera occidental, está mucho más borrado por la erosión. Parece que ellos formaron arcos que atravesaron el valle más al sud del pueblo.

La diferencia de aspecto de las morenas en ambos lados del valle del arroyo Ñorquincó es de tal índole que lo más probable es que se refieren a dos sistemas morénicos diferentes, uno exterior más antiguo y otro interior más moderno.

Sobre la parte occidental de la meseta situada al este del valle se encuentran espaldones de pedregullo y bloques, pero muy bajos y tan fuertemente denudados que es difícil expresarse con seguridad respecto a su origen. Pero me parece lo más probable que son los insignificantes restos de las morenas terminales empujadas más adelante. En conexión con ellos se hallan pequeñas terrazas de arena y pedregullo y en sus alrededores es la topografía de la meseta muy irregular, presentando lomas y vallecitos en un notable contraste con las líneas tranquilas y llanas de la parte más oriental. Por consiguiente el hielo durante su mayor extensión cubrió la faja occidental de la meseta. Mis observaciones no son suficientemente detalladas para determinar si los restos morénicos mencionados representan un sistema particular o si pertenecen al mismo que las morenas de la ladera

oriental del valle del arroyo Ñorquincó (las morenas al este del arroyo Ñorquincó). Pero estoy más inclinado a suponer que la última alternativa sea lo más probable.

En el valle transversal de Leleque no hemos tenido oportunidad de examinar las morenas terminales más detalladamente.

**Depósito glacialacustre.** Dentro de la depresión del lecho del glaciar del lago Epuyén el arroyo del Carbón y sus afluentes, que nacen en las morenas o en los cerros vecinos, han dejado al descubierto buenos cortes y en éstos aparecen las

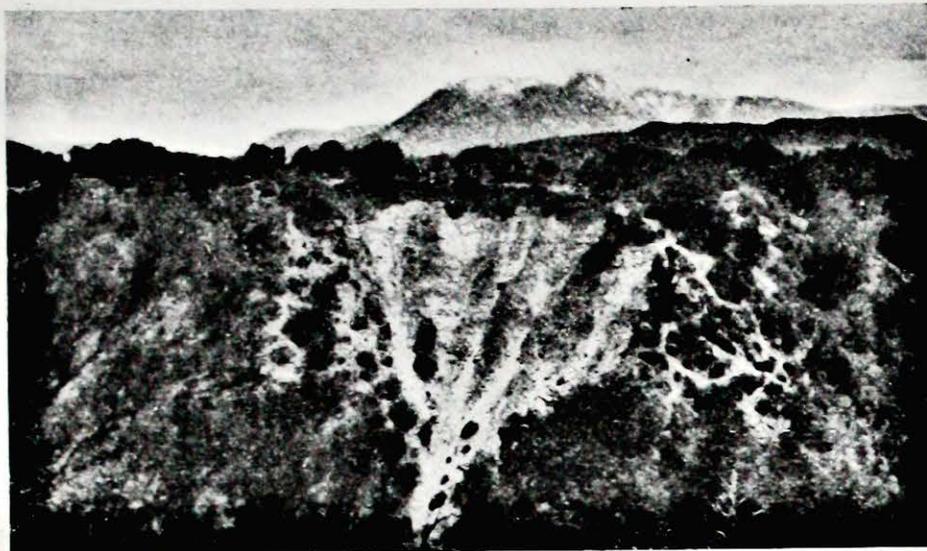


Foto I. Rafael Cordini, 1925.

Fig. 7. En el primer término la terraza litoral del lago finiglacial de Epuyén. En el fondo el cerro Pirque y a la derecha la morena frontal finiglacial. Fotografía hacia el oeste desde un vallecito 4 km al este de la mina de Epuyén. — *In the foreground the beach of the finiglacial icedammed lake in Epuyén. In the background Cerro Pirque and to the right the finiglacial terminal moraine. Photo to the west from a valley 4 km east of the coal-mine in Epuyén.*

capas glacialacustres. Una descripción de algunos de los perfiles que allí levanté como prueba inicial para llevar a cabo las mediciones geocronológicas en el hemisferio meridional, dará mejor idea de las formaciones en cuestión.

*Perfil N° 2* (Mediciones A—I no indicadas especialmente en el mapa), (véase el mapa fig. 6, la sección fig. 8 y el diagrama fig. 9).

Cerro Rigal, Epuyén. S1

(Carl C:zon Caldenius, I. Rafael Cordini, J. Roman Guiñazú (Noviembre de 1925).)

El cerro Rigal es la punta de la alta esquina del sedimento glacial al este de las casas de administración de la mina de Epuyén y constituye una cresta delgada entre los valles del arroyo del Carbón y el de su afluente, el arroyo Coihue. El perfil se ha medido en la esquina misma, alejando el derrumbe que cubre la ladera y desnudando el depósito en largas escaleras.

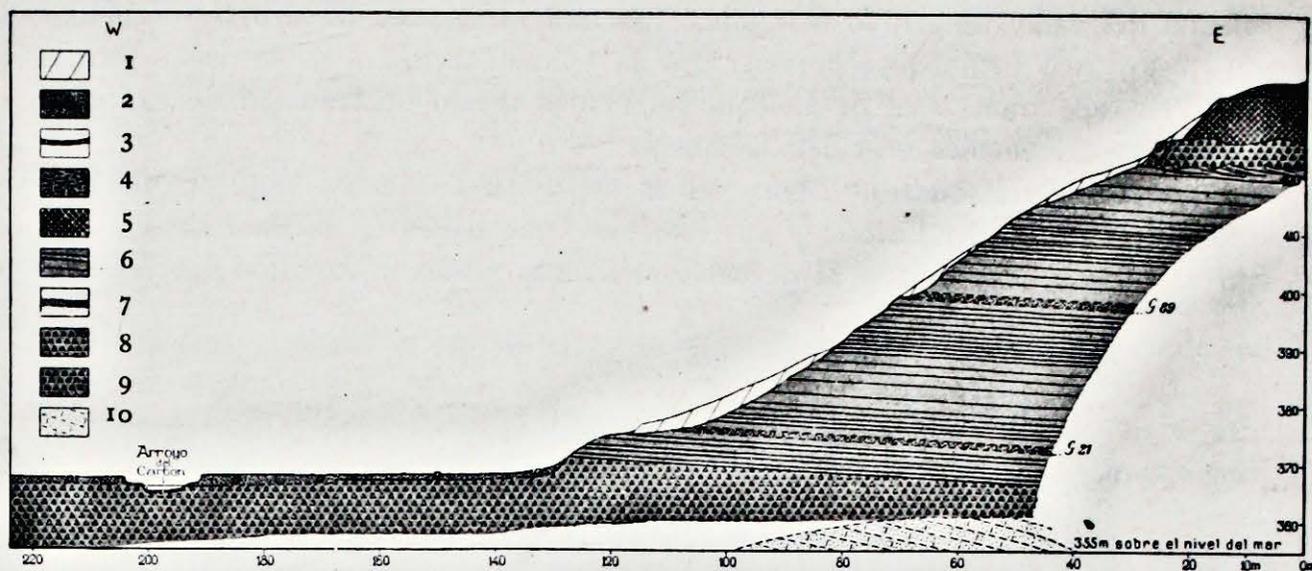


Fig. 8. Perfil No 2. Lago Epuyén. Escala 1 : 1 600.

Referencias. — Legend:

1. Derrumbe. — *Debris*.
2. Arena fluvial, postglacial. — *Postglacial fluvial sand*.
3. Lecho del arroyo actual. — *The actual river bed*.
4. Médano actual (a). — *Actual dunes (a)*.
5. Depósito finiglacial de pedregullo y rodados glaci-fluviales (b). — *Finiglacial glaci-fluvial gravel and pebbles (b)*.
6. Depósito glacialacustre, en varves anuales, intermorénico, gotiglacial. La densidad de las líneas indica esquemáticamente el espesor de los varves (d). — *Gotiglacial glacialacustral varve deposit (d)*.  
*The thickness of the varves is shown schematically by the closeness of the lines.*
7. Varves anuales, catastróficos, G 21 y G 89. — *Catastrophe varves, G 21 and G 89*.
8. Morena de fondo superior, finiglacial (c). — *Finiglacial till (c)*.
9. Morena de fondo inferior, gotiglacial (e). — *Gotiglacial till (e)*.
10. Arenisca terciaria. — *Tertiary sandstone*.

- 1,84 m arena de médano actual (a);  
 7,10 » pedregullo y rodados glaci-fluviales bien estratificados (b);  
*discordancia*;  
 5,11 » morena de fondo superior, *finiglacial* (c);  
*discordancia*;  
 56,00 » depósito glacialacustre intermorénico, muy arenoso con 140 varves anuales (d);  
 1,00 » morena de fondo inferior, *gotiglacial* (e);  
 (arenisca terciaria).

La roca del yaciente, arenisca terciaria, aflora a 200 m al sud del perfil en un cañadón de 15 m de profundidad, por el cual corre el arroyo del Carbón.

La morena inferior (e) tiene allí solamente un espesor de algunos decímetros.

El depósito glacialacustre (d) es muy arenoso y consiste en varves anuales, muy gruesos, 2—10 dm de espesor, irregularmente constituídos, con transición repentina

de material fino y grueso. Una delgada cinta de arcilla, de cerca de 2 mm, marca el límite superior de cada varv (véase la fotografía fig. 14, lám. 2). La conformación de los varves muestra claramente, que cambios locales en la fuerza de la corriente han desempeñado un papel dominante en el acopio y en la acumulación del material y que pertenecen, por lo consiguiente, a la parte más proxima del delta del río glacial en el lago.

En la parte superior, como también en la parte inferior del perfil, se ven lentes de material morénico, debajo de los cuales los varves muy a menudo presentan fuertes remociones, escurrimientos con plegamientos y aplanamientos.

Las causas de estas perturbaciones han sido témpanos encallados en el fondo del lago. Los varves G. 21 y G. 89, muy gruesos, 71 cm y 178 cm respectivamente, están limitados por una cinta de arcilla de 20 cm el primero y de 33 cm el segundo. El agua del río llevaba en estos períodos mucho más material fino en suspensión que durante la formación de los demás varves. Esto y sus espesores extraordinarios hacen suponer que su acumulación tuvo lugar a raíz de una catástrofe, probablemente la rotura del dique de algún lago glacial local, situado más alto, o tal vez algún río glacial abriera un nuevo desagüe hacia el lago, dentro de las morenas.

Los 17 varves superiores aumentan rápida y considerablemente en espesor hacia arriba, al mismo tiempo que su material se vuelve más grueso, siendo más abundantes las capas arenosas. El varv de más arriba tiene 2,25 m de espesor y los 10 varves superiores están escurridos y plegados en dirección hacia el este. Parte del material del varv último está amasada en la morena superior sobrepuesta (c).

Esta capa morénica superior no se diferencia en su aspecto ni en su material de la capa morénica inferior. Los bloques que contiene per-

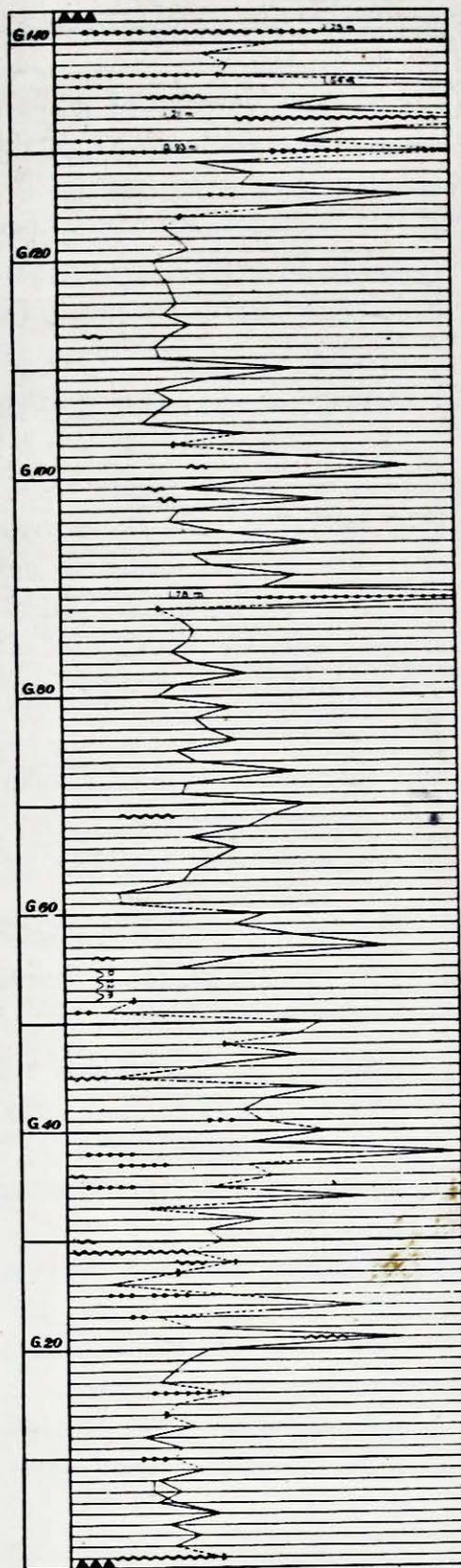


Fig. 9. Diagrama de los varves anuales, gotiglaciales, del perfil N° 2, Cerro Rigal, Epuyén. Escala 1:20. — Diagram of the gotiglacial varves, section 2, Cerro Rigal, Epuyén. Scale 1:20.

tenecen a las mismas rocas y el material fino está fuertemente apretado, como en la morena inferior.

La capa glacifluvial (b), arriba de la morena superior, es muy gruesa y bien estratificada, con pedregullo alternando con lentes de rodados. Los estratos se inclinan hacia el oeste.

Los médanos (a) más arriba del perfil están desarrollándose todavía.

*Perfil N° 7 (A—H)* (véase el mapa fig. 6, la sección fig. 18, lám. 4, el diagrama lám. 5).

El Salto, Epuén.

Carl C:zon Caldenius, I. Rafael Cordini, J. Roman Guiñazú (Diciembre de 1925).

El perfil está situado a 2,6 km ESE del perfil N° 2. Las mediciones geocronológicas se han efectuado en 8 lugares diferentes (A—H) a lo largo de un pequeño valle lateral al valle del arroyo de la Compañía. El Salto es una cascada de 25 m de altura, la cual forma un arroyo en este vallecito, al caer, desde el borde de la superficie del sedimento glacial al valle del arroyo de la Compañía. El fondo del arroyo de la Compañía está en una gran extensión cubierto de grandes derrumbes, que el arroyo lateral corta, como también los derrumbamientos que llenan el valle que le sirve de lecho.

18,6 m morena de fondo superior, *finiglacial* (a);

*discordancia*;

9,2 » arena glacifluvial (b);

*discordancia*;

30,0 » arcilla y limo glacialacustre en varves (los varves -1 776— -1 956)<sup>1</sup> (c);

morena de fondo inferior, *gotiglacial* (d);

arenisca terciaria (e).

Al sud del perfil N° 7 H la morena inferior (d) tiene un espesor de más de 5 m. La ladera sud opuesta consiste en la misma morena hasta la altura de 20 m por lo menos.

El depósito glacialacustre (c) así como la morena superior (a) pueden seguirse en las laderas de los arroyos de la Compañía y del Carbón desde el perfil N° 7 hasta el perfil N° 2.

Los varves del perfil N° 7 son muy espesos, pero de composición más regular que los del perfil N° 2. En la parte inferior de los varves, estratos arenosos alternan suavemente con estratos limosos, y la parte superior de los mismos consiste en una faja arcillosa de 1 a 5 cm de espesor.

Los varves son más distales que los del perfil N° 2, es decir, la situación del perfil N° 7 ha sido más distante de la desembocadura del río glacial que la del perfil N° 2.

<sup>1</sup> Los números de los varves corresponden a los años de la escala geocronológica sueca, según la conexión de los diagramas, véase pág. 135.

Los varves aumentan en espesor y tamaño granular hacia arriba. En la parte inferior del perfil el material es generalmente muy arcilloso, habiendo dos muy extensos horizontes de escurrimiento (véase la sección, fig. 18, lám. 4) en los cuales el material ha sido aplastado y los varves completamente destruidos. Probablemente faltan aquí un gran número de varves. Por la forma en que el perfil se presenta parece que solamente los varves que representan el nuevo avance del glaciar son los que se conservan, mientras que aquéllos que se acumularon durante el retroceso precedente, se han perdido. En las mediciones no era posible evitar estas zonas de escurrimientos. La continuación del perfil al pie de la barranca alta fué imposible, porque el agua que allí brotaba en abundancia y la calidad limosa del sedimento, impidieron las excavaciones.

Una discordancia separa el sedimento glacialacustre de la capa de arena (b) sobrepuesta. Ésta es una arena claramente estratificada y sin duda de origen glacialfluvial. Pero es difícil pronunciarse sobre la causa del cambio de las condiciones hidrográficas que dió origen a su acumulación. Lo que me parece probable, es que el lago recibiera repentinamente un nuevo afluente o quizá se vaciara en él un lago glacial vecino, aumentando tanto la fuerza de la corriente que el fondo del lago fué erodado y se acumuló en él un material mucho más grueso que el anterior.

*Perfil N° 4 (A—C)* (véase el mapa fig. 6, la sección fig. 10 y el diagrama, lám. 5). Barranca oeste del arroyo de la Compañía, a 900 m SSE del perfil N° 7.

Carl C:zon Caldenius, I. Rafael Cordini, J. Roman Guñazú (Diciembre de 1925).

- 0,2 m tierra vegetal (a)<sup>1</sup>;
- 3,0 › rodados bien estratificados (b);  
*discordancia*;
- 0,6 › depósito glacialacustre de limo arenoso con varves anuales (c);
- 2,4 › depósito glacialacustre de limo con varves plegados y destruidos por escurrimientos (d);  
*discordancia*;
- 0,5 › arena glacialfluvial bien estratificada (e);  
*discordancia*;
- 4,4 › depósito glacialacustre de limo arenoso con varves plegados y destruidos por escurrimientos (f);
- 11,0 › depósito glacialacustre de limo y arcilla con varves; algunos de ellos en varias zonas de menor espesor, plegados y destruidos por escurrimientos (los varves -1 837— -2 216) (g);

<sup>1</sup> Suprimida en la fig. 10.

2,0 m depósito glacialacustre arcilloso con varves destruídos, plegados y aplastados (h);  
 morena de fondo inferior, gotiglacial (i);  
 arenisca terciaria (j).

El valle del arroyo de la Compañía está cortado, en el perfil, en una terraza de erosión.

La arenisca terciaria aflora, cerca del perfil, en el lecho del arroyo. La morena

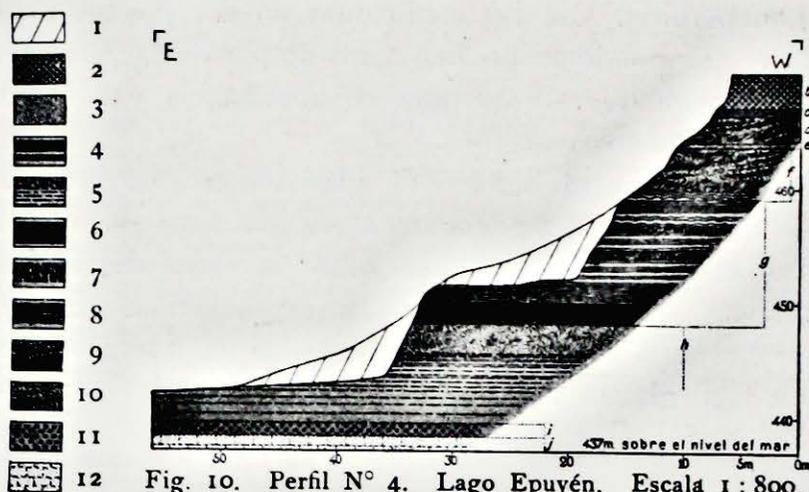


Fig. 10. Perfil N° 4. Lago Epuyén. Escala 1 : 800.

#### Referencias. — Legend.

- |   |  |
|---|--|
| 1. Derrumbe. — <i>Debris</i> .  |  |
| 2. Pedregullo fluvial, postglacial (b). — <i>Postglacial fluvial gravel (b)</i> .   |  |
| 3. Arena glacialfluvial, gotiglacial (e). — <i>Gotiglacial glacialfluvial sand (e)</i> .  |  |
| 4. Limo en varves anuales (observado). La densidad de las líneas indica esquemáticamente el espesor. — <i>Varve silt, observed. The thickness of the varves is shown schematically by the closeness of the lines.</i> | } Depósito gotiglacial, glacialacustre, intermorénico. — <i>Gotiglacial varve clay</i> . |
| 5. Limo en varves anuales (supuesto). — <i>Varve silt, supposed.</i>  |  |
| 6. Arcilla en varves anuales (observada). — <i>Varve clay, observed.</i>  | } Depósito gotiglacial, glacialacustre, intermorénico. — <i>Gotiglacial varve clay</i> . |
| 7. Arcilla en varves anuales (supuesta). — <i>Varve clay, supposed.</i>   |  |
| 8. Varves anuales, ondulados. — <i>Undulatory varves.</i>   |  |
| 9. Zonas de escurrimiento en el depósito de limo glacialacustre. — <i>Slidden varve silt.</i>   |  |
| 10. Zona de escurrimiento en el depósito de arcilla glacialacustre (h). — <i>Slidden varve clay (h)</i> .   |  |
| 11. Morena de fondo, gotiglacial (supuesta) (i). — <i>Gotiglacial till (i), supposed.</i>   |  |
| 12. Arenisca terciaria (supuesta) (j). — <i>Tertiary sandstone (j), supposed.</i>   |  |

de fondo (i) no sale a la vista, estando cubierta por derrumbes de mucho espesor y no es posible descubrirla, siendo demasiado difíciles los trabajos necesarios para este fin (fig. 11).

El depósito glacialacustre (c, d, f, g, h) está compuesto aquí por un material considerablemente más fino que en los perfiles antes mencionados. En su parte inferior descubierta consiste en arcilla con varves delgados (1—3—6 mm), en su parte superior en un limo arenoso con varves de 20 a 150 mm (véase la fotografía

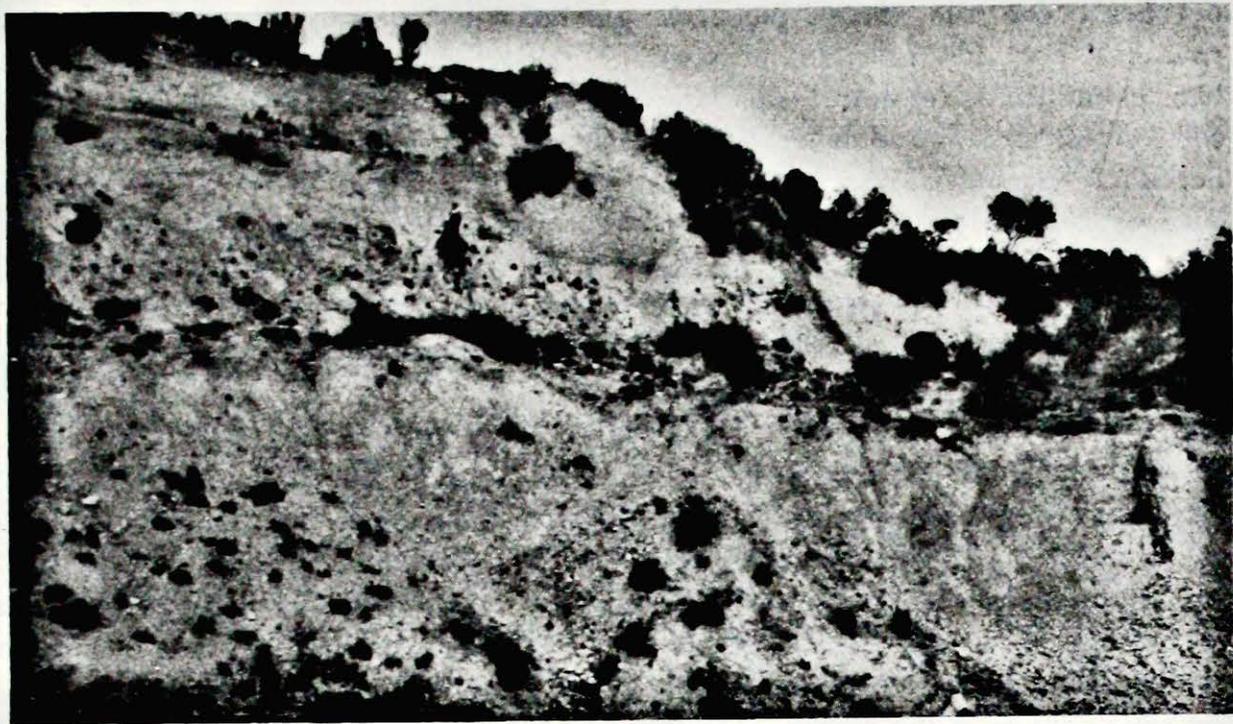


Foto I. Rafael Cordini, 1925.

Fig. 11. La barranca con las escaleras excavadas del perfil N° 4 en Epuyén. La señora está sobre el límite de las capas denominadas f y g. En la escalera inferior aflora la arcilla. — *The bank with the steps cut for the profile 4 in Epuyén. The limit between the layers f and g is right at the feet of the person. The clay is exposed in the lowest stair furthest to the right.*

fig. 15, lám. 2, que muestra los varves similares del perfil N° 3); aquí también los varves se vuelven más gruesos hacia arriba, siendo, sin embargo, el carácter del sedimento más distal que en el perfil N° 7.

Dentro de la parte arcillosa más inferior (h) existen fallas y zonas de escurrimiento tan comunes y tan grandes que imposibilitan las mediciones geocronológicas, disminuyendo también el espesor de los varves a menos de 1 mm, de manera que los distintos varves quedan casi indeterminados. Considerables intercalaciones de lentes de morena arcillosa (1,4 m—1,7 m de espesor) son aquí abundantes y éstas se deben tal vez únicamente a los témpanos encallados.

Los escurrimientos grandes de la parte inferior arcillosa del perfil tienen probablemente una causa común con las correspondientes del perfil N° 7. Ambos se hallan en las zonas de material menos resistente y en el perfil N° 7 están destruídos, evidentemente, todos los varves del retroceso del glaciar. Como los movimientos no pueden explicarse por razones topográficas me parece más probable que todo el material más grueso y resistente de la parte superior del sedimento haya sido arrastrado casi como una masa durante el nuevo avance del glaciar y en su dirección, sirviendo la parte arcillosa como superficie de fricción.

Los dos horizontes de remoción de gran espesor (d, f) dentro de la parte superior

del perfil con sus varves plegados, apretados y achatados son, evidentemente, causados por dos repetidos avances del glaciar. La capa glaci-fluvial, de arena bien estratificada, (e) entre estos horizontes y la capa glaci-lacustre, de limo arenoso con varves, (c) sobre el horizonte superior, deben ser restos insignificantes de los depósitos glaci-fluviales y glaci-lacustres que se formaron al retirarse el glaciar, después de dichos avances. La capa de rodados (b) pertenece, evidentemente, a la última época de retroceso del hielo y ha sido acumulada en íntima conexión con la erosión de los valles que ocupan los actuales arroyos.

Fuera de los lugares ya indicados, el sedimento glaci-lacustre aflora en muy pocas partes y con muy poco espesor.

En el perfil N° 1 (véase el mapa fig. 6) en el valle del arroyo del Carbón y en el perfil N° 5 en el valle del arroyo San Isidro, 1 km ENE del perfil N° 2, los varves son del mismo tipo proximal que los del perfil N° 2. En el perfil N° 8 en el valle del arroyo del Carbón, 1 km ESE del perfil N° 2, se asemejan los varves a los del perfil N° 7, es decir que son más distalmente desarrollados. En el perfil N° 3, a y b, en el valle del arroyo del Carbón muestran los varves buena conformidad con los de la parte superior del perfil N° 4 (véase la fotografía fig. 15, lám. 2). También los varves en el perfil N° 6 del valle del arroyo de la Compañía, a 600 m SE del perfil N° 4, tienen la misma constitución distal bien marcada de los varves del perfil N° 4.

Al oeste del cerro Rigal se ve en el valle del arroyo del Carbón, en los pocos cortes existentes en el sedimento glacial, únicamente morena o material glaci-fluvial grueso, y éste es también el caso en el curso superior del mismo arroyo. Dentro de los arroyos laterales que al este del perfil N° 6 se juntan con el arroyo de la Compañía aflora, en algunos lugares, un sedimento glaci-lacustre de poco espesor y con delgados varves arcillosos. Está cubierto de morena arcillosa y arena glaci-fluvial repetidamente alternadas con rodados y cruzado por fallas y escurrimientos de tal extensión que impiden toda medición geocronológica.

**Diagramas geocronológicos. Desarrollo geográfico, en Epuyén, durante el intervalo de los dos últimos sistemas morénicos.** Como se ve por las descripciones de los perfiles, ya hechas, el depósito glaci-lacustre yace como una lente dentro de la parte noreste del antiguo lecho del glaciar y se debe a una oscilación más remota del borde del hielo, que aquélla en que éste se formó y es sin duda el resto insignificante del fondo de un lago glacial, que ocupó por lo menos la mayor parte de la mitad este del valle de Epuyén. Este lago se desarrolló delante del glaciar, al retirarse éste de las morenas terminales más externas (las del arroyo Pitirhuin) del valle de Epuyén, de las cuales hoy solamente se levantan algunas crestas, desgastadas por la erosión, sobre las formaciones glaci-fluviales extramarginales más modernas.

Probablemente el extremo occidental de este lago morénico nunca alcanzó el

extremo oriental del actual lago Epuyén. Esto lo indica no solamente el hecho de no haber encontrado restos de sedimento glacialacustre al oeste del cerro Rigal, sino también el carácter del mismo sedimento en el perfil N° 2.

Los varves tienen en todo el perfil una contextura tan proximal que la desembocadura del río glacial y el borde del hielo no han de haber podido nunca alejarse mucho. El perfil es, por lo demás, tan completo que su número de varves, 140, nos da una medida mínima de la duración de la oscilación del glaciar sobre él.

Los 13 varves superiores aumentan en espesor hacia arriba y el material se vuelve cada vez más grueso, lo que en este caso halla su explicación, solamente, en que el borde del glaciar se acerca nuevamente al lugar del perfil.

Si se estima la erosión del fondo del lago, durante el nuevo avance del glaciar sobre el lugar, en 50 m, este espesor puede representar cuando mucho unos 60 varves, lo que se calcula fácilmente por el mediano espesor de los 13 varves superiores. Por consiguiente en este lugar obtenemos unos 200 años como medida máxima para la duración de la oscilación.

Solamente hemos obtenido buenas conexiones, entre las diferentes mediciones geocronológicas realizadas en Epuyén, entre los diagramas de los perfiles N°s 3, 4 y 7. Los diagramas de los perfiles N°s 1, 5, 6 y 8 no son satisfactorios, debido al escaso número de varves que contienen. El diagrama del perfil N° 2 no se presta para conexiones, porque la variación del espesor de sus varves es, en grado considerable, causada por influencia local de corrientes muy variables, lo que imposibilita el uso del diagrama para ensayos de conexión en largas distancias. También para conexión en cortas distancias es poco apto el diagrama, pues el espesor primitivo de los varves, muy a menudo, no se ha podido determinar bien por causa de la intercalación de detritos de morena, caídos de témpanos, o de erosión de témpanos encallados y de corrientes de fondo.

Entre los diagramas de los perfiles N°s 7 y 4 la conexión es buena pero tropieza en ciertas partes con dificultades.

Dentro de la parte superior del perfil N° 7 la influencia local se hace valer, probablemente en una gran extensión, en la formación del espesor de los varves. Estratificación entrecruzada es aquí común, demostrando que el espesor de los varves es el resultado de la acumulación, no solamente del material suspendido, sino también del material transportado sobre el fondo del lago. La mejor parte del diagrama es su parte intermedia y es ésta la que principalmente ha servido para la conexión con el diagrama del perfil N° 4. El sedimento es aquí de carácter más distal que el de más arriba y las variaciones del espesor de los varves más suaves, pero bien acentuadas. En la parte inferior arcillosa del perfil influyen, alterando el espesor original de los varves, muchos escurrimientos y plegamientos.

El diagrama del perfil N° 4 con sus varves arcillosos distales es el único donde puede esperarse que el caudal anual del deshielo se refleje en la mayor parte de

la curva. La posibilidad de usar el diagrama para conexión lejana está, sin embargo, limitada en parte por el, relativamente pequeño, número de los varves donde la curva está bien acentuada, y en parte debido a las interrupciones causadas por los grandes horizontes de escurrimiento. Pero a pesar de estas objeciones contra la utilidad de los diagramas, de los perfiles N<sup>os</sup> 7 y 4, para conexiones a distancias más lejanas, hemos obtenido, sin embargo, una buena conexión de esta índole con los diagramas de los perfiles de la laguna Blanca, situada a 1110 km al sud de Epuayén. Sobre esta conexión me ocuparé más adelante en el capítulo II.

Solamente en el perfil N<sup>o</sup> 2 es completo el diagrama hasta el fondo. Los varves cerca del fondo son bastante delgados, en comparación con los demás varves del perfil. Es verdad que en el perfil N<sup>o</sup> 7 alcanzamos la morena debajo de la serie de varves, pero entre ésta y los varves medidos más abajo faltan, tal vez, un gran número de varves que fueron erodados durante los deslizamientos ocurridos en esta parte del perfil. En el perfil N<sup>o</sup> 4 fué necesario interrumpir la medición en los varves arcillosos de 1 mm de espesor, fuertemente fallados, plegados y quebrados en grandes bloques. También aquí, por consiguiente, falta un número de varves, bastante grande quizá, entre la base de la medición y la morena.

El diagrama del perfil N<sup>o</sup> 2 no se puede conectar, como hemos mencionado, con los diagramas de los perfiles N<sup>os</sup> 4 y 7. Puesto que el perfil N<sup>o</sup> 2 se halla más proximal y que los dos varves G. 21 y G. 89 que se encuentran en él no están representados dentro de estos últimos perfiles, se puede considerar probado que la parte de la serie de varves en el perfil N<sup>o</sup> 2, que se halla arriba de los varves catastróficos, es más moderna que los varves en los perfiles N<sup>os</sup> 4 y 7. Esto nos da un número mínimo de 30 m por año de la rapidez de retroceso del glaciar entre los perfiles N<sup>os</sup> 2 y 7, y entre los perfiles N<sup>os</sup> 2 y 4 de 33 m por año. Los perfiles se hallan muy periféricos dentro del antiguo lecho del glaciar (que corresponde a las morenas del arroyo Pitirhuin) y las cifras obtenidas confirman, lo que es de suponer, que el retroceso sobre esta parte se efectuaba lentamente.

En los diagramas de los perfiles N<sup>os</sup> 4 y 7 se nota buena conformidad entre las variaciones de las series de varves con los números 1838 — 1860, 1863 — 1887, 1892 — 1903, 1910 — 1917, 1921 — 1928, 1941 — 1956. En todo coinciden el 89 % de los varves, mostrando el 11 % restantes, ninguna, o mala coincidencia. La coincidencia entre estas series de varves no puede depender de otra causa que de su contemporaneidad, conclusión que es confirmada también por su situación dentro de los perfiles respectivos.

**Terrazas glacifluviales y glacialacustres. Desarrollo geográfico en el valle de Epuayén después de la formación del sistema morénico más moderno.** El tiempo no me permitió una investigación muy detallada de las numerosas terrazas de erosión glacifluvial cortadas en las morenas más modernas así como dentro del lecho del glaciar o de las acumulaciones glacifluviales extramarginales,

afuera de estas morenas, las cuales parecen permitir una reconstrucción detallada de las condiciones de desagüe durante la permanencia del borde del glaciar en estas morenas y durante su retroceso definitivo. Sin embargo, por las observaciones hechas obtenemos por resultado, que en época muy remota, cuando todavía el borde del hielo mantenía su contacto con las morenas, el agua de deshielo había encontrado su desagüe hacia el oeste. Entre los dos espaldones principales de la morena, la mayoría de los valles de agua de deshielo desembocan hacia el este, pero ya aquí hay valles que se dirigen hacia el oeste, y dentro del círculo del espaldón morénico interior llevan todos ellos esta misma dirección. En la morena lateral, al sud del cordón occidental de «El Maitén», se nota que las terrazas de erosión glacial, la una debajo de la otra, tienen su dirección al valle en que, entre este cordón y el cerro Pirque, corre el río Epuyén. Hacia la desembocadura de este valle está orientada también una terraza glacial que alcanza una anchura de más de 200 m, cortada a la altura de 550 m en la ladera interior de la morena terminal (fig. 7). En el lugar donde se comunica con el valle de Epuyén, este valle de desagüe está desarrollado en forma de un cañadón, hondo y angosto, de 1 km de largo, denominado «La angostura de Epuyén». Sus laderas y su fondo carecen de rastros de erosión glacial, mientras que en los cerros vecinos la escultura glacial está bastante bien conservada.

De lo expuesto se desprende claramente que el agua de deshielo, durante la retirada final del glaciar del valle de Epuyén, encontró su desagüe, con rumbo al Pacífico, en el bajo entre las montañas en que luego se cortó la angostura de Epuyén (fig. 16, lám. 3). Comprobada esta interesante circunstancia, se llega a la conclusión importante de que el hielo, dentro de los valles andinos al oeste del último lago glacial Epuyén, cuando el borde del glaciar permanecía aún junto a la morena interior, era tan reducido que fué posible el desagüe hacia el oeste.

El mejoramiento del clima que obligó al hielo a desaparecer trajo, por consiguiente, consecuencias completamente catastróficas para los glaciares.

La face final de la glaciación en la Cordillera presenta así un cuadro análogo al conocido en la Escandinavia norte.

### **Comentarios a los diagramas, lám. 5 y 6, y al mapa, lám. 8.**

Los diagramas vueltos hacia arriba son de diferentes perfiles, marcados con números, procedentes de Suecia, y los diagramas puestos hacia abajo son de los perfiles de Epuyén, Ep 4 el perfil N° 4 y Ep 7 el perfil N° 7, y de los perfiles de Laguna Blanca, Bl 12, Bl 13, Bl 14 y Bl 16 los perfiles N°s 12, 13, 14 y 16 respectivamente. Los perfiles suecos fueron medidos por Gerard De Geer y sus alumnos, y sus diagramas junto con un diagrama de la media de las medidas de

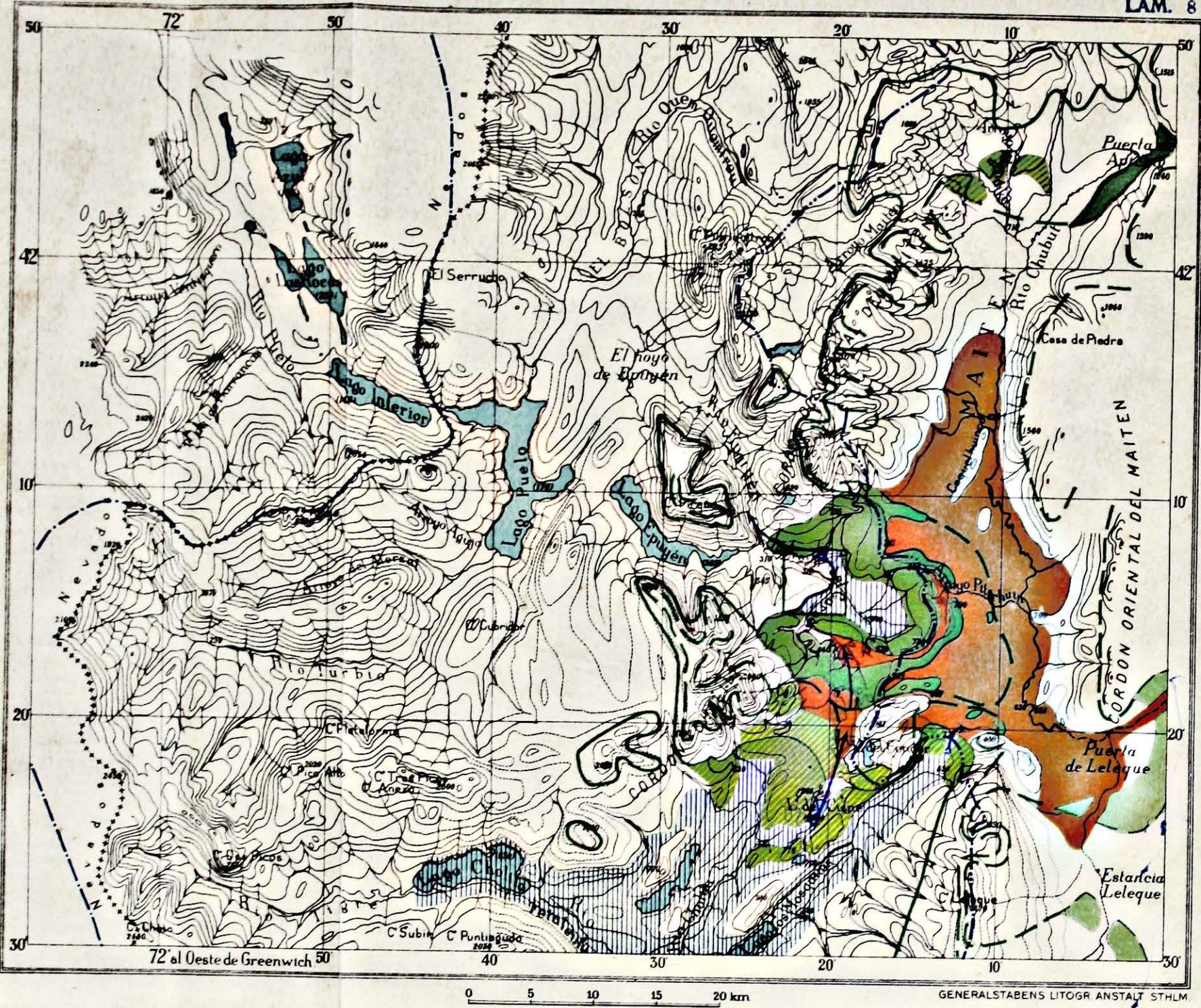
los perfiles de Laguna Blanca han sido publicados anteriormente por él (De Geer 1929).

La coloración de los diagramas tiene principalmente por objeto demostrar las semejanzas entre la escala geocronológica sueca y los diagramas de Laguna Blanca, según la conexión transatlántica efectuada por De Geer. En las partes donde coinciden están coloreados con color rojo y donde la concordancia está tan buena que los diagramas de Laguna Blanca son la imagen reflejada de los diagramas suecos están señalados con una línea gruesa. Los diagramas de Epuyén han sido marcados en igual modo en las partes en que coinciden los diagramas de las tres diferentes regiones, Epuyén, Laguna Blanca y Escandinavia. Otras semejanzas entre la escala geocronológica sueca y los diagramas de Epuyén por un lado y entre los diagramas de Laguna Blanca y de Epuyén de otra parte están indicadas por dos tonos diferentes de color naranjado.

En los diagramas una línea ondeada vertical indica que el espesor del varv está alterado por deslizamiento o plegamiento. Una línea ondeada horizontal marca una zona, en que los límites de los varves están destruídos. Pequeños triángulos horizontales señalan lentes de material morénico y grandes triángulos verticales capas regionales de morena. Líneas cortas en forma de zigzag indican superficies de erosión y pequeños círculos llenos pedregullo.

Solamente las morenas en el valle de Epuyén, en Puerta de Apichig y en Puerta de Leleque han sido recorridas por nosotros, mientras que las morenas en los valles del río Cholila y del lago de los Mosquitos han sido bosquejadas principalmente de acuerdo con el mapa de la comisión argentina de límites con Chile. Esto último vale también para el lago glacial marcado en estos valles.

---



**SISTEMAS DE MORENAS TERMINALES Y DE LAGOS FINIGLACIALES ENDICADOS POR EL HIELO EN LA REGIÓN DEL LAGO EPUYÉN.**

Escala 1 : 500 000

Mapa compilado por Carl C:zon Caldenius 1925 - 1928 a base del mapa topográfico en escala 1 : 200 000 de la comisión argentina de límites con Chile.

Curvas de nivel a cada 200 m (aproximadamente). Para hacer resaltar más los depósitos glaciales las curvas están dibujadas de 500, 700 y 900 m con líneas finas en la parte oriental del mapa.

El rectángulo indica la región comprendida en el mapa, fig. 6. Referencias, sirvase ver el mapa, lám. 12.

**SYSTEMS OF TERMINAL MORAINES AND OF FINIGLACIAL ICEDAMMED LAKES IN THE REGION OF THE LAKE EPUYÉN.**

Scale 1 : 500 000

Map compiled by Carl C:zon Caldenius 1925 - 1928 and based upon the topographical map, scale 1 : 200 000, of the Argentine boundary commission.

Curves at each 200 m (approximately). In order to get the glacial deposits more pronounced the curves of 500, 700 and 900 m have been drawn with fine lines in the eastern part of the map.

The rectangel marks the region of the map, fig. 6. Legend, see the map, plate. 12.

## CAP. II.

### El valle del seno Skyring y de la laguna Blanca.

(52° 30' lat. sud; 71° 10'—73° long. oeste.)

En la orilla del seno Skyring descubrió P. Quensel durante la expedición sueca a la Patagonia 1907—1909, 400 m al norte del establecimiento comercial «Los Amigos», un corte en arcilla glacial con varves, y en 270 cm contó 58 varves (Quensel 1910). Permitiendo esta indicación abrigar esperanzas de que en esta región se obtuviera material para una serie de mediciones geocronológicas en la parte más meridional del continente sudamericano, elegí el lugar como punto de partida para la campaña del verano 1926—1927.

Lo que me determinó a esta elección fué también la facilidad de comunicación, siendo posible trasladarse en automóvil y camiones desde Magallanes hasta el lugar. Otros lugares considerados convenientes, como ser: el estrecho de Magallanes, el istmo entre las bahías Inútil y San Sebastián, y el valle del lago Fagnano eran menos accesibles, o de otros puntos de vista menos oportunos. Al valle del lago Fagnano se llega solamente a caballo y las riberas del lago casi no se pueden recorrer sino en embarcaciones. Las regiones del estrecho de Magallanes y de las bahías Inútil y San Sebastián se hallan tan bajas en relación a la superficie del mar, que temí que la base de los sedimentos glaciales con varves no se hallaran en descubierto.

Como veremos, tampoco fué apta la región del seno Skyring para investigaciones geocronológicas con perspectivas de alguna conexión lejana.

Solamente en las barrancas de la laguna Blanca, 20 km NE del seno Skyring, encontramos cortes satisfactorios para este fin. El depósito glacialacustre de este lugar Moreno ha mencionado (Moreno 1901).

**Topografía y rocas.** De los tres anchos senos que se internan al este de la Cordillera al norte del estrecho de Magallanes, y que unidos con el océano Pacífico por angostos fjords que atraviesan la Cordillera, el seno Skyring es el del centro. El del norte lo forma el golfo Almirante Montt y el del sud el seno Otway, el cual por su punta noreste se comunica con el seno Skyring por medio del canal Fitz Roy (véase el mapa, lám. 42).

La mitad oeste del seno Skyring, que se introduce en la precordillera y en parte también en la Cordillera central, tiene orillas rocosas, escarpadas y altas; y, abarca todo un verdadero archipiélago de islas rocosas, cubiertas en el extremo oeste por densos bosques — de tipo chileno — lluviosos, que hacia el este son reemplazados

por los bosques de robles antárticos de hojas caducas. En su mitad oriental, al este de  $72^\circ$  longitud oeste es más propia la denominación de seno, dada al Skyring, que presenta aquí una superficie unida, ancha y abierta. En esta parte las orillas son relativamente bajas y rodeadas por mesetas de la escasa vegetación de la estepa patagónica. Solamente en las márgenes de los ríos y al amparo de las laderas montañosas o dentro de los estrechos valles morénicos, pueden formarse los bosques de roble, dando pinceladas alegres al paisaje.

Dentro de la Cordillera y hasta en la cordillera Pinto, en el norte del seno Skyring alcanzan las cumbres casi 1300 m, mientras que las mesetas en la isla Riesco, entre el seno Skyring y el seno Otway, son considerablemente más bajas

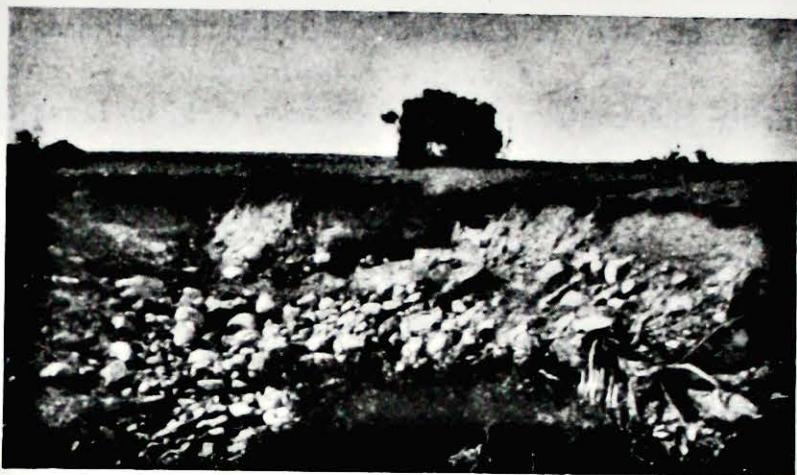


Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 19. La cabecera de un vallecito de un arroyo, cortada en la morena de la laguna Blanca sobre la meseta de Las Leonas. Los bloques morénicos descubiertos por la erosión. — *Morenic boulders exposed at the head of a rivulet-valley, eroded in the glacial terminal moraines on the plateau Las Leonas.*

y se elevan solamente unos 300 m. Algunos glaciares llegan al mar, junto al estero Engaño y a la ensenada Témpanos en el canal Gajardo, al extremo sudoeste del seno Skyring.

La laguna Blanca mide 20 km de largo y 10 km de ancho y se extiende de N a S (véase el mapa, lám. 12). Tiene muchos afluentes en forma de arroyos pequeños, pero carece de desagüe. Su superficie se halla a 140 m sobre el nivel del mar; sus aguas son ligeramente saladas. Es muy baja, su profundidad mayor probablemente no alcanzará a 2 m. Su fondo consiste en morena y arcilla glacial; de aguas siempre grises por el gran contenido de arcilla suspendida, que se mueven en la dirección del viento, tanto que más de la mitad de la laguna queda en seco.

Alrededor de la laguna Blanca se halla poco descubierta la roca. Sale a la vista en las barrancas del sudeste, al sud del chorrillo Leona y en los valles de

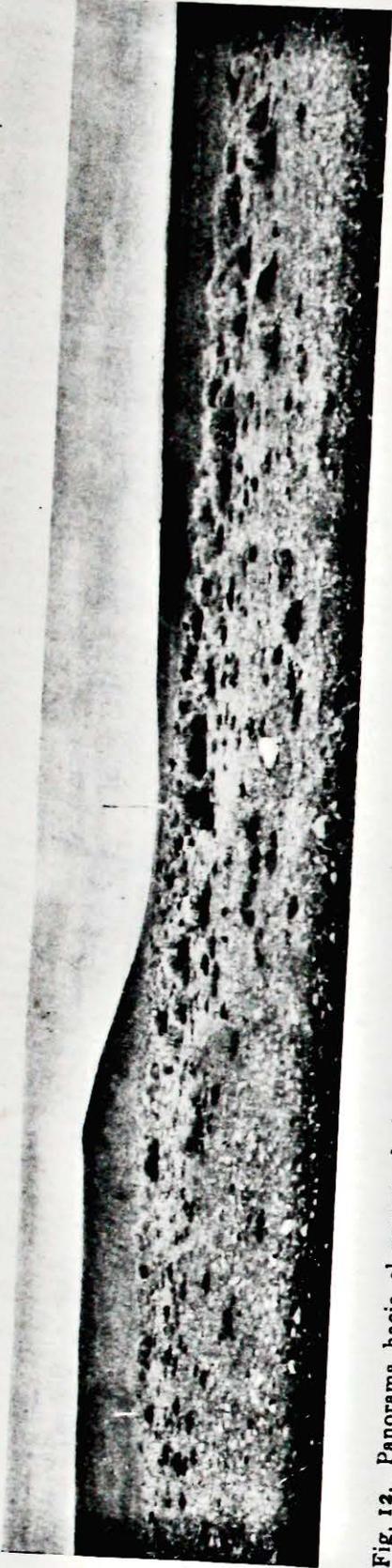


Fig. 12. Panorama hacia el noreste de las morenas terminales daniglaciales y de los depósitos glaciuviales extramarginales en el valle del arroyo Norquincó al este de la «Puerta de Apichig». En el primer término el valle de desagüe que desde la «Puerta de Apichig» corta las morenas. — *The daniglacial terminal moraines and the extramarginal glaciuvial deposits in the Norquincó-river-valley east of Puerta de Apichig. In the foreground the bed of the melting-water through Puerta de Apichig.*

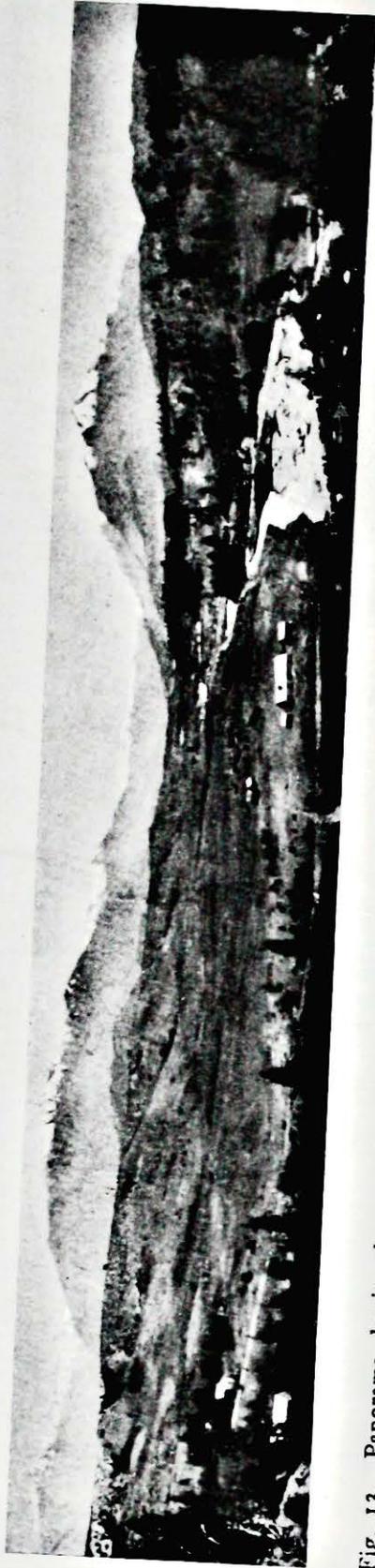


Fig. 13. Panorama hacia el oeste del valle del lago Epuyén desde el cerro Rígal. A la izquierda el cordón Cholilla y a la derecha el cerro Pirque. En el primer término el valle del arroyo del Carbón, cortado entre el lecho del glaciar, que se ve a la izquierda, y la morena lateral (finiglacial) a la derecha. El lago Epuyén brilla al pie del cerro Pirque. — *View to the east over the valley of the lake Epuyén from Cerro Rígal. To the left mountains of Cordón Cholilla and to the right those of Cerro Pirque. In the foreground the Carbón-rivuletvalley, eroded between the bed of the glacier, visible to the left, and the lateral moraine, to the right. The lake Epuyén appears at the foot of Cerro Pirque.*

Foto I. Rafael Cordini, 1925.

Foto I. Rafael Cordini, 1925.

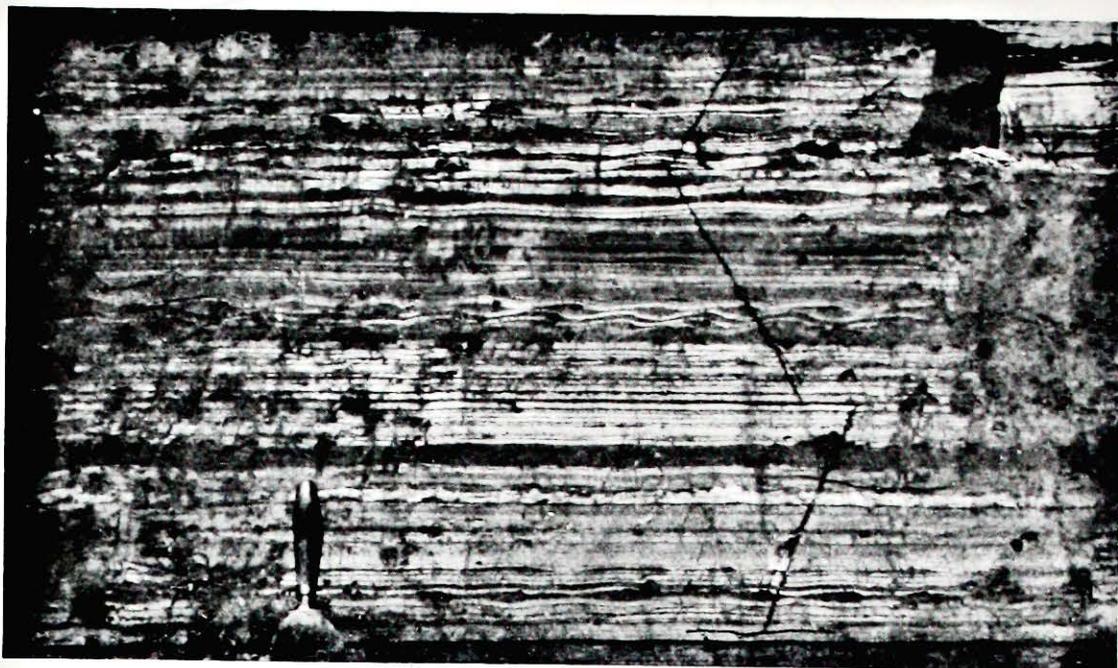


Fig. 14. Varves anuales, proximales, del perfil N° 2, Cerro Rigal, Epuyén. — *Proximal annual varves of the profile 2, Cerro Rigal, Epuyén.*

Foto I. Rafael Cordini, 1925.



Fig. 15. Varves anuales, distales, del perfil N° 3, Epuyén. — *Distal annual varves of the profile 3, Epuyén.*

Foto I. Rafael Cordini, 1925.

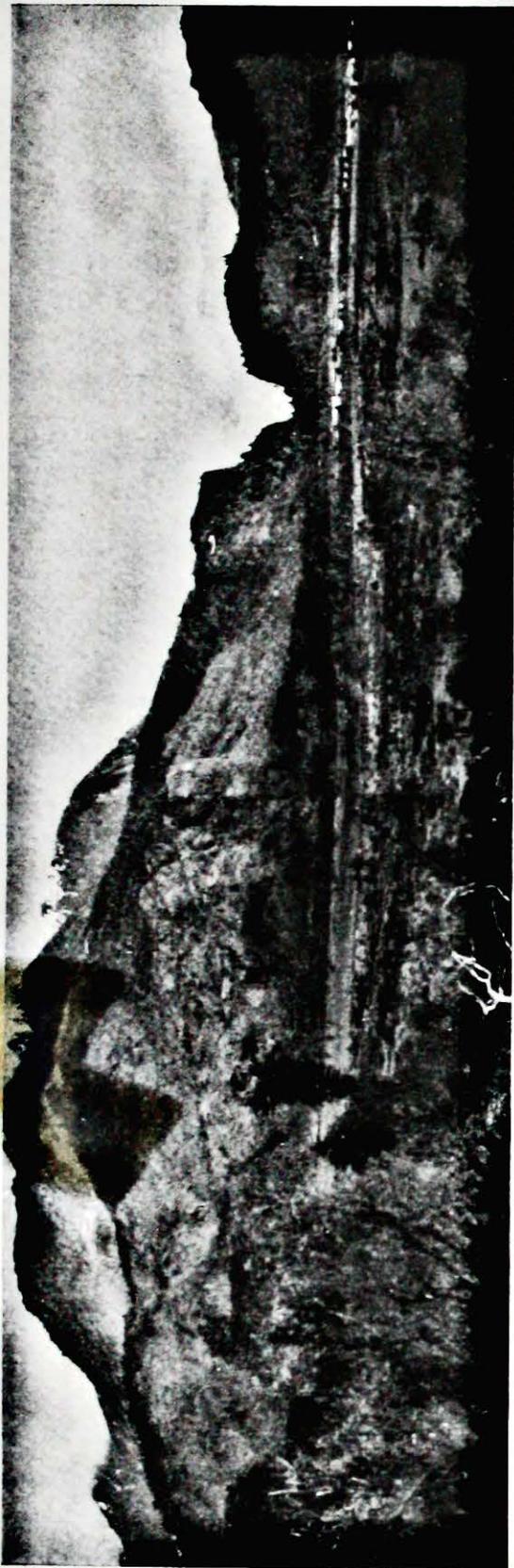


Foto I. Rafael Cordini, 1925.  
 Fig. 16. «La angostura de Epuyén», cortada por el desagüe del lago finiglacial hacia el valle del Bolsón. A la izquierda el cerro Pirque.  
 — «La angostura de Epuyén», the gorge between the valleys of Epuyén and Bolsón, cut by the waters in western outlet of the finiglacial ice-dammed lake in Epuyén. To the left Cerro Pirque.

algunos arroyos al este y al sud. Consiste en areniscas y tobas, pertenecientes al «Santa Cruceano» de edad miocena (Bonarelli 1917, Felsch 1912 y 1916). Las capas se hallan casi horizontales con suave inclinación hacia el noreste. En la mitad este del seno Skyring la roca se compone de arenisca, esquistos arcillosos y limosos suavemente plegados y en general marinos, de la edad terciaria antigua y de la cretácica. Su mitad oeste alcanza las rocas metamorfoseadas por el plegamiento, y las orillas consisten aquí en filita y pizarra sericítica, fuertemente plegadas, de edad jurásica y cretácica.

Dentro de esta región existe también junto al cerro Pinto trachydolerita (Quensel 1911), roca característica que es un comprobante excelente como bloque errático

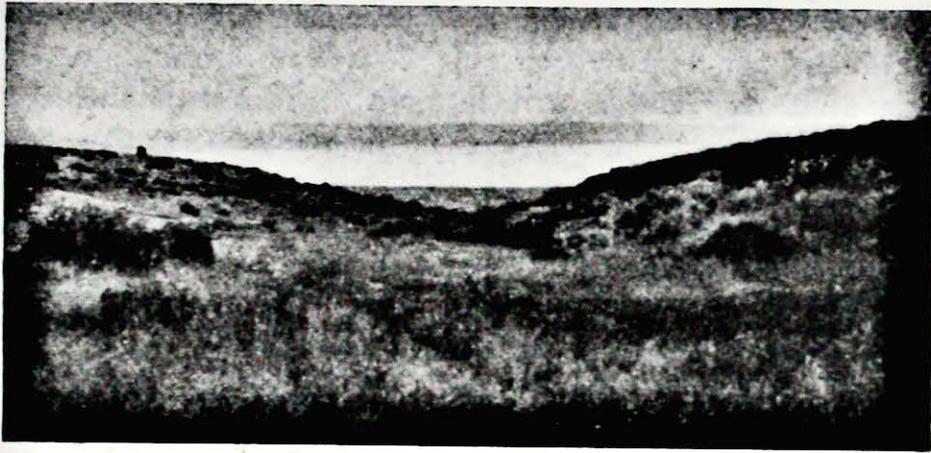


Foto Carl Cizon Caldenius, 1927.

Fig. 20. Un valle seco, desembocando en la terraza litoral superior del lago gotiglacial de la laguna Blanca. En el fondo se ve la laguna. — *A dry valley, opening into the upper litoral terrace of the gotiglacial icedammed lake of Laguna Blanca. In the background the actual lagoon.*

para la reconstrucción de la dirección de los movimientos del hielo. La orilla oeste del seno Skyring es ocupada por pórfido cuarcífero y sus diferentes derivados. Entre los bloques morénicos en los glaciares que aquí desembocan, existen exponentes de los granitos y pizarras paleozoicas de la Cordillera central.

En las rocas poco resistentes alrededor de la laguna Blanca y del extremo este del seno Skyring se buscan en vano algunos rastros de la erosión glacial. En las paredes rocosas a pique de los fjords en la parte oeste del seno Skyring se conservan aquí y allí estrías y el relieve glacial, pero las rocas aborregadas son muy raras. Por las observaciones hechas hasta aquí, no se ha podido detallar con precisión el antiguo rumbo del movimiento del hielo.

**Sistemas de morenas terminales.** La laguna Blanca está separada del seno Skyring por medio de potentes terraplenes de morenas terminales, que forman un dique de 200 m de altura y 6 km de ancho entre el cerro Palomar en el sud y

el cordón Vidal en el norte, que llamaremos »las morenas del río Verde». Hacia el oeste ellas continúan un buen trecho en forma de morenas laterales a los dos lados del seno Skyring. En el lado norte llegan a la esquina sudoeste de la cordillera Vidal y en la isla Riesco poco más o menos hasta la mina Magdalena. Las morenas se hallan muy bien conservadas. El material es muy arcilloso y arenoso, con algunos bloques aislados. Los bloques con estrías son comunes y a menudo se tropieza con algunos grandes, estriados »in situ», y orientados en la dirección de las estrías.

También por el oeste y por el norte la laguna Blanca está interceptada por colosales espaldones de morena en buen estado de conservación (fig. 30, lám. 10), »las morenas de la laguna Blanca», que en forma de herradura rodea el lago, prolongándose por espaldones morénicos sobre la meseta »Lomajes de las Leonas», que limita el lago por el este (fig. 19). Esta cinta morénica separa la laguna Blanca del valle del río Gallegos y mide cerca de 10 km de ancho.

En el estado actual de la investigación no he podido determinar si esta ancha cinta morénica está o no compuesta de diferentes sistemas; pero las observaciones hasta ahora hechas permiten suponer, que por lo menos se divide en dos, muy diferentes respecto a su edad.

**Formaciones glaciafluviales y glacialacustres.** El corte con la arcilla en varves que menciona Quensel no nos ha sido posible encontrarlo a pesar de haber reconocido minuciosamente toda la región de la terraza litoral en el este del seno Skyring. Al norte del establecimiento »Los Amigos» donde Quensel localizó la arcilla, se encuentran barrancas bastante elevadas, consistentes ahora en arcilla morénica, cubierta por arena perteneciente a una terraza litoral de acumulación de algún lago glacial. La abrasión litoral sigue aquí con todo vigor, y durante los 20 años transcurridos desde la visita de Quensel ha tenido tiempo, evidentemente, de borrar por completo la estrecha faja de arcilla en varves, que en esa época existía todavía entre la orilla y la escarpada y alta morena terminal.

Se observan, sin embargo, pequeños cortes en las arcillas con varves en el río Verde, junto al puente, frente a la estancia Río Verde y en la desembocadura del río del Vapor. Los varves de los dos cortes están ya medidos, pero son por desgracia demasiado pocos, (llegando solamente a 31 y a 19 respectivamente), para que los diagramas de estos lugares bastante aislados, puedan ser utilizados para una conexión. En el río Verde los varves de fondo se hallan solamente a algunos metros sobre la superficie del seno Skyring, y como los varves del río del Vapor ostentan una estructura típica de agua dulce.

En la ladera oeste de la morena del río Verde la arcilla en varves asciende mucho y se la ve en manchas como un delgado manto, apareciendo en las zanjas y en los surcos en muchos sitios a lo largo de la carretera que va de la estancia Río Verde al camino real de Magallanes (Punta Arenas) a Chile, cubriendo también

el fondo de muchas depresiones encerradas entre los espaldones morénicos, donde tampoco alcanzan gran espesor. Mediante excavaciones y perforaciones pudimos medir 5 perfiles, (en razón de la pequeña escala del mapa no ha sido posible marcar los perfiles al oeste de la morena del río Verde en la lám. 12). Pero en todos ellos los varves de arcilla son atravesados por numerosas fallas y otras remociones y sobre todo por intercalaciones de detrito morénico, siendo ésta la causa por la cual no obtuvimos buen resultado. En la mayoría de las veces llegamos al fondo. Sin embargo no pudimos conseguir ninguna determinación precisa sobre el retroceso del borde del hielo, siendo imposible conectar satisfactoriamente los diagramas por causa de las interrupciones existentes en los perfiles, motivadas por los numerosos horizontes removidos. En el perfil N° 10 donde la arcilla es más espesa, perforamos hasta 6,65 m, sin que el fondo fuera alcanzado. Pero como los varves inferiores tienen un evidente carácter proximal, probablemente queda un escaso número entre ellos y la superficie de la morena. El número de varves medidos en el perfil es 213, y alcanzando los varves superiores hasta 2—3 cm de espesor con bien delineados horizontes de material grueso y fino, es de suponer que no haya estado muy lejano el borde del hielo, aún al depositarse el varv superior.

Por consiguiente, a pesar de repetidas pruebas, fué imposible obtener fechas geocronológicas de la región oeste de la morena del río Verde. Pero al este de la morena, como ya mencioné, las circunstancias se mostraron más favorables para este fin.

Las partes oeste y sudoeste de la depresión de la laguna Blanca están ocupadas, en una extensión bastante grande, por sedimentos glacialacustres (fig. 24), consistentes en arcilla con varves, que sale a la vista en las barrancas de la laguna y las abras de los arroyos, en cortes excelentes (fig. 32. lám. 11). Aquí medimos los perfiles N°s 11—16. Mostrando estos perfiles circunstancias bastante análogas entre sí, voy solo a dar cuenta detallada de los perfiles N°s 12—14 y 16 (la situación recíproca de los perfiles, véase el mapa, lám. 12, y los diagramas, lám. 5 y 6).

*Perfil N° 12.* Carl C:zon Caldenius y J. Roman Guiñazú (Enero de 1927).  
(Véase el perfil, fig. 21.)

- 0,45 m tierra negra eólica (a);
- 0,10 » residuo de pedregullo y bloques pequeños (b);
- 0,65 » varves anuales, cuyos límites son destruidos por la sequía y otros agentes de la acción del tiempo;
- 0,13 » varves con límites determinables o indeterminables (c);
- 3,2 » varves arcillosos, espesor medio de 1 cm (los varves -2 026—-2 310) (d);
- 0,06 » 3 varves arenosos (-2 311—-2 313) (e);

- 0,2 m varves arcillosos, espesor medio de 1 cm y con carácter local;  
 (los varves -2 314— -2 345) (f);  
 0,2 » varves destruidos; (los varves -2 346— -2 352) (g);  
 2,20 » varves arcillosos, espesor medio de 1 cm, varios de carácter local;  
 (los varves -2 353— -2 584) (h);  
 0,09 » 3 varves arenosos, (-2 585— -2 587) (i);  
 0,40 » varves arcillosos, espesor medio en general de 0,5 cm, lentes de arena,  
 límites ondulados;  
 (los varves -2 588— -2 632) (j);  
 morena de fondo.

Perfil N° 12.

Perfil N° 13.

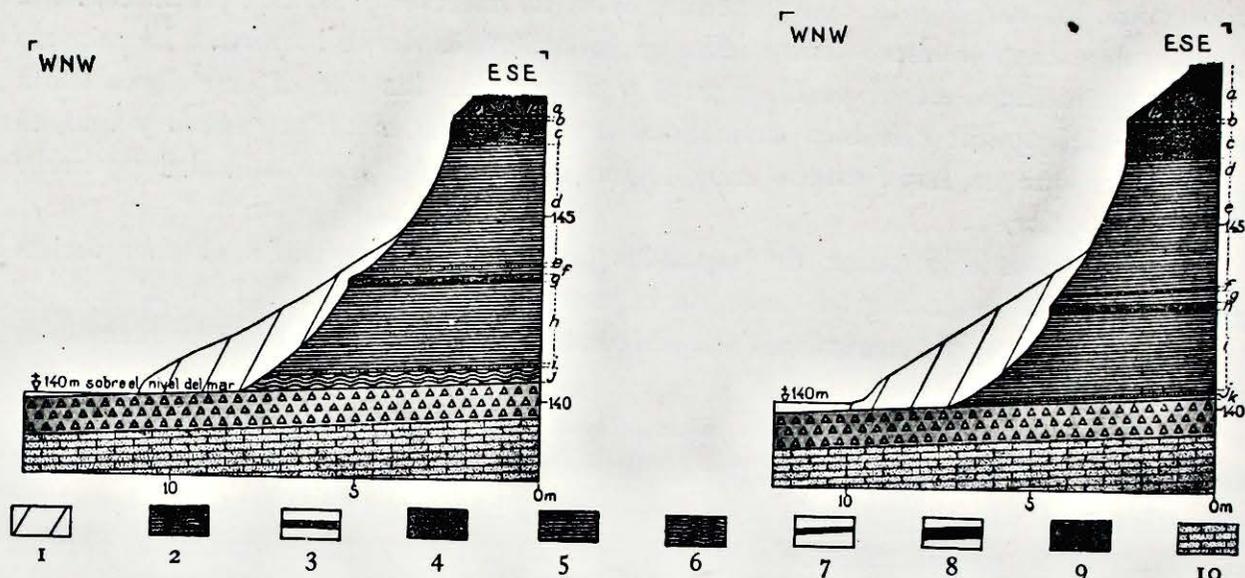


Fig. 21. Perfiles Nos 12 y 13. Laguna Blanca. Escala 1 : 250.

## Referencias. — Legend.

- |  |  |
|--|--|
| 1. Derrumbe. — <i>Debris.</i>  |  |
| 2. Arena de erosión litoral. — <i>Glacilacustral sand.</i>   |  |
| 3. Bloques residuales. — <i>Residue of boulders.</i>   |  |
| 4. Arcilla en varves anuales. Límites borrados por sequía.<br>— <i>Varve clay, the varves obliterated by weathering.</i> | } Depósito gotiglacial, glacilacustre.<br>— <i>Gotiglacial varve clay.</i> |
| 5. Arcilla en varves anuales. Límites horizontales.<br>— <i>Varve clay with horizontal layers.</i>                       |  |
| 6. Arcilla en varves anuales. Límites ondulados.<br>— <i>Varve clay with undulatory layers.</i>                          | } Depósito gotiglacial, glacilacustre<br>— <i>Gotiglacial varve clay.</i>  |
| 7. Varves anuales, arenosos, catastróficos.<br>— <i>Sandy catastrophe varves.</i>  |  |
| 8. Varv anual de arena, catastrófico, con zona de erosión.<br>— <i>Partly eroded sandy catastrophe varve.</i>            |  |
| 9. Morena de fondo. — <i>Till.</i>   |  |
| 10. Arenisca y toba terciaria. — <i>Tertiary sandstone and tuff.</i>   |  |

*Perfil N° 13.* Carl C:zon Caldenius y J. Roman Guñazú (Enero de 1927). (Véase el perfil fig. 21.)

- 1,35 m tierra negra eólica (a);
- 0,1 » residuo de pedregullo y bloques pequeños (b);
- 0,95 » varves descompuestos con límites destruidos (c);
- 0,55 » varves con límites determinables e indeterminables por causa de la sequía (d);
- 3,02 » varves arcillosos, espesor medio 1 cm (los varves -1 982—-2 310) (e);
- 0,05 » 2 varves arenosos, escurridos y con pequeña discordancia contra los varves arcillosos adyacentes; (los varves -2 311—-2 312) (f);
- 0,30 » varves arcillosos, espesor medio de 1 cm; los varves inferiores escurridos; (los varves -2 313—-2 344) (g);
- 0,15 » varves destruidos (-2 345—-2 352) (h);
- 2,26 » varves arcillosos con zonas de carácter local, espesor medio de 1 cm; (los varves -2 353—-2 584) (i);
- 0,06 » varves arenosos, (-2 585—-2 587) (j);
- 0,14 » varves arcillosos con lentes de arena, límites ondulados; (los varves -2 588—-2 602) (k);  
morena de fondo.

*Perfil N° 14.* Carl C:zon Caldenius (Febrero de 1927).

- 0,60 m arena y tierra negra eólica (a);
- 0,08 » residuo de pedregullo y bloques pequeños (b);
- 0,54 » varves anuales con límites destruidos;
- 0,22 » varves anuales, límites bien determinables, pero espesores originales alterados por la sequía y por fallas; (los varves -1 800—-1 811) (d);
- 2,02 » varves arcillosos, espesor medio de 2 cm; (los varves -1 812—-1 934) (e);
- 0,44 » varves arcillosos, espesor medio de más de 3 cm; (los varves -1 935—-1 947) (f);



Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 22. Sacando muestras de la excavación del perfil N° 13, Laguna Blanca, poniendo las cajitas directamente sobre la pared, luego cortando una columna de la forma de la cajita. — *Taking samples of the varved clay in the steps, cut for profile 13 at Laguna Blanca, putting the aluminium-boxes directly on the smoothed wall and then cutting with the knife a pillar with the volume of the box.*

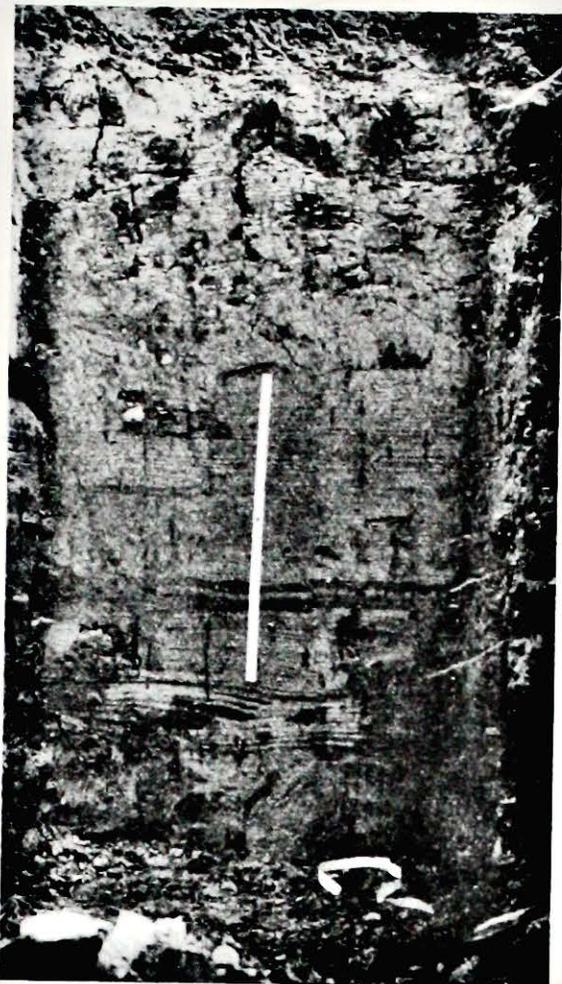


Foto Carl C:zon Caldenius.

Fig. 23. Un escalón de la excavación para el perfil N° 16 de la laguna Blanca, mostrando el aspecto de sus varves. Los varves -2 592 y -2 596 se destacan por su material grueso de arena como estratos oscuros en la mitad inferior de la cinta de papel. Arriba de ésta, derrumbamiento. — *A step of the stairs, cut for the profile 16 at Laguna Blanca, showing the aspect of the varves. The varves -2 592 and -2 596 appear at the lower half of the paperslip as dark layers on account of their coarse, sandy material. Above the paperslip slidden clay.*

En los locales investigados, como resulta de las descripciones de estos perfiles, consiste el sedimento glacialacustre en material muy arcilloso con varves delgados, de límites generalmente paralelos y horizontales. Los diagramas coinciden muy bien en estas partes de los perfiles. La influencia local en forma de lentes de arena se hace sentir dentro de varias zonas en la parte inferior de los perfiles N°s 12 y 13, pero, sin embargo, es también acá muy buena la coincidencia entre los diagramas. Evidentemente se ha efectuado la sedimentación sin mayores perturbaciones.

3,68 m varves arcillosos, espesor medio de 1—1,5 cm;  
(los varves -1 948—-2 183) (g);  
fondo no alcanzado.

*Perfil N° 16.* Carl C:zon Caldenius y J. Roman Guñazú (Febrero de 1927).

- 1,50 m derrumbe de arcilla glacial y tierra negra;
- 0,44 » varves anuales arcillosos, espesor medio de 1 cm;  
(los varves -2 253—-2 310);
- 0,06 » varves arenosos; (los varves -2 311—-2 312);
- 0,29 » varves arcillosos, espesor medio de 1 cm;  
(los varves -2 314—-2 345);
- 0,22 » varves destruídos;  
(los varves -2 346—-2 354);
- 1,69 » varves arcillosos, espesor medio de 1 cm, límites generalmente horizontales, paralelos, pero pocos varves aislados con lentes de arena y límite superior ondulado;  
(los varves -2 355—-2 583);
- 0,59 » varves arenosos, algunos de gran espesor, otros delgados con lentes de arena, carácter local;  
(los varves -2 584—-2 620) (fig. 23);
- 0,88 » 1 varv arenoso y espeso; (el varv -2 621); morena de fondo.

Por el lado este de la laguna Blanca encontramos material glacial proximal únicamente al norte, pero no en el sud de la región, donde medimos los perfiles. El istmo entre la laguna Blanca y la laguna Chica en dirección de N a S, está constituido por arena glacial y por rodados. Abunda más el material glacial proximal en el lado oeste de la laguna Blanca, puesto que a menudo se ven allí espaldones glaciales entre la morena y la laguna. La desembocadura del río glacial parece, por consiguiente, haberse ido sucediendo en este lado de la depresión, lo cual explicaría que el material fino se acumulara en el lado opuesto.

Otras de las causas contribuyentes a la abrigada situación de esta región respecto a la sedimentación, fué probablemente la forma del borde del hielo. La conexión de los diagramas de los perfiles N<sup>os</sup> 12, 13 y 16 muestra que el borde del hielo tenía rumbo N—S casi directo, al dejar libres estos parajes. El glaciar tenía así durante su retroceso la forma de una lengua, bien avanzada en el centro de la depresión de la laguna Blanca, la cual, naturalmente, pudo apartar con eficacia la corriente del río glacial hacia el oeste.

En el perfil N<sup>o</sup> 14, que contiene los varves más jóvenes medidos, el espesor medio de los 150 varves superiores es más del doble del de los varves inferiores más viejos. Como

este aumento de la cantidad del material anualmente acumulado no puede resultar del relleno progresivo de la cuenca del lago, habiendo todavía bastante profundidad

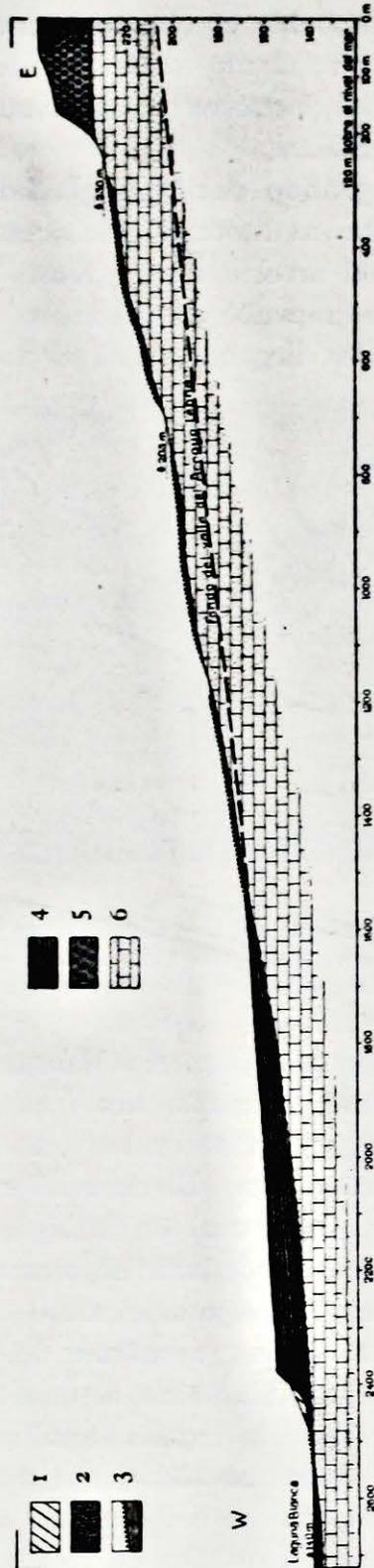


Fig. 24. Sección de las terrazas litorales y del fondo del lago glacial de la laguna Blanca. Escala horizontal 1 : 16 000. Escala vertical 1 : 4 000. — Section of the littoral terraces and the bottom of the ice-dammed Laguna Blanca. Horizontal scale 1 : 16 000. Vertical scale 1 : 4 000.

Referencias. — Legend.

1. Derrumbe. Debris. — 2. Arena de erosión litoral. Glacial sand. — 3. Bloques residuales. Residue of boulders. — 4. Depósito gotiglacial, glacial varve clay, de arcilla con varves anuales y finos. Gotiglacial varve clay. — 5. Morena de fondo. Till. — 6. Arenisca y toba terciaria. Tertiary sandstone and tuff.

de agua, lo más probable es que tenga relación con la oscilación del borde del hielo, que tuvo por resultado la morena del río Verde, o mejor dicho, que la desembocadura del río glacial retrocediera nuevamente hacia fuera o hacia la depresión de la laguna Blanca.

**Desarrollo geográfico del lago glacial.** Dentro de la depresión de la laguna Blanca hay dos terrazas litorales glacialacustres, encontrándose la una 230 m, y la otra 203 m sobre el nivel del mar (véase la sección, fig. 24, las fotografías fig. 28 y 29, lám. 9). La superior se debe a un desagüe por el valle del actual río Zurdo, hacia el norte, llegando hasta el valle del río Gallegos, y la inferior a un



Foto J. Roman Guiñazú, 1926.

Fig. 25. Desagüe del lago gotiglacial de la laguna Blanca en el valle del actual río Manzanos. Fotografía hacia el este. — *Valley, cut by the waters in the outlet of the gotiglacial icedammed lake of Laguna Blanca. The actual Manzanos-river-valley.*

desagüe por el valle del actual río Manzanos (fig. 25) hacia el sudeste al estrecho de Magallanes (véase el mapa, lám. 12). En todos los perfiles existe entre los varves  $-2\ 345$ — $-2\ 353$  un horizonte removido, donde la estructura de los mismos está borrada por completo. El material consiste en arena y una masa arcillosa, gruesa y granulosa, en la cual se distinguen gastados pedazos redondos de varves con sus zonas de verano y de invierno bien conservadas. Como este horizonte removido parece que ha sido esparcido sobre todo el fondo del lago glacial, será necesario atribuirlo a alguna catástrofe de tal extensión, que todo el lago glacial haya sufrido con ella. Sin duda alguna esta catástrofe ha sido el descenso del nivel del lago glacial de la terraza litoral superior a la inferior. Cuando se abrió el nuevo desagüe el agua fué succionada violentamente de las orillas, erodando el fondo del lago; rompiéndose entonces los varves superficiales, suspendiéndose unas partes y siendo otras arrastradas en trozos más adentro, rodando sobre el fondo. Estabilizándose el nuevo desagüe, el material así suspendido depositóse, lo que debe haber dado como resultado una formación de la estructura de dicho horizonte.

Precisar la fecha de esta catástrofe que tuvo lugar en el año -2 345, ha sido de gran importancia, pues nos dió la clave para orientarnos sobre el curso del retroceso del hielo dentro de la depresión de la laguna Blanca. El número de los varves medidos, siendo 287 más antiguos que el horizonte removido, nos da una medida mínima del tiempo del retroceso del borde del hielo, desde la morena de la laguna Blanca hasta el valle del río Manzanas. Desgraciadamente tal vez nunca podamos obtener fecha más exacta de este retroceso, porque en la región entre el desagüe del río Zurdo y los perfiles investigados la erosión no dejó rastro alguno del sedimento glacialacustre distal.

Cuanto al oeste llegaba el borde del hielo antes de empezar el avance, durante el cual fué acumulada la morena del río Verde es cosa que no he podido determinar todavía. En el río Verde, sin embargo, se halla descubierto el basamento de la morena y el consiste, en nuestro perfil N° 2, en 10,5 m material glacifluvial (descansando sobre arenisca terciaria), en su parte inferior en 5,5 m arena gruesa y en la superior en 5,0 m arena con cintas de limo. En este material hay intercalados no menos de 3 lechos de morena de fondo con espesores que varían entre 0,2 m y 1,0 m, haciendo presumir repetidas oscilaciones pequeñas del borde del hielo. No debemos atribuir importancia capital al aspecto proximal de estos depósitos glacifluviales, pero el manifiesta, como también el aumento del espesor de los varves superiores del perfil N° 14, en la laguna Blanca, que el glaciar en el seno Skyring no ha podido retirarse muy al oeste, antes que ocurriera el nuevo avance.

Ciertos datos indican que se redujo bastante la anchura del glaciar durante el retroceso. No tenemos del seno Skyring observaciones directas sobre este punto, pero las circunstancias pueden considerarse análogas a las del seno Otway. Pues en el río Grande, al sud del cerro Yunque y a la mitad de la orilla norte del seno Otway observó Halle (Halle 1910) un perfil, formado por 45,5 m de morena, yaciendo sobre 21,5 m de formaciones estratificadas de pedregullo, arena y arcilla con restos de plantas. La morena se hallaba tapada por 5—10 m de pedregullo estratificado. La base de las formaciones estratificadas inferiores no estaba al descubierto. Desgraciadamente no han sido determinados los fósiles de plantas, los cuales, entre otras cosas, consistían en ramas, hierbas y musgos, pero Halle entiende que son cuaternarios. A mi parecer es lo más probable, en virtud de la situación del hallazgo, que la morena sobrepuesta sea una morena lateral, correspondiente al mismo estado que la morena del río Verde. Tendríamos, por consiguiente, en los fósiles de plantas, restos conservados de la flora, que cubrió los alrededores del glaciar, durante el tiempo de su retroceso entre las morenas de la laguna Blanca y del río Verde.

Con el varv del año -1 947, 398 años después de la catástrofe con la cual se abrió el desagüe en el valle del río Manzanas, empieza a aumentar el espesor de

los varves del perfil N° 14, anunciando el nuevo avance del glaciar que llegó a la morena del río Verde, y aún 147 años más tarde es probable que se hallara estacionado junto a ella (el último varv medido es del año -1800).

La fecha en que el borde del hielo se retiró de la morena del río Verde, no es posible determinarla con ayuda del actual material de investigación, pero se presume que el retroceso entre la morena y la orilla del seno Skyring duró más de 200 años, por el número de los varves en el perfil N° 10. Cuando el borde del hielo hubo pasado la esquina noreste del cerro Palomar, se abrieron, sobre la

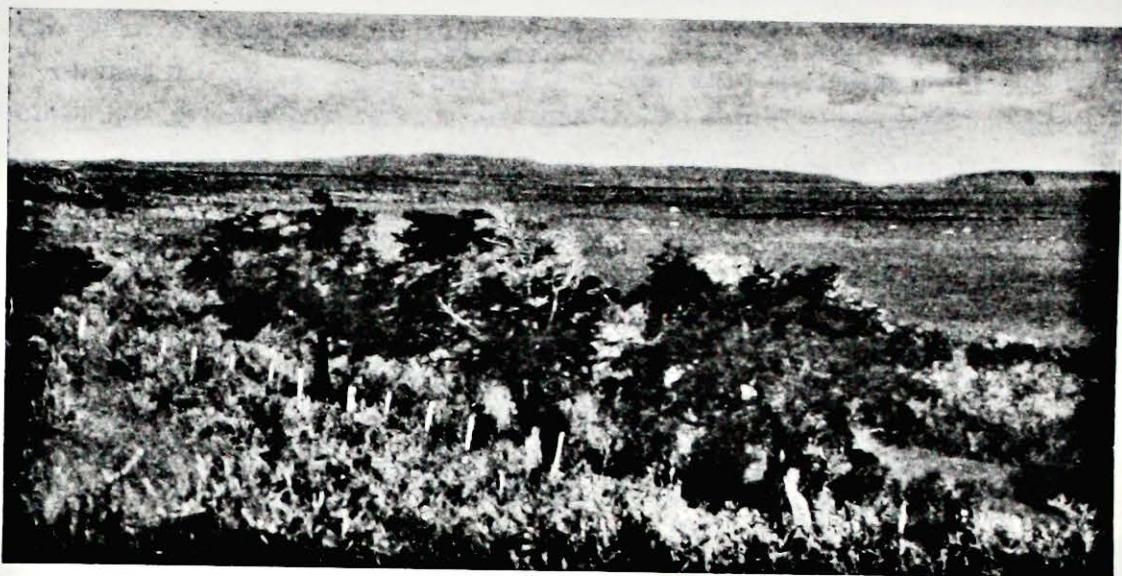


Foto J. Roman Guñazú, 1926.

Fig. 26. La gran terraza litoral glacialacustre, (del lago finiglacial del seno Skyring), cortada en la ladera interior de la morena del río Verde; en el fondo a la derecha la abra del canal Fitz Roy. Fotografía hacia el sud. — *The big litoral terrace of the finiglacial icedammed lake of Seno Skyring, cut at the interior side of the finiglacial terminal moraines at the river Verde. In the background to the right the opening of the channel Fitz Roy. Photo to the south.*

morena lateral allí existente, nuevas vías de desagüe para el lago glacial. Varios valles, atravesando la morena lateral, se dirigen aquí hacia el canal de Fitz Roy, que los cruza, siendo más cortos cuanto más al oeste nacen, porque más al norte los corta el canal. Éste (fig. 33, lám. 11) está, como lo demostraron Halle y Quensel, (Halle 1910, Quensel 1910) en toda su longitud socavado en los depósitos glaciales cuaternarios y formó el último desagüe para el lago glacial en el seno Skyring, cosa que indican claramente los valles recién nombrados.

La profundización del canal Fitz Roy se efectuó en etapas. Ya Halle midió varias terrazas litorales alrededor del seno Skyring y nosotros hemos nivelado detalladamente las existentes en su extremo este.

Son especialmente algunas terrazas entre 14 y 23 m sobre el nivel del mar que están escalonadamente cortadas en escalones angostos y cuyo conjunto forma una

sola gran terraza bordeando el bajo terreno llano que circunda el extremo este del seno Skyring (fig. 26 y 27). Arriba de esta terraza hay otras en alturas de 50, 44, 40, 30, 27 m sobre el nivel del mar, pero ninguna desarrollada tan grandiosamente como ésta, que en efecto debe marcar un estado glacialacustre con un desagüe estable durante un largo tiempo. Las aguas habían empezado salir por el valle del canal Fitz Roy, porque en ambos lados de su parte septentrional se hallan terrazas correspondientes a la gran terraza del seno Skyring. La larga constancia de la base de erosión en este estado del desagüe, creo que se explica por desembocar éste probablemente en el lago glacial del seno Otway, que virtió sus aguas sobre el ancho umbral morénico nivelado, en su término este.



Foto J. Roman Guiñazú, 1926.

Fig. 27. Detalle de la gran terraza litoral del lago finiglacial del seno Skyring. Fotografía tomada cerca de la estancia Maria. — *Detail of the big litoral terrace of the finiglacial icedammed lake of Seno Skyring. Photo in the neighbourhood of the estancia Maria.*

Abajo de esta gran terraza, son marinas todas las terrazas y cordones litorales que nosotros hemos observado en el extremo este del seno Skyring. Se encuentran en niveles de 0,9, 1,2, 2,6, 3,4 y 5,7 m sobre el nivel del mar y son acompañadas por moluscos marinos de las especies actuales en el seno. Se vació el lago glacial y penetró el mar por el canal Fitz Roy cuando se niveló con el Pacífico el lago glacial del seno Otway, porque las terrazas marinas más altas en el seno Otway y en el canal Fitz Roy llegan a los mismos niveles como las del seno Skyring.

En Mina Marta, Halle midió terrazas a 10,9 y 8 m; y en Puerto Altamirano a 11 y 8 m sobre el nivel del mar, las cuales se intercalan en estos lugares entre las terrazas glacialacustres y marinas ya descritas. Posiblemente esas terrazas hayan tenido sus correspondientes en el extremo este del seno Skyring, aunque la abrasión las haya borrado en la posición más expuesta que allí tuvieron. Una cuestión muy interesante, aunque todavía no bien aclarada, es la deformación secular de las terrazas. Parece que las alturas de las terrazas marinas no hayan sido alteradas

por tales movimientos, alcanzando las más altas una línea horizontal, pero en la gran terraza glacilacustre se puede notar cierta tendencia de inclinación hacia el oeste. Las cifras más altas de los niveles de esta terraza los hemos obtenido en la esquina sudeste del seno Skyring. Su situación es aquí la más expuesta por los vientos más fuertes del seno y afuera de la terraza se extiende un vasto terreno llano, dos circunstancias que contribuyen a alzar la superficie de las aguas sobre la normal en tormentas extraordinarias. Hasta tanto se practique una investigación más detallada, tengo que dejar en suspenso considerar si esto es suficiente para explicar la diferencia de 6 m, observada en el nivel de la terraza.

La situación del borde del hielo cuando se vació el lago glacial del seno Skyring no es conocida. Es cierto que Halle no observó ninguna terraza litoral levantada en el lado norte del seno Skyring al oeste del puerto Altamirano, pero la causa puede ser debida, como él mismo lo acentúa, que en las orillas rocosas a pique de la parte oeste del seno no fueran erodadas terrazas litorales. Pero no es probable que el borde del hielo dentro del seno Skyring haya podido tener una situación muy al este, habiendo el hielo desaparecido casi por completo dentro del seno Otway, en la época, en que se efectuó la comunicación con el mar por el canal Jeronimus.

Después del vaciamiento de los lagos glaciales en esta región el terreno ha quedado casi intacto. Los valles que fueron erodados en esa época y que desembocan en los diferentes niveles de esos lagos, se hallan aún casi en el mismo estado de erosión que cuando el agua de derretimiento cesó de correr por ellos (fig. 20). Los fondos han sido surcados por los actuales arroyos, pero en la laguna Blanca se limitan estos surcos a los barrancas de la laguna, mientras el agua entre éstas y los valles mencionados se esparce sobre la superficie llana del antiguo fondo glacilacustre.

**La conexión entre los diagramas del lago Epuyén y de la laguna Blanca.** Habiendo establecido que la morena del río Verde, la más moderna de alguna importancia del glaciar del seno Skyring, había sido acumulada durante una oscilación de extensión limitada en el retroceso del hielo de la penúltima morena, ofreciendo así circunstancias similares a la formación de la última morena en el valle del lago Epuyén, hubo causa para presumir que el lago glacial de la laguna Blanca fuera contemporáneo con aquél de Epuyén, cuyos depósitos se hallan cubiertos por morena.

Comparé los diagramas de los varves para tratar de encontrar alguna semejanza. No abrigaba mucha esperanza, porque el depósito de Epuyén está, como ya he mencionado, en gran extensión aplastado y plegado por la presión de la morena sobrepuesta y por el nuevo avance del glaciar. Pero después de algunos días de búsqueda hallé una perfecta conexión entre los diagramas (lám. 5 y 6).

De las partes superiores de los perfiles N<sup>os</sup> 4 y 7 de Epuyén coinciden 81 %

y de la parte inferior del perfil N° 4, bajo de la gran zona de plegamiento, 92 % con los varves de la laguna Blanca. Las coincidencias muestran tantos detalles convincentes y se refieren a tan largas series de varves que otra explicación que la contemporaneidad de los varves está excluída. La distancia entre ambas regiones es 1100 km. Actualmente la nebulosidad y la precipitación es más grande en la laguna Blanca que en el lago Epuyén. Si se puede suponer que las mismas condiciones respecto del tiempo reinaba en la época del retroceso de los glaciares, aparentemente no ha influído mayormente alternando la variación del espesor de los varves, dada de la radiación solar.

De la conexión se desprende un resultado muy interesante. El pequeño glaciar de Epuyén parece haber iniciado su avance aproximadamente 100 años antes que el del seno Skyring que es considerablemente más importante.

### **Comentarios al mapa, lám. 12.**

Aunque hemos reconocido los alrededores de la laguna Blanca en muchas direcciones, no nos ha sido posible fijar el trazado del límite entre los sistemas morénicos al este y al norte de la laguna. En estas regiones el mapa debe considerarse esquemático. Además, reina cierta incertidumbre respecto a la extensión de la parte sudoeste del lago glacial en la depresión de la laguna Blanca y del lago glacial alrededor del río Pescado.

---

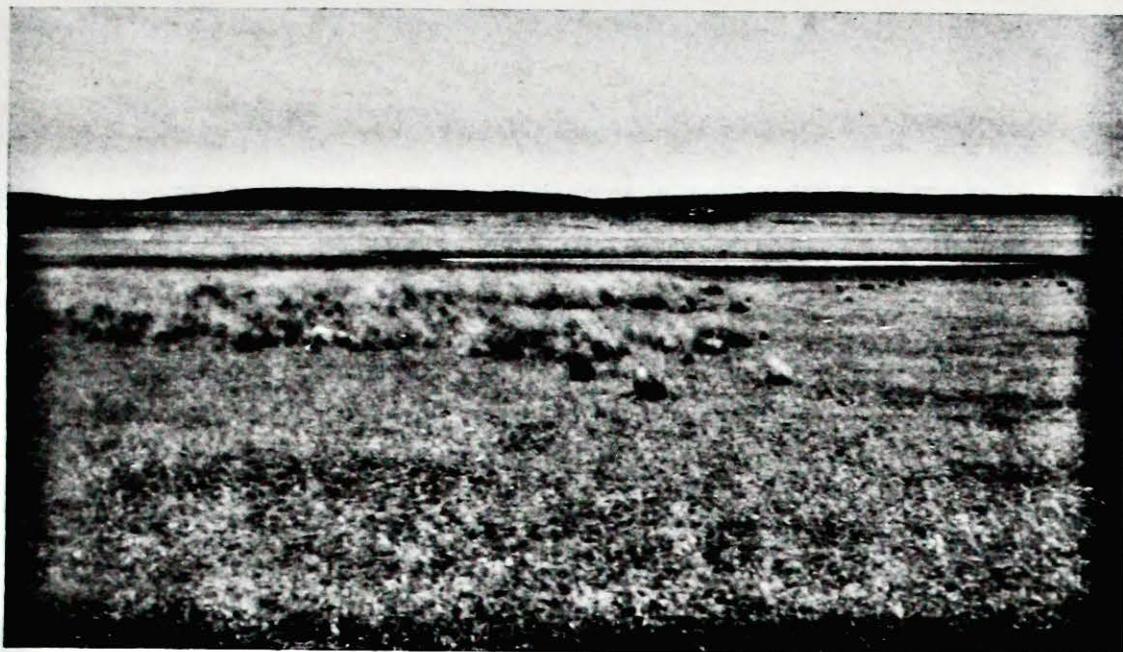


Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 28. La morena terminal de la laguna Blanca (gotiglacial), ambas terrazas litorales y el fondo del lago gotiglacial. Fotografía hacia el este. — *The gotiglacial terminal moraine east of Laguna Blanca, the two litoral terraces and the bottom of the icedammed lake.*

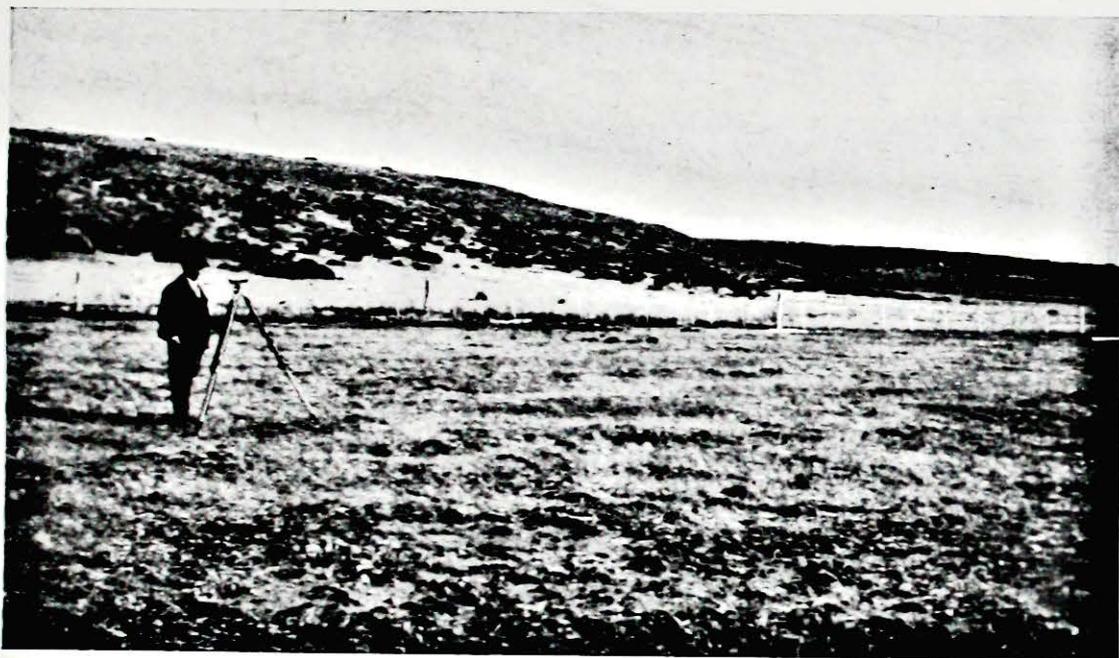


Foto Walter Pagels, 1927.

Fig. 29. La terraza litoral superior del lago gotiglacial de la laguna Blanca. — *The upper litoral terrace of the icedammed lake at Laguna Blanca.*

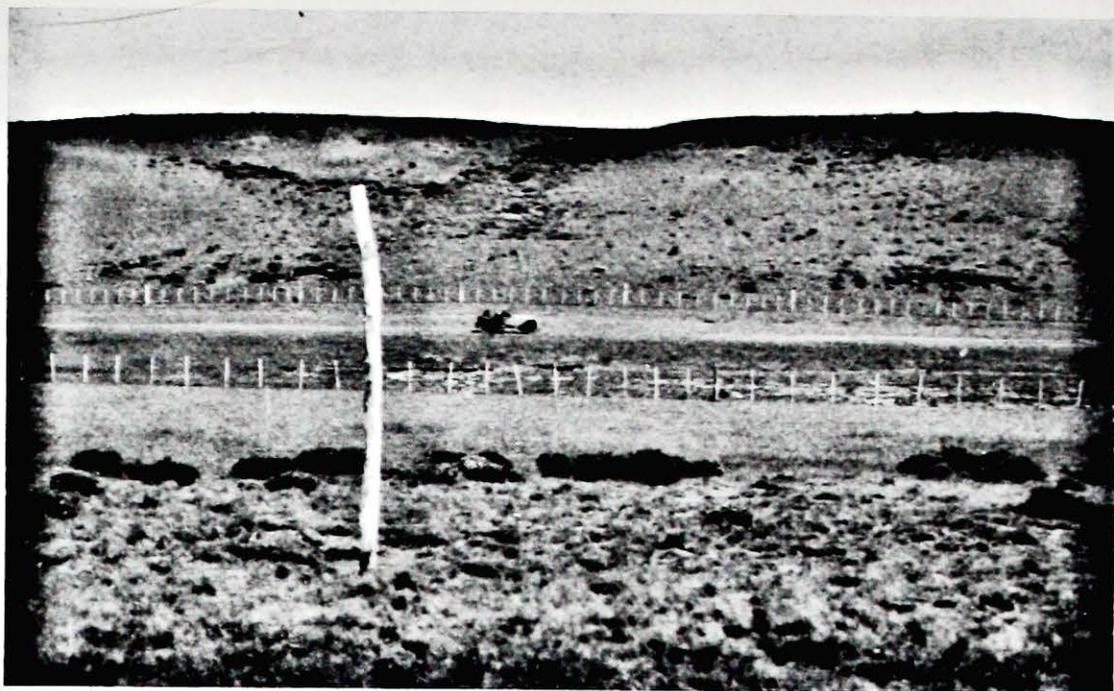


Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 30. Un valle de desagüe glacifluvial dentro de las morenas terminales de la laguna Blanca (gotiglaciales). — *A glacial outwash valley in the glacial moraine northwest of Laguna Blanca.*



Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 31. La zona límite de las morenas terminales del río Penitentes y de la laguna Blanca. — *The boundary-zone of the terminal moraines of Rio Penitentes and Laguna Blanca.*



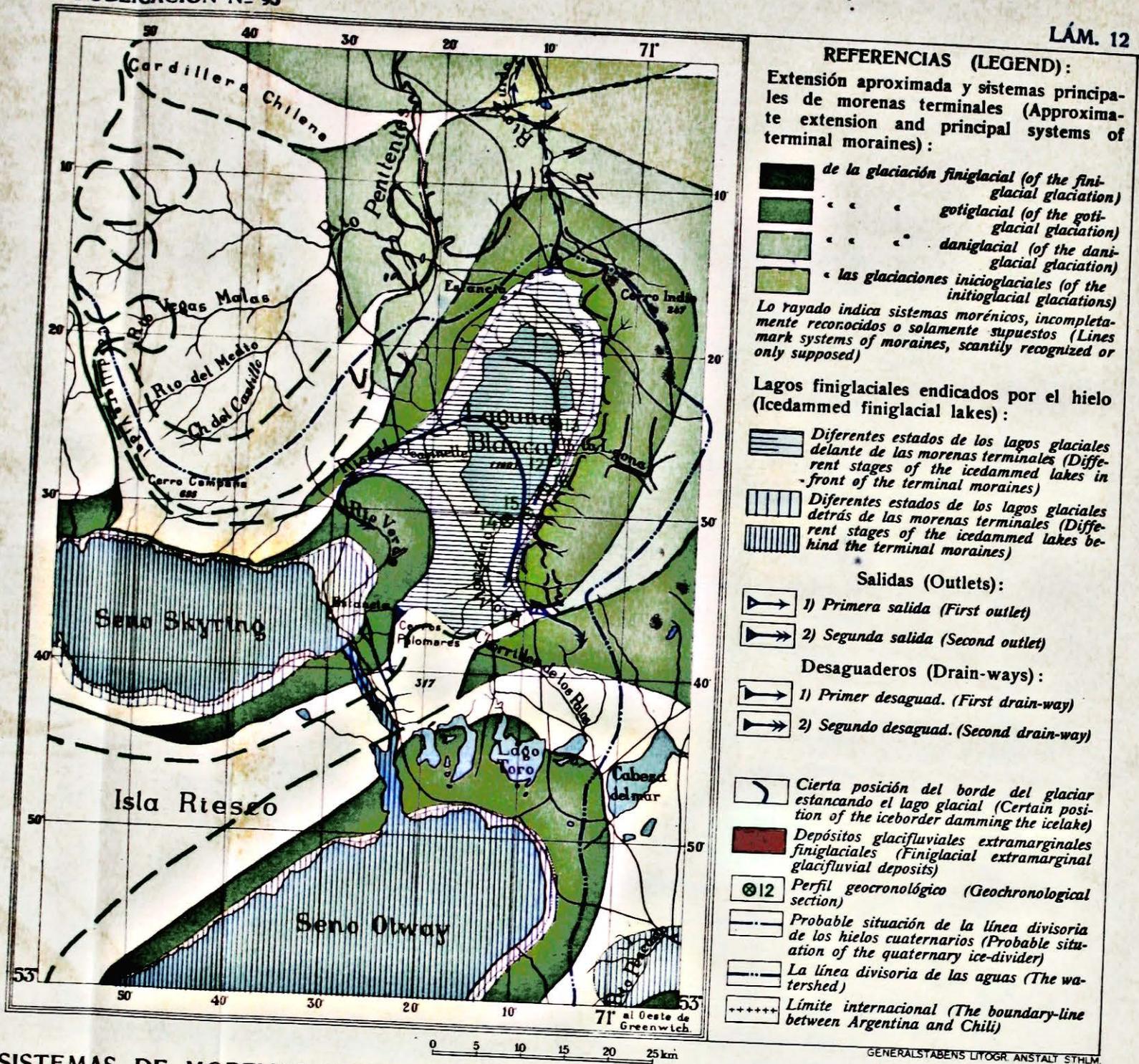
Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 32. Afloramiento de la arcilla glacialacustre en varves de una barranca de la laguna Blanca. — *The varved clay exposed in the banks at the eastern side of Laguna Blanca.*



Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 33. Desagüe del lago finiglacial del seno Skyring, el canal Fitz Roy, poco al sud del establecimiento Los Amigos. Las barrancas están cortadas en depósitos glaciales. — *Valley, cut by the waters in the outlet of the finiglacial icedammed lake of Seno Skyring, the actual channel Fitz Roy, south of Caleta Los Amigos. The banks are composed of glacial deposits.*



0 5 10 15 20 25 km

GENERALSTABENS LITOGR. ANSTALT STHLIM

SISTEMAS DE MORENAS TERMINALES Y DE LAGOS FINIGLACIALES ENDICADOS POR EL HIELO EN LA REGIÓN DE LA LAGUNA BLANCA, TERR. DE MAGALLANES, CHILE. Escala 1 : 750 000

Mapa compilado por Carl C:zon Caldenius 1926-1927 a base del mapa topográfico en escala 1:500 000 de la Oficina de Mensura de Tierras de la República de Chile.

SYSTEMS OF TERMINAL MORAINES AND OF FINIGLACIAL ICEDAMMED LAKES IN THE REGION OF LAGUNA BLANCA, TERRITORY OF MAGALLANES, CHILI. Scale 1 : 750 000

Map compiled by Carl C:zon Caldenius 1926-1927 and based upon the topographical map, scale 1:500 000, of the Oficina de Mensura de Tierras in Chili.

### CAP. III.

#### El valle del río Corintos.

(43° 10' lat. sud; 71° 10'—71° 20' long. oeste.)

Yendo de Epuyén hacia el sud no encontramos hasta Esquel y Súnica puertas de la Cordillera en forma y tamaño comparables con la del valle de Epuyén. También esas entradas están obstaculizadas por arcos colosales de morenas terminales, con sus correspondientes terrazas glacifluviales extramarginales, cuyas acumulaciones aquí como en Epuyén han cambiado en grado sumo la orografía preglacial, teniendo por resultado que la línea divisoria de las aguas fuera removida sobre ellas hasta el pie oriental de la Cordillera (véase el mapa, lám. 18).

Moreno menciona esta circunstancia (Moreno 1899), en la «Frontera Argentina-Chilena en la Cordillera de los Andes», ilustrándola con bellos panoramas fotográficos. Uno de estos panoramas muestra el fondo bien conservado de un lago glacial (obra citada lám. 73, fig. 2), con las terrazas glacialacustres y glacifluviales que lo circundan, en el valle superior del río Corintos. Como me parecía que allí se presentara la posibilidad de llevar a cabo una investigación geocronológica, entré en mi plan de viaje 1925—1926 trasladarme a esa región, una vez terminados los trabajos en Epuyén.

La morena de Súnica, que entre el cerro Tecka (1 420 m) y el cerro Thomas (1 680 m) cierra la desembocadura del valle en que nace el río Corintos, y que corre de S a N, obliga al río a buscarse camino hacia el oeste, mediante una curva amplia en esta dirección, cortando el muro de porfirita de la precordillera en un valle angosto, entre el cerro Minas (1 850 m) y el cerro Colorado (1 070 m) al sud y el cerro Thomas y el cerro Nahuelpan (2 145 m) al norte. Al oeste de estos cerros el río penetra en el «Valle 16 de Octubre», el valle longitudinal más famoso y más fértil de la Cordillera oriental, uniéndose con el río Percey, que nace en el extremo norte del mismo valle. El río Percey recibe del este como afluente al arroyo Esquel, cuyos manantiales se encuentran en la morena de Esquel.

Esta morena forma, entre el cerro Nahuelpan y el cordón Esquel (2 000 m), una barrera que se levanta a más de 300 m sobre los sedimentos terciarios modernos del fondo del «Valle 16 de Octubre». El agua del río Corintos llega al Pacífico por medio del caudaloso río Fetaleufú que, viniendo del NW de la Cordillera central, entra al «Valle 16 de Octubre», corriendo por entre los cerros Situación (2 030 m) y Ascensión (2 100 m) y, rodeando este último, se vuelve hacia el Pacífico para desembocar en él, efectuando en el valle una abrupta curva y saliendo por una larga angostura en el valle entre los cerros Ascensión y Cónico (2 260 m).

**Topografía glacial.** En esta región, como en los valles de Epuyén y de «El Maitén», se anuncian generalmente los rastros de la escultura glacial únicamente por la forma de la roca, pero también aquí y especialmente dentro de la parte oriental están totalmente borrados por la acción del tiempo y la erosión del viento

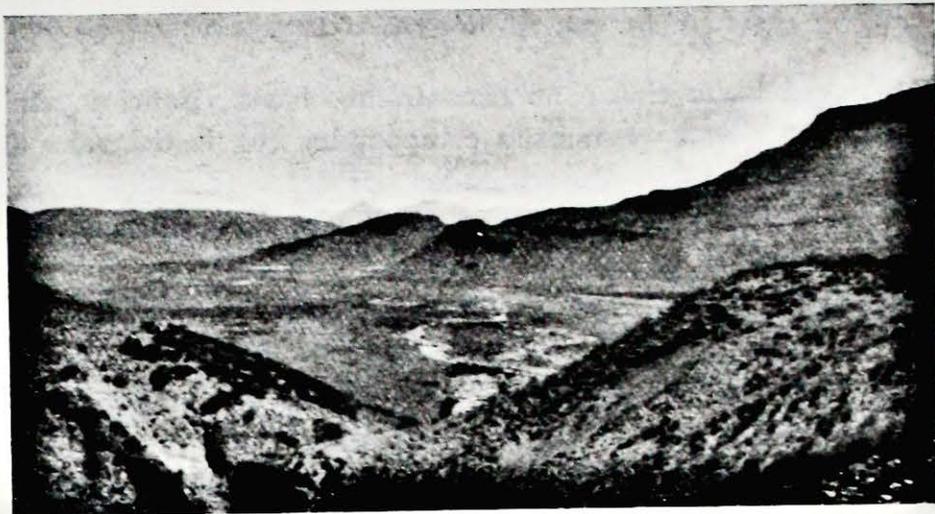


Foto I. Rafael Cordini, 1926.

Fig. 34. Parte del valle del río Corintos entre las dos angosturas situadas entre los cerros Nahuelpan (en el primer término) y Minas (a la derecha). En el fondo a la izquierda los cerros Colorado y los picos nevados del cordón Situación. El río serpentina sobre una llanura postglacial, que ocupa toda la anchura del fondo del valle. Sobre las laderas escarpadas pequeños restos de depósitos glacialacustres. — *Part of the Corintos-river-valley between the two cañons situated between the mountains Nahuelpan (in the foreground) and Minas (to the right). In the background to the left the mountains Colorado and the snowcapped summits of the «Cordón Situación». The river serpentine in a postglacial fluvial plain occupying the whole bottom of the valley. On the steep sides small remnants of icelake-deposits.*

(fig. 34). La porfirita y las formaciones sedimentarias cretácicas y terciarias que aquí afloran consisten casi todas en rocas poco resistentes. Aún dentro del «Valle 16 de Octubre» es tan seco el clima que la vegetación del fondo del valle está compuesta, principalmente, de los elementos de la flora de la estepa patagónica. Bosque existe solamente muy arriba en las laderas del valle donde la precipitación es más grande; en el oeste encontramos cipreses y en el este robles. Sobre la plataforma de la cumbre del cerro Thomas, como en la parte alta de la ladera oriental de este cerro y del cerro Minas, crecen densos bosques de robles.

Al este del «Valle 16 de Octubre» y dentro de él, son bastante raras las rocas aborregadas conservadas, mientras que en los valles que del oeste de la Cordillera central se dirigen hacia el «Valle 16 de Octubre» ellas ponen su sello en la topografía de la roca. En el valle en que sale el río Fetaleufú se ven arriba de la

angostura, todavía a la altura del cerro Cónico, verdaderas rocas aborregadas hacia el este. Los valles al norte y al sud del cordón Situación, tienen la forma típica de »U«, con evidente pulimento del hielo de N y NW. En general, indican las observaciones sobre el movimiento del hielo, que éste se amoldó dócilmente a las direcciones de los valles. Las pocas estrías que se pudieron medir en el valle del río Corintos nos muestran, como ejemplo, en la punta norte del cerro Colorado, un movimiento del hielo de N 25°—40° W, en la ladera sud del cerro Thomas de W a E, y en la ladera sudeste del mismo cerro de S 45°—60° W.

En rocas existentes dentro de la curva cerrada del río Corintos hacia el oeste, en Súnica, se conservan dos sistemas de estrías, uno más antiguo, con dirección N 80° W, y otro más moderno, con dirección N 60°—65° W; el primero, probablemente grabado al encontrarse todavía el borde del hielo en la morena terminal, y el último, tal vez submarginal, después de que la mayor parte del territorio entre el cerro Thomas y el cerro Tecka se viera libre del hielo.

**Sistemas de morenas terminales.** De las morenas terminales mencionadas en los valles de Esquel y Súnica son las morenas de Súnica las mejor conservadas, aunque su forma primitiva esté lejos de resaltar tan claramente como la morena de Epuyén. La acción de erosión de diferentes clases: glacifluvial, eólica, y de la soliflucción ha destruído mucho la topografía morénica.

De la morena de Esquel quedan solamente restos muy insignificantes, que en el oeste limitan el cono de transición, cuyo material en forma de espesas terrazas glacifluviales rellena el valle longitudinal preandino (fig. 37, lám. 13).

Las morenas de Súnica se dividen en dos sistemas de morenas, uno exterior, más al este, de cerca de 5 km de anchura, entre el extremo noroeste del cerro Tecka y el extremo sudeste del cerro Thomas, y el otro interior de 2 km de anchura, más al oeste, desde la punta sudeste del cerro Tecka hasta la punta sudoeste del cerro Thomas. Estos dos sistemas de morenas están separados por un ancho valle glacifluvial, el cual más adelante corta las morenas exteriores. En este valle fué localizado el agua de deshielo a su paso sobre las morenas exteriores, y a él se limitó la erosión glacifluvial digna de mencionarse aquí, dando por resultado que las morenas del sistema antiguo conservaran mejor la topografía primitiva que las del sistema más moderno.

Las morenas exteriores, así como también las interiores, continúan dentro del valle del río Corintos por morenas laterales, de las cuales las pertenecientes a las exteriores se encuentran a mayor altura que las de las interiores. Las morenas laterales más antiguas las volvimos a hallar solamente en la pendiente sudeste del cerro Thomas y en la del este del cerro Minas, mientras que hemos podido seguir rastros de las más modernas en los dos lados del valle del río Corintos hasta el »Valle 16 de Octubre«. Aquí se unen en la pendiente oeste del cerro Nahuelpan con las morenas laterales de la ladera sudoeste del cordón Esquel, las cuales se

juntan inmediatamente con la morena terminal de Esquel; esto prueba, por consiguiente, la contemporaneidad de esta morena con la morena interior de Súnica.

La morena exterior de Súnica corresponde en Esquel, probablemente, a los colosales arcos de morenas terminales que se adhieren a la ladera este del valle longitudinal preandino, frente a la desembocadura del valle de Esquel.

Evidentemente estos arcos en otro tiempo han circundado, en forma de un amplio semicírculo, la desembocadura de este valle, pero más tarde la erosión glacifluvial destruyó la mayoría de los espaldones que atravesaron el valle longitudinal. Restos de ellos se notan todavía al pie del cordón Esquel y del cerro Thomas.

El glaciar que bajó al valle de Súnica ocupó antes una situación más oriental aún de la que indican las dos morenas ya mencionadas; esto está demostrado por los restos de una espesa morena terminal, que cerrara por el extremo noroeste del cerro Tecka el paso entre el valle longitudinal preandino y el valle longitudinal del río Tecka, que se encuentra afuera de aquél. Las morenas laterales, pertenecientes a esta morena terminal, parecen estar totalmente erodadas. La morena correspondiente del glaciar de Esquel debe encontrarse al este de las lagunas del mismo nombre, pero no tuve oportunidad de visitar dicho lugar; probablemente forma el istmo entre las dos lagunas más al norte, y restos de la misma se encuentran en las pendientes al sud del arroyo Temenhuaó.

En el cordón Hualjaina, que por el este limita el valle del río Tecka, se hallan, al norte de la confluencia del arroyo Pescado con el río Tecka, restos de una capa de morena de fondo, pero tan desgastada por la acción del tiempo y de la soliflucción, que hace dudar respecto a su génesis. El tiempo no ha permitido una investigación más detallada de la misma. Consiste en bloques de un tamaño que alcanza hasta 1 m, de una mezcla abigarrada de rocas cristalinas, y en material fino de pedregullo y arena. Esto demuestra, por consiguiente, una extensión del hielo afuera de las morenas terminales ya descritas, correspondiente a una glaciación, sin duda contemporánea con la que indica el sistema morénico más antiguo del arroyo Ñorquincó. Pero no conocemos todavía el límite de dicha glaciación en esta región.

**Depósitos glacialacustres.** En los valles cordilleranos, adentro de las morenas de Esquel y Súnica, hallamos en las pendientes terrazas litorales glacialacustres cortadas, atestiguando la existencia de un sistema de lagos vastamente ramificado, cuando el borde del hielo se trasladó definitivamente hacia el oeste. El tiempo no me permitió un estudio detallado de estas terrazas.

En general son ellas terrazas de erosión y alcanzan su desarrollo máximo en las laderas occidentales del cerro Nahuelpan y del cerro Thomas. En estos últimos lugares forman planicies de varios cientos de metros de ancho, cortadas en la morena lateral.

En ciertos lugares se observaron terrazas de acumulación de mayor extensión.

Éstas se encuentran en las desembocaduras de los valles que se unen con el »Valle 16 de Octubre» y están constituidas por restos de terrazas glacifluviales marginales. La laguna Terraplén, situada a una altura de cerca de 680 m sobre el nivel del mar, tiene obstruída su comunicación hacia el valle del río Percey (que está cortado al este de la laguna a un nivel de 170 m más bajo que aquélla) por una terraza de esta índole que mide 1,2 km de anchura (fig. 43 y 44, lám. 16). Esta terraza rodea con su actual forma de herradura la desembocadura del valle de la laguna Terraplén. Al pie del cerro Cónico y en la ladera oriental del cerro Situación existen, a la altura de 700—800 m más o menos, restos de una terraza, que probablemente ha cerrado los dos valles que entre el cerro Situación y el cerro Cónico del oeste se unen al »Valle 16 de Octubre». Por fin se separa el valle Frío del »Valle 16 de Octubre» en el lago Rosario por medio de una terraza marginal que alcanza más o menos la misma altura.

El sedimento que además ha formado los fondos de los vastos lagos glaciales, de los cuales dan testimonio las terrazas recién descritas, no ha dejado muchas huellas, por causa de la erosión postglacial (fig. 38).

Restos de poca importancia del sedimento glacialacustre con varves anuales se ven en los cortes de los arroyos entre las dos morenas de Súnica. Los valles dentro de ellas han sido casi todos totalmente limpiados por la erosión, del manto de sedimento que los cubría. En el »Valle 16 de Octubre» hay solamente un resto muy insignificante, con pocos varves muy espesos, cerca de la confluencia del arroyo Esquel con el río Percey, y lo mismo sucede en el valle del río Esquel, donde restos, también insignificantes, del sedimento glacialacustre afloran en las barrancas de los arroyos que cruzan el camino desde la estepa hasta Esquel. En el valle de la laguna Terraplén no se encuentran rastros del mismo.

En el valle del río Corintos son más favorables las condiciones, conservándose el antiguo fondo glacialacustre al este del cerro Minas en la parte superior del valle, donde el río le ha cortado un valle hondo y relativamente angosto. El sedimento consiste en su mayor parte en material proximal, pedregullo grueso y arena, y solamente por excepción, en depósitos más distales de varves anuales. En los pocos sitios donde se observaron los varves, ellos son del mismo tipo que en el cerro Rigal, en Epuyén, y discordantemente tapados por una espesa capa de pedregullo grueso. Así, pues, parece que el lago glacial, en esta parte del valle del río Corintos, durante el retroceso del borde del hielo fué muy rápidamente llenado de sedimento.

En la región comprendida entre el cerro Minas y el cerro Colorado queda del depósito glacialacustre un pequeño resto, pero de enorme espesor. En éste, un arroyo ha practicado un hondo corte de 116 m de profundidad, descubriendo un gran número de varves anuales distales (fig. 35, 39 y 40, lám. 14).

Aquí medimos el perfil N° 9. Para alcanzar este perfil, fué menester cortar una

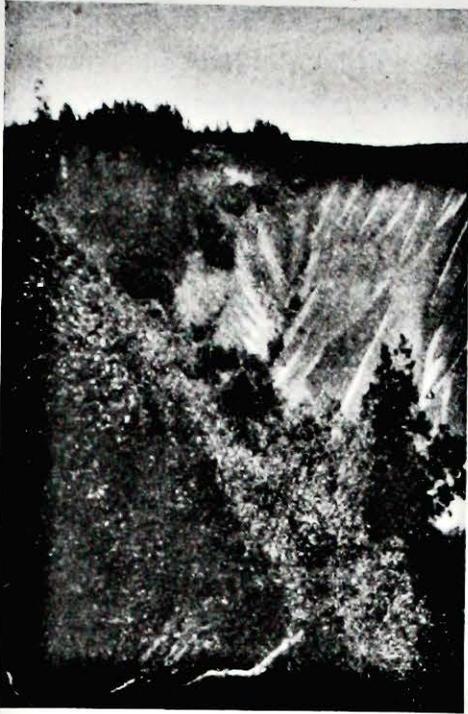


Foto I. Rafael Cordini, 1926.

Fig. 35. La terraza glacialacustre con el perfil No. 9 en el valle del río Corintos. El agua, que penetra entre el pedregullo de la terraza litoral y el limo arcilloso del depósito en varves, da origen al arroyo que ha excavado este corte maravilloso. — *The glacialacustral terrace with the profile 9 in the Corintos-river-valley. The ground water that penetrates between the gravel of the litoral terrace and the clayey loam of the varved deposit gives rise to the rivulet, that has eroded this marvellous section.*

picada en la maraña densa del valle del arroyo, y para poder medir los varves anuales tuvimos que cavar todo un sistema de escaleras en la barranca escarpada.

*Perfil No 9* (véase el mapa lám. 18, la sección fig. 36 y el diagrama lám. 17). Terraza glacialacustre en la ladera norte del cerro Minas, cerca de 2 km al sud de la desembocadura de un arroyo en el río Corintos. La superficie de la terraza se halla a cerca de 735 m sobre el nivel del mar (nivelación con barómetro).

El perfil fué medido en Enero y Febrero de 1926 por Carl C:zon Caldenius, J. Roman Guñazú e I. Rafael Cordini.

Tomado de arriba a abajo consiste en las siguientes capas (véase la sección, fig. 36).

- 21 m pedregullo grueso y rodados, bien estratificados y con estratos inclinadísimos;
- 90,9 » sedimento glacialacustre distal de limo y arena fina con 565 varves anuales, finiglacial;
- 4,6 » morena de fondo con grandes bloques cristalinos;
- 1,0 » arenisca con restos de peces.

La capa pedregosa yace discordantemente en el sedimento glacialacustre y se adhiere a una terraza litoral, cortada en la morena, a una altura

de 749 m sobre el nivel del mar, y forma por consiguiente una terraza litoral de acumulación. Arriba de la incisión de esta terraza se ve también otra, igualmente cortada en la morena, a la altura de 781 m sobre el nivel del mar. Probablemente pertenece el sedimento glacialacustre a este estado más alto y más antiguo del lago glacial.

Los varves anuales del sedimento glacialacustre son muy destacados (fig. 41, lám. 15). La sección de verano de los varves se compone de arena fina y limo, y el espesor varía de 5 a 30 cm con varves aislados más gruesos todavía. La sección de invierno consiste en arcilla fina, de 1 a 3 cm de espesor, de un color que pasa del negro hasta el marrón rojizo. Dentro de la parte inferior del perfil existen muchos varves cortados por deslizamiento, que causa el aplanamiento de las capas de arcilla, mientras en la parte superior solamente fallas pequeñas y

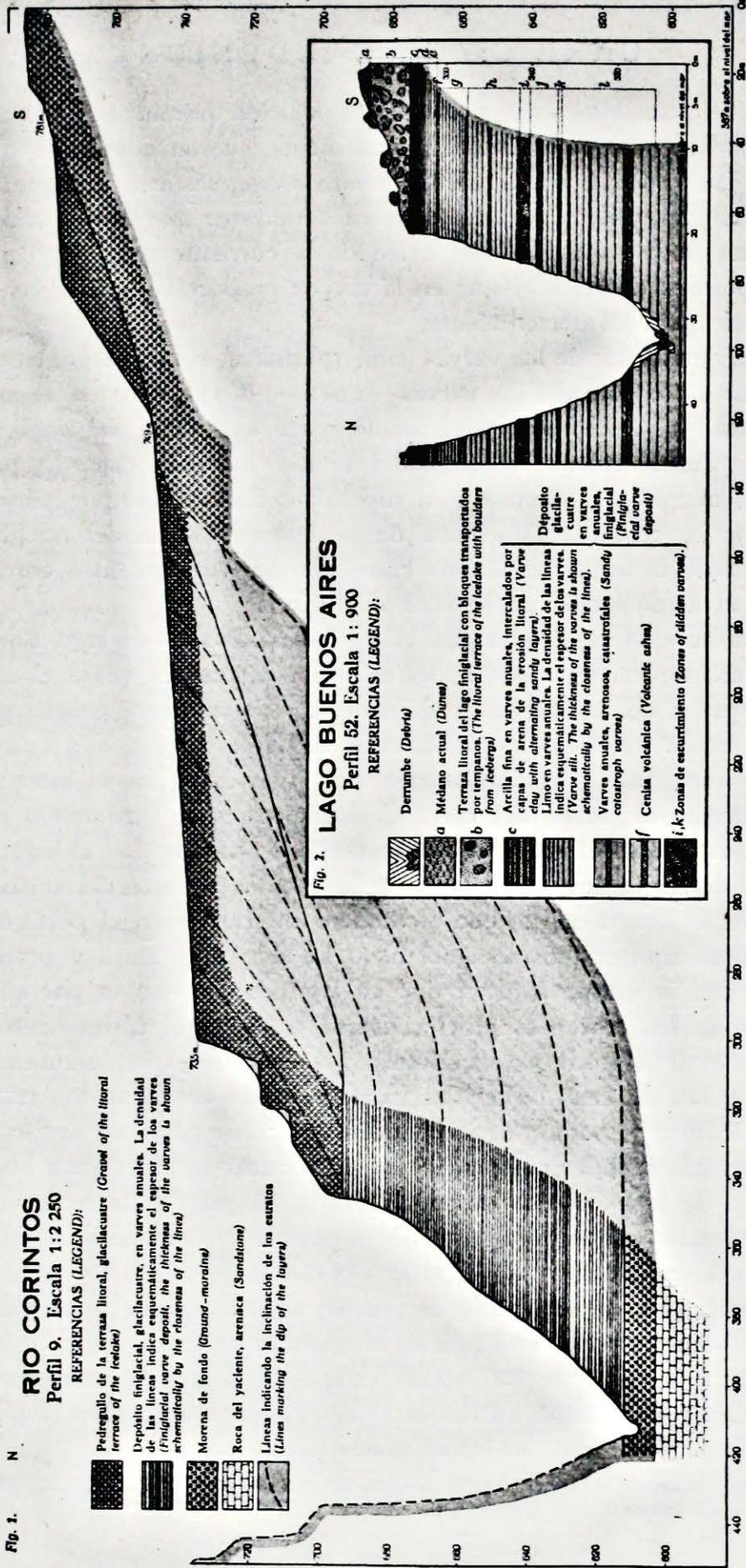


Fig. 36. Perfil N° 9, Río Corintos; perfil N° 52, Lago Buenos Aires.

discordancias de poca extensión alteran la deposición primitiva (fig. 42, lám. 15). Todos los movimientos acaecidos, probablemente, fueron ocasionados por causa del peso de las espesas masas de sedimento sobrepuestas. Aunque los varves anuales aquí son muy espesos, su estructura demuestra que fueron acumulados en un rincón tranquilo y a un lado del curso de la corriente en el lago glacial. En efecto sus espesores deben registrar en la mayor proporción posible las cantidades alternativas del agua del derretimiento.

El diagrama de espesor de los varves (lám. 17) marca, sin embargo, tres máximos, uno en el fondo, conteniendo los varves -1 266—-1 331, otro en el medio de la serie, los varves -963—-1 001, y el último junto a la cima del perfil, los varves -751—-822. Probablemente sólo el del medio ha sido causado por razones climatológicas, mientras el inferior y el superior lo habrán sido por influencia local, el inferior por la cercanía inmediata de la desembocadura del río glacial, y el superior por la de la orilla, en ambos casos con las consiguientes corrientes perturbadoras y su acumulación de sedimento adicional.

El diagrama ha sido conectado con el de los perfiles en el lago Buenos Aires y con diagramas de varves suecos. Sobre estas conexiones véase el capítulo IV.

El gran espesor de los varves y su material relativamente grueso parecen indicar que el borde del hielo no podía estar demasiado lejos, aun cuando se depositaron los superiores. Probablemente éste sólo llegó en su retroceso a una cortísima distancia al oeste del cerro Colorado, pues de otro modo no hubiera podido ser transportado el sedimento suspendido en tal cantidad al lugar del perfil. Puesto que la distancia entre este punto y la esquina noreste del cerro Colorado mide solamente 6 km, mientras que el número de varves en el perfil es de 565, esto significa que aquí el retroceso del hielo ha sido muy lento y probablemente más o menos con la misma lentitud que en Epuyén (10—20 m por año).

**Desarrollo de los sistemas glacialacustres durante el último retroceso del hielo.** Respecto al desarrollo de los sistemas glacialacustres, que durante el retroceso del hielo desde las morenas terminales más modernas ocuparon los valles de Esquel, 16 de Octubre y río Corintos, conocemos todavía poco, no siendo suficientes las nivelaciones hasta ahora efectuadas en las terrazas litorales para establecer un paralelo seguro de los diferentes niveles. Las incisiones de las terrazas están por lo general cubiertas por derrumbes, y no es posible determinar, ni siquiera aproximadamente, su altura primitiva.

Para una investigación semejante es preciso además mapas totalmente nuevos, por mostrarse las indicaciones de altura en el mapa ya existente (Frontera Argentina-Chilena de la Cordillera de los Andes. Mapa de la Región entre los paralelos 41° y 49° 50' lat. sud; Mapa 18, Hoja 2) demasiado inseguras para poder servir como punto de partida, para las nivelaciones necesarias.

De las observaciones hechas hasta ahora, se puede inferir que los lagos glaciales,

que se formaron en los valles de Esquel y del río Corintos, entre el borde del hielo, en retirada hacia el oeste, y las morenas terminales, tenían primeramente sus desagües sobre ellas, en dirección hacia el este por el valle preandino. En sus depósitos glacifluviales extramarginales se han excavado grandes terrazas de erosión que bajan sucesivamente al gran valle de erosión, que actualmente ocupa el arroyo Pescado y que corta la morena terminal que cierra el valle del río Tecka. El agua de los lagos glaciales llegó al Atlántico por conducto de los valles del río Tecka y del río Chubut.

Al retirarse tanto el borde del hielo hasta perder su contacto con la morena lateral en la ladera oeste del cerro Nahuelpan, se unieron los lagos glaciales de Esquel y del río Corintos, sobre el «Valle 16 de Octubre» para formar uno solo, cuyo desagüe, inmediata o paulatinamente, trasladóse sobre la morena de Súnica, que tiene su paso cerca de 100 m más bajo que el de la morena de Esquel. El desagüe del lago glacial se conservó allí hasta después que todo el «Valle 16 de Octubre» se vió libre del hielo. Cuando el lago glacial hubo alcanzado su extensión máxima y el hielo así fué reducido a los glaciares en los valles que del oeste se dirigen al «Valle 16 de Octubre», se hizo una pausa en su retroceso, quedando evidentemente por algún tiempo estacionados los bordes de los glaciares, como muestran las terrazas marginales situadas en las desembocaduras de dichos valles. Respecto a la causa de esta pausa es difícil afirmar algo positivo. Puede haber sido motivada exclusivamente por el desagüe más libre del hielo en estos valles, una vez evacuado el «Valle 16 de Octubre». Pero desde el punto de vista de otras observaciones, hechas más al sud, parece más probable que el estacionamiento hubiera ocurrido por razones climáticas. Lo seguro es, sin embargo, que el hielo, cuando el derretimiento prevaleció nuevamente, se presentó como hielo muerto, siendo difícil explicar de otro modo las depresiones existentes en todos los valles, detrás de las terrazas marginales, depresiones ocupadas actualmente por la laguna Terraplén, el lago Situación y el valle Frío. El lago glacial desaguó y se vació hacia el Pacífico por el valle del río Fetaleufú, donde en el umbral del paso entre el cerro Ascensión y el cerro Cónico cortó paulatinamente un hondo cañadón, por el cual ahora corre el río.

### **Comentarios a los diagramas, lám. 17, y al mapa, lám. 18.**

Los diagramas vueltos hacia arriba pertenecen a diferentes perfiles, en la parte central de Suecia y en Noruega. Las letras B, D, K, L, Lf, M, O, Sp, Sö, U y Vh indican los perfiles suecos, medidos por Gerard De Geer y sus alumnos. Las letras S y Væ marcan los perfiles noruegos en Sogn y Værdalen, medidos por J. Rekstad y Gerard De Geer respectivamente.

Los diagramas puestos hacia abajo son del perfil del Río Corintos, L. Co, y de

los perfiles del Lago Buenos Aires, L. Bu, (su diagrama representa la curva de la media de las medidas de los perfiles N<sup>os</sup> 51 y 52).

La coloración de los diagramas está hecha según los mismos principios que se ha practicado en las láminas 5 y 6 (véase página 31) y en este caso es el diagrama L. Co, del Río Corintos, que está comparado con la escala geocronológica sueca y que anteriormente ha sido publicado por De Geer junto con la escala geocronológica sueca correspondiente (De Geer 1927 a).

En el mapa, las morenas, en los alrededores de los lagos Rosario y Cronómetro y al este de las lagunas Esquel, han sido bosquejadas según datos bibliográficos y del mapa de la comisión argentina de límites con Chile.

Respecto a la morena al oeste del valle del arroyo Cuche vale lo mismo.

He dibujado la distribución y la extensión de los lagos finiglaciales entre las morenas y el hielo retrocediente según nuestras observaciones y nivelaciones en los valles de los ríos Corintos y Esquel y en los alrededores de la laguna Terraplén. He bosquejado los lagos glaciales en los valles de los ríos Frío y Corcovado ( $43^{\circ} 30'$  lat. sud y  $72^{\circ} 20' - 72^{\circ} 40'$  long. oeste), los que no han sido reconocidos por nosotros, de acuerdo con los resultados obtenidos en los valles al norte de ellos.

---

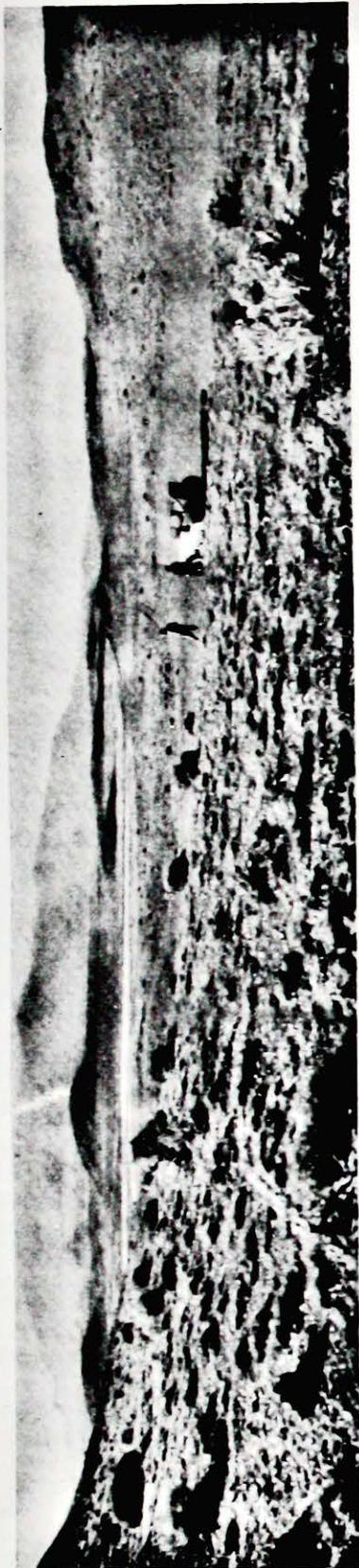


Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.  
 Fig. 37. La entrada del valle Esquel vista desde SE de la esquina noreste del cerro Nahuelpan. En el fondo el cordón Esquel. Restos de las morenas terminales de Esquel y aisladas lomas de porfirita emergen de los depósitos glaciales. — *The mouth of the Esquel-valley, photographed from a point on the northeast corner of the mountain Nahuelpan. In the background rises 'Cordón Esquel'. Low porphyritic hills and remnants of the finiglacial moraines stick up through the glacial deposits, in which broad terraces are cut by the outlet of the finiglacial icelake in the Esquel-valley.*

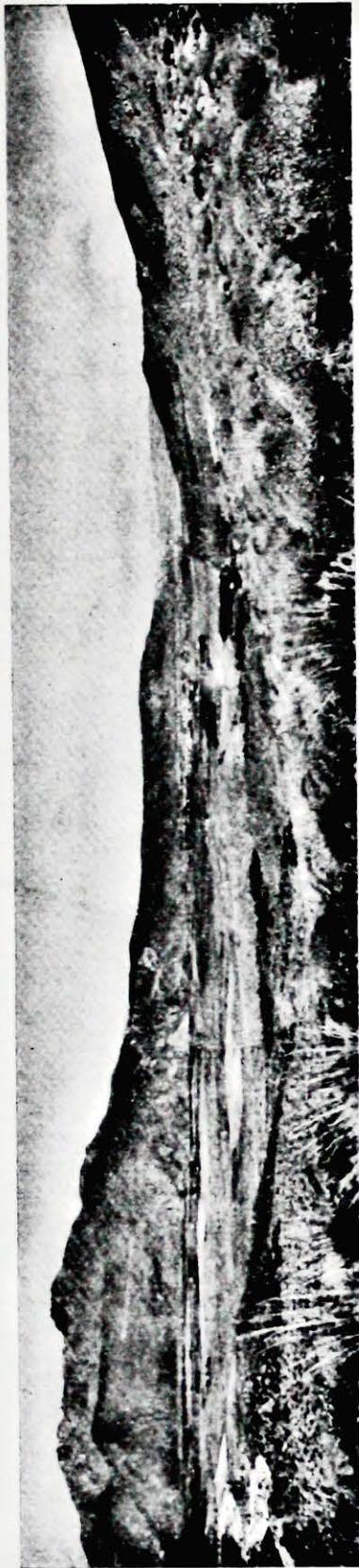


Foto I. Rafael Cordini, 1926.  
 Fig. 38. El valle de Esquel con el pueblo; a la izquierda el cordón Esquel. El antiguo espeso relleno glacial ha sido casi completamente llevado por la erosión post-glacial. — *The Esquel-valley with the small market-town. To the left the mountainrange 'Cordón Esquel'. The glacial deposits formerly filling up the whole valley, have been rather completely destroyed by postglacial erosion.*



Foto I. Rafael Cordini, 1926.

Fig. 39. Aspecto del corte del perfil N° 9, Río Corintos, con los varves anuales bien visibles. En el fondo la morena lateral finiglacial nivelada por la erosión post-glacial. — *Part of the bank at the profile 9 with the varves well marked. In the background remnants of the finiglacial lateral moraine destroyed by postglacial erosion.*



Foto I. Rafael Cordini, 1926.

Fig. 40. Las escaleras excavadas para la medición geocronológica del perfil N° 9, Río Corintos. La discordancia entre el pedregullo de la terraza litoral y de los varves se destaca bien. El tamaño del hombre de pie sobre uno de los escalones da una idea de la altura del perfil (116 m). — *The flight of steps dug for the geochronological measurements of the profile 9. The discordance between the gravel and the varve-series is well visible. The man standing on one of the steps gives a good idea of the height of the section (116 m).*



Foto I. Rafael Cordini, 1926.

Fig. 41. Un escalón excavado del perfil N° 9, Río Corintos, con varves anuales distales. — *One step of the profile 9 with distal annual varves.*

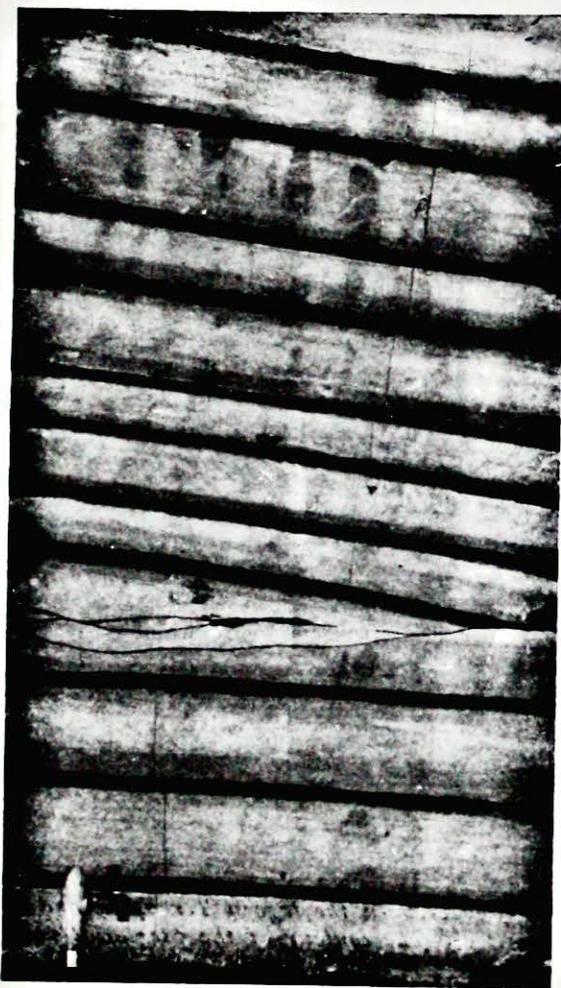


Foto I. Rafael Cordini, 1926.

Fig. 42. Una discordancia causada por un escurrimiento dentro del depósito glacialacustre del perfil N° 9, Río Corintos. Las cifras indican los varves correspondientes. — *A discordance with overthrust, caused by a slide in the icelakedeposit at the profile 9. Figures indicate analogous varves.*

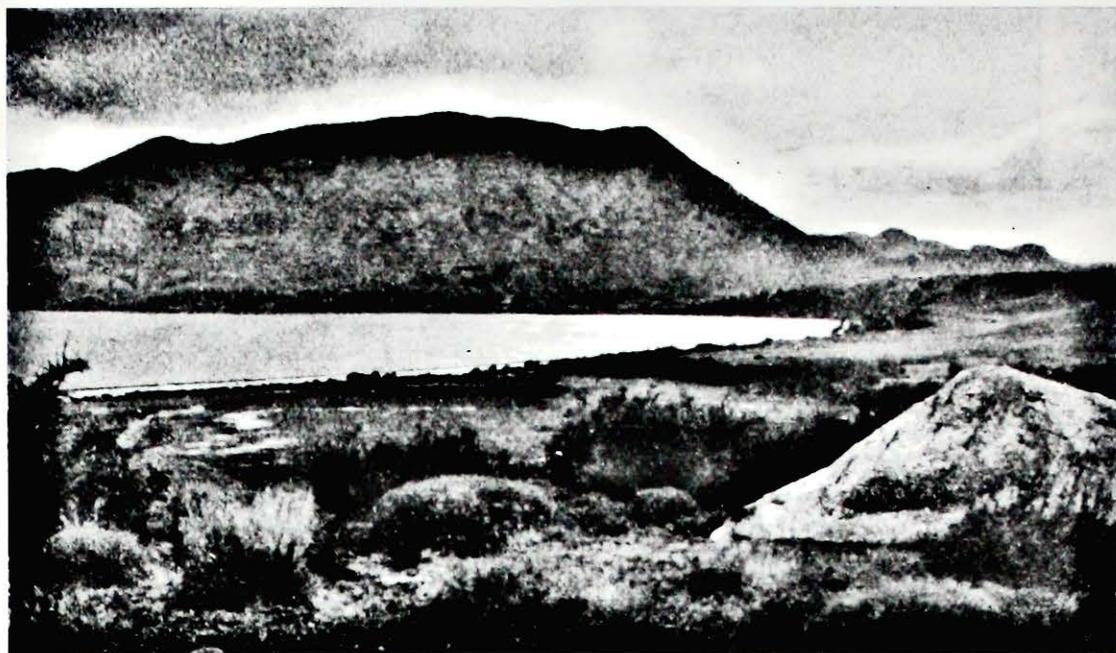


Foto I. Rafael Cordini, 1926.

Fig. 43. La terraza glaciﬂuvial marginal (a la derecha) que en el este intercepta la laguna Terraplén, vista desde el sud. — *The marginal glaciﬂuvial terrace (to the right) that dams up the lagoon Terraplén in the east, photographed from the south*



Foto I. Rafael Cordini, 1926.

Fig. 44. La terraza glaciﬂuvial marginal que rellena el valle entre la laguna Terraplén y el río Percey, vista hacia el oeste desde el valle del río Percey. A la izquierda la ladera del valle preglacial está a la vista. — *The marginal glaciﬂuvial terrace, that fills up the transversal valley between the lagoon Terraplén and the river Percey, looking against the west from the Percey-river-valley. The contour of the preglacial valley is visible to the left.*

## CAP. IV.

### **El valle del lago Buenos Aires.**

(46° 30' lat. sud; 71°—73° long. oeste.)

El lago Buenos Aires es el más grande de los lagos andinos. La superficie del lago se halla a 217 m sobre el nivel del mar, y de su extremo sudoeste sus aguas salen por el río Las Heras hacia el Pacífico. El lago está limitado al este por colosales morenas terminales, descubiertas y mencionadas por Moreno en el trabajo «Frontera Argentina—Chilena en la Cordillera de los Andes» (1901) y en publicaciones anteriores (Moreno 1899). Entre el extremo este del lago y las morenas terminales existen espesos restos de sedimentos glacialacustres, consistentes en varves, los que fueron por primera vez observados por José M. Sobral durante un viaje de reconocimiento, en Abril de 1927. Visité el lago durante el verano 1927—1928 con objeto de investigar la posibilidad de practicar allí algunos perfiles geocronológicos.

**Topografía y rocas.** Dos terceras partes de la longitud del lago Buenos Aires se internan en la región cordillerana, y la otra pertenece a la región de las mesetas patagónicas. La parte oeste del lago forma tres fjords, con altas y rocosas orillas, su parte este es un abierto y ancho seno con márgenes bajas y planas, que en general consisten en depósitos cuaternarios.

La roca en la parte chilena del lago es casi totalmente desconocida.

En el límite entre la Argentina y Chile, justamente donde se estrecha el lago, éste cruza las formaciones porfiríticas triásicas de la Cordillera oriental. Acá se levantan dos conos volcánicos bien conservados, el cerro Pirámide (523 m) y el cerro Ap Ywan (2 310 m). Al este se extienden las mesetas patagónicas, que generalmente están formadas por sedimentos terciarios y cretácicos. En las cercanías del lago, estas mesetas están atravesadas por vetas y capas de basalto, y al sud, en la llamada Meseta del lago Buenos Aires, se extiende uno de los mantos basálticos más amplios de la Patagonia (lám. 24).

**Topografía glacial.** Las huellas de la erosión glacial son muy raras en los alrededores de la parte este del lago Buenos Aires. Solamente se conservan estrías en las rocas basálticas, alrededor de la desembocadura del río Fenix Chico, pero únicamente junto a la actual orilla, donde la superficie de la roca fué recientemente librada por la abrasión de su capa morénica protectora (fig. 56, lám. 19). Estas estrías indican, con pequeñas divergencias, una dirección del movimiento del hielo

de oeste a este. Algunas de las moles basálticas aquí existentes son suavemente aborregadas por el oeste (fig. 55, lám. 19). Más arriba, en las laderas del valle, la descomposición de la roca y la erosión del viento han borrado todos los rastros del modelado glacial.

**Sistemas de morenas terminales.** En ningún otro de los valles transversales orientales de la Cordillera están tan bien y tan grandiosamente desarrolladas las morenas terminales como en el del lago Buenos Aires, y en pocos de ellos se dejan distinguir tan fácilmente como aquí los diferentes sistemas de morenas (véase el mapa, lám. 24).

El límite este del lago está determinado por un colosal arco de morenas en forma de herradura, dentro del cual la topografía primitiva está tan bien conservada en partes, que se cree hallar, en vez del lago, el glaciar todavía en acción (fig. 59 y 60, lám. 21). Este arco morénico consiste en una cantidad de lomas y espaldones, que al este del lago se levantan casi 250 m sobre su superficie y hasta más de 400 m en las laderas de los valles al norte y al sud. Su anchura varía, pero en general, no es inferior a 5 km. En las partes centrales del valle se ofrecen dificultades para determinar su límite oriental. Aquí se hallan, concéntricamente alineados, en la continuación de ciertos espaldones que se desprenden de la cerrada cinta morénica, algunas lomas y otros espaldones morénicos aislados. Se levantan sobre el plano circundante de sedimentos glaciales extramarginales y parecen haber sido aislados por la erosión glaciafluvial, que ha cortado sus laderas occidentales. Lo seguro es que pertenecen a una situación más avanzada del borde del hielo y a una época más remota que aquélla que indican los arcos de la morena capital, los cuales cruzan dichos espaldones y lomas. Pero si ellos pertenecen a una oscilación del glaciar, durante la cual se formó el sistema de morenas precedente al ya descrito, o a la situación más oriental que alcanzara el borde del hielo en este nuevo avance, no se puede determinar con seguridad, en el estado actual de la investigación. Habla en favor de esta última hipótesis, entre otras cosas, la altura que alcanzan, la cual concuerda con la de los arcos morénicos más cercanos al lago; mientras que los espaldones del sistema de morenas más oriental y más antiguo se elevan a una altura mayor. Cortes significativos no existen aquí. Si estos aislados espaldones de morenas pertenecen a la morena más interna del lago Buenos Aires, como será lo más probable, hay que considerarla, por consiguiente, como una morena doble, es decir, dos morenas principales, separadas por una oscilación. Su anchura unida ha alcanzado de 9 a 10 km en el medio del valle (las morenas del río Fenix Chico).

Un hondo valle, ocupado por sedimentos glaciales extramarginales, separa este sistema de morenas mencionado, del que le sigue hacia el este. En ese valle corre el río Fenix, famoso desde las excavaciones de Moreno (Moreno 1899 y Frontera Argentina-Chilena de la Cordillera de los Andes 1901).

También dentro de esta cinta de morenas se conserva bastante bien la topografía primitiva (fig. 58, lám. 20). Sin embargo, los bordes han sufrido grandes alteraciones, especialmente el occidental, por causa de la erosión fluvial, glacial y postglacial. En el lado sud del valle, donde el agua de deshielo encontró su afluente principal al retirarse de allí el borde del hielo, como también de la morena más moderna, han sido destruidos totalmente por la erosión los espaldones de morena, y la morena misma ha sido erodada en todo su ancho en una serie de terrazas escalonadas. Mientras que la morena más moderna al norte, en el lado del valle, se une con el pie de la precordillera, ésta tiene su contrafuerte a 20 km aproximadamente más al este, al pie de la meseta terciaria. En el lado sud del valle está todavía más marcada la diferencia entre los extremos de las dos morenas, pues la morena más antigua nace en la esquina noreste de la meseta de basalto allí existente, mientras que la más moderna se interna más de 50 km hacia el oeste, hasta la precordillera. Junto al lado septentrional del valle se levantan, casi 600 m sobre la superficie del lago, aislados espaldones morénicos, que en el centro alcanzan solamente 400 m, por consiguiente existe una considerable diferencia de altura, en comparación con la morena más moderna y evidentemente más baja. La anchura actual de la morena en las partes donde su carácter está conservado llega solamente a 5 ó 6 km. Es muy probable que su anchura primitiva haya sido considerablemente más grande y haya tenido, por lo menos, cerca de 10 km (las morenas de «El Nacimiento»).

Concéntricamente con el sistema de morenas ya descrito se encuentra otro, situado al este del mismo. Pero las configuraciones primitivas de los espaldones morénicos y de las lomas están aquí allanadas en gran extensión por la erosión, aunque no en grado tan alto que no permitan demostrar claramente su carácter de morena terminal. Al parecer ha excedido primitivamente muy poco la altura de los espaldones morénicos a la de la morena contigua más moderna. La destrucción puede atribuirse principalmente a la soliflucción y a la erosión eólica. Como la morena próxima más interna, también la parte sud de esta morena está destruida casi totalmente por efecto de la erosión glacifluvial y erodada en anchas terrazas.

Esta morena se adhiere, por su parte sud, a la esquina noreste de la meseta basáltica, justamente al este de la situada dentro de ella, pero por el norte esta última termina 30 km más al este. Su anchura mide al presente de 5 a 7 km. Como el más interior, también este sistema de morenas debe haber sido formado por dos oscilaciones bien determinadas del borde del hielo; pues dentro de la parte céntrica del valle, los arcos morénicos interiores cruzan, con toda evidencia, los exteriores (las morenas de la laguna Grande).

Al este de los sistemas de morenas ya mencionados, compuestos de espaldones morénicos bastante bien conservados, hay restos de otro más, que consiste en lomas, más bien aisladas, las cuales pueden notarse todavía más de 80 km al este del

lago, en el camino de »El Nacimiento» a colonia Las Heras, en la margen izquierda del río Deseado. En el lado norte del valle alcanzan una altura considerable en la meseta terciaria, y puede decirse que parten del punto donde ésta empieza a subir más escarpadamente hacia la precordillera, o de la desembocadura del valle primitivo del lago Buenos Aires. En el lado sud del valle se adhieren a la base de la meseta basáltica, más o menos a 10 km hacia el sud de la esquina noreste de la misma. A la altura a que se hallan actualmente reducidas se levantan las lomas morénicas casi 600 m sobre la superficie del lago Buenos Aires. Sin embargo, en el medio del valle la antigua topografía morénica está totalmente borrada por causa de la erosión glacifluvial posterior. La anchura del sistema de morenas debió medir aquí casi 30 km. Indica, por consiguiente, no solamente una extensión de la glaciación, considerablemente más grande, sino también, probablemente, un estacionamiento del borde del hielo bastante más largo que el de los sistemas de morenas interiores más jóvenes (las morenas del cañadón Pluma).

Esta breve representación de los sistemas morénicos en el extremo oriental del lago Buenos Aires no pretende ser completa, pues no me ha sido posible recorrer esta región en la extensión deseada, siendo además el material de mapas, que existe de su parte oriental, muy defectuoso. Por eso no es posible garantizar la exactitud del mapa presentado. Lo exacto es, sin embargo, que los sistemas morénicos son por lo menos cuatro. Si el más antiguo que marca el límite culminante de la glaciación debe o no dividirse en varios, no se puede determinar con certeza con el actual material de observación. Lo más probable es, que por lo menos está compuesto por dos diferentes sistemas, porque los espaldones más externos están separados de los más internos por un vasto valle o llanura de acumulaciones glacifluviales extramarginales.

**Depósitos glacifluviales extramarginales.** Entre los diferentes sistemas de morenas y también fuera del más antiguo de ellos, se extienden vastos campos de depósitos glacifluviales extramarginales, que consisten, en general, en material muy grueso con estratificación poco determinada e irregular, rodados del tamaño de un puño y bloques más bien redondos y pulidos, de 4 a 5 dm (fig. 45). El material más grueso forma espaldones bajos, suavemente abovedados, largos y paralelos, que extendiéndose en la dirección de la inclinación dan a la superficie un aspecto ondulado. El valle del río Fenix está surcado por dichas ondulaciones que corren en dirección de NW a SE. Son probablemente dignas de considerarse como formaciones residuales, pues las aguas de derretimiento, que regaron el plano de sedimento se localizaron entre sus surcos.

Afuera de la cinta morénica más exterior se inicia en el valle del río Deseado un ancho plano de sedimento glacifluvial, donde el río ha cortado su lecho actual. Este plano de sedimento está ligado a las mesetas circundantes por anchas terrazas que se elevan sucesivamente. Estas terrazas, como también las mesetas a que

se adhieren, están cubiertas por depósitos glacifluviales extramarginales. No se ha podido determinar la distancia que alcanzan hacia el este, pues se pierden paulatinamente en el manto de rodados, considerados en otras oportunidades como pertenecientes a la «formación tehuelche».

En el valle del río Deseado, hasta cerca de 80 km al oeste de la colonia Las Heras, los rastros de la acción del agua de deshielo se evidencian tan claramente, en deltas de rodados en forma de lentes y en abandonados valles de erosión, que el cono de transición de la glaciación cuaternaria allí no puede considerarse todavía llegado a su límite oriental. El manto de los rodados tehuelches continúa entretanto por el este, hasta la costa, cubriendo las mesetas y también varias de las



Foto Carl C. von Caldenius, 1928.

Fig. 45. Derrumbe de rodados glacifluviales. Cañadón Pluma. — *Glacifluvial boulders at Cañadón Pluma.*

terrazas que se encuentran dentro del valle del río. Pero después de investigaciones más detalladas se reconoce fácilmente, que éste no es formado por la acción directa del agua de deshielo, sino que han influido otros agentes geológicos, dando al depósito una estructura diferente a la de los verdaderos depósitos glacifluviales. Es evidente que allí la soliflucción ha desempeñado un papel importante en el transporte del material, como también en su composición. Tratando de este sedimento detenidamente en un trabajo especial, no voy aquí a abundar en detalles sobre el carácter del mismo.

**Depósitos glacialacustres.** Los depósitos glacialacustres, hasta ahora conocidos, en el valle del lago Buenos Aires, se limitan al antiguo fondo del lago glacial, que como un residuo muy insignificante se conserva en el extremo oriental del lago (anchura mayor 7—8 km) dentro de la morena terminal más interna (Fig. 46).

Las altas barrancas del lago están constituidas en su totalidad por morena de fondo, sobre la cual, en algunos lugares por el lado norte, se conservan unos varves, pertenecientes al fondo del sedimento glacilacustre.

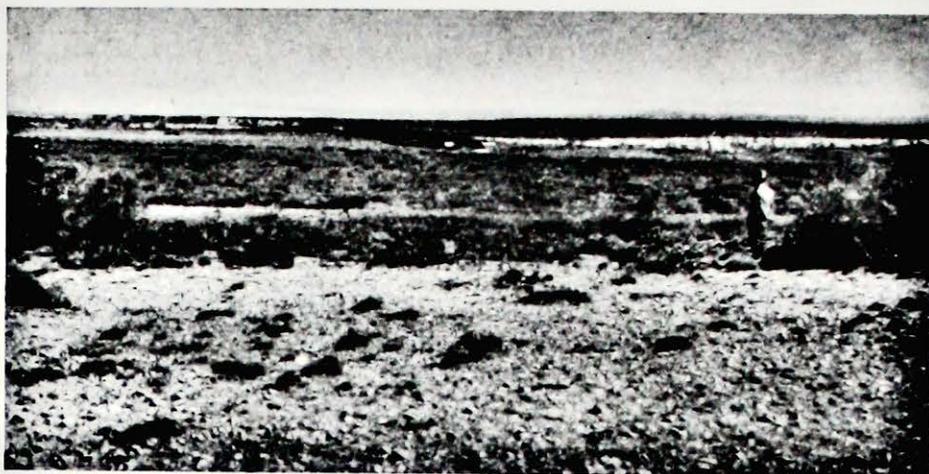


Foto Carl C:zon Caldenius, 1927

Fig. 46. El resto del fondo del lago finiglacial al extremo este del lago Buenos Aires con el valle del río Fénix Chico. Fotografía hacia el noroeste. — *The rest of the icelake-bottom at the eastern end of the lake Buenos Aires with the valley of the rivulet Fénix Chico. Photograph against the northwest.*



Foto Carl C:zon Caldenius, 1927

Fig. 47. El valle del río Fénix Chico, cortado en el depósito glacilacustre del lago Buenos Aires. — *The valley of the rivulet Fénix Chico eroded in the glacilacustral deposit at the lake Buenos Aires.*

Significativos cortes en los depósitos glacilacustres salen al descubierto en el hondo valle que el río Fénix Chico ha cortado en éstos, alcanzando en algunas partes la morena de fondo por debajo (fig. 47).

Terrazas litorales de diferentes alturas indican los niveles glacilacustres, al retirarse

el borde del hielo de la morena terminal más interna. Estas terrazas pueden seguirse alrededor del lago en su lado argentino.

En el valle del río Fénix Chico se halla al descubierto el contacto entre el sedimento glacialacustre y la morena terminal que le limita. Los varves aumentan en espesor y grosor hacia la morena (fig. 52). En general ellos consisten en arena fina, pero acá están compuestos de arena y pedregullo y de un número considerable de grandes bloques. Cuanto más nos acercamos a la terraza litoral y cuanto más alto llegamos en la serie de capas, más grueso se vuelve el material y más abundante los bloques incrustados. Evidentemente la mayor parte del material consiste aquí en sedimento litoral de erosión. El sedimento glacialacustre se halla algunas veces separado de la morena por potentes lentes de rodados glacialfluviales.

También en dirección hacia el lago es más grueso el sedimento glacialacustre, que se convierte en material cada vez más proximal, hasta que al fin aparece una terraza marginal, compuesta de pedregullo y rodados. El sedimento distal glacialacustre ocupa solamente una zona de cerca de 2 km de ancho, entre la terraza litoral de acumulación y esta delta proximal.

Dentro del sedimento distal glacialacustre practicamos dos perfiles geocronológicos situados en pequeñas abras laterales del valle del río Fénix Chico y a una distancia de 1,5 km el uno del otro. Ambos perfiles son casi iguales. Pero el perfil N° 51 llega más abajo en la serie de varves que el perfil N° 52, estando menos alterado que aquél por zonas removidas.

*Perfil N° 51. Lago Buenos Aires* (véase el mapa lám. 24, el perfil fig. 36 y el diagrama normal lám. 17). La superficie se halla 359 m sobre el nivel del mar. Carl C:zon Caldenius y J. Roman Guiñazú (Diciembre de 1927).

De arriba hacia abajo tiene el perfil la siguiente composición:

- 1—2 m arena en médanos (a);
  - 4,00 » sedimento de la terraza litoral; arena, a menudo con estratificación entrecruzada y con grandes y abundantes bloques erráticos (b);
  - 0,86 » arcilla con varves; abajo varves de 1 a 2 mm de espesor; arriba los varves están más y más delgados, desaparecen paulatinamente, convirtiéndose en una arcilla de capas finas con aislados granos de arena. En la parte superior la arcilla está intercalada por estratos de arena arcillosa de 1 cm de espesor, provenientes del sedimento litoral (los varves -564—-715); Arriba del varv 564 contiene la arcilla zonas en las cuales son tan delgados los varves, que no permiten medirse (c);
  - 1,10 » limo con varves anuales de un espesor medio de 5 a 10 mm (los varves -716—-857) (d);
- Los varves -734 y -749, con espesores respectivos de 7 y 6 mm, tienen aspecto de varves catastróficos;

- 1,08 m limo y limo arenoso con varves anuales de un espesor medio de 20 a 40 mm  
 (los varves -858—-884) (e);  
 0,29 » varves acumulados por combinación de una erupción volcánica  
 (los varves -885—-886);  
 El varv -886 contiene una capa de ceniza volcánica de 0,05 m (f);

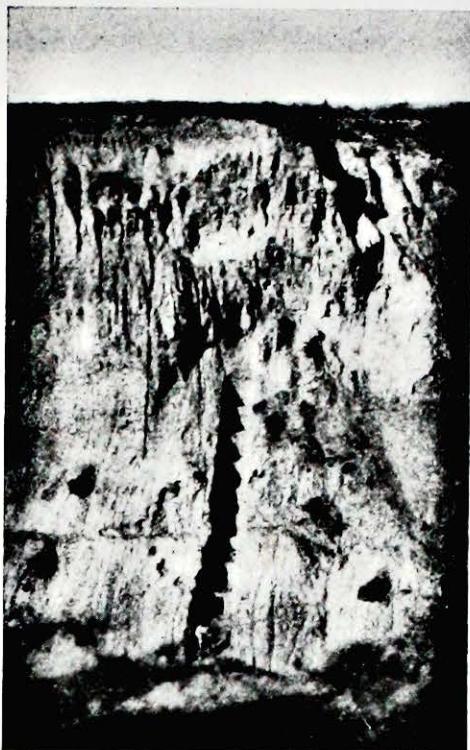


Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.  
 Fig. 48. Una de las escaleras excavadas para el perfil N° 51, parte medio, del lago Buenos Aires. — *One of the flight steps excavated for the intermediate part of the profile 51 at the lake Buenos Aires.*



Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.  
 Fig. 49. Una de las escaleras excavadas para el perfil N° 52 del lago Buenos Aires. — *One of the flight steps excavated for the lower part of the profile 52 at the lake Buenos Aires.*

- 3,37 m limo y limo arenoso con varves anuales de un espesor medio de 20 a 40 mm  
 (los varves -887—-981);  
 El varv -978 que tiene 255 mm de espesor ha sido depositado durante una catástrofe de desagüe;  
 Los horizontes de arcilla de los varves contienen grandes cantidades de yeso (g);  
 6,06 » limo y limo arenoso con varves anuales de un espesor medio de 40 a 60 mm  
 (los varves -982—-1 094);

Los varves -1 026 y -1 094 que tienen un espesor de 225 y 273 mm respectivamente, fueron depositados durante una catástrofe de desagüe. Abundantes incrustaciones de yeso en los horizontes arcillosos de los varves (h);

- 1,2 m zona de varves plegados y aplanados (los varves -1 095—-1 103) (i);
- 3,29 » limo arenoso con varves anuales de un espesor medio de 40 a 60 mm (los varves -1 104—-1 166);  
Los varves -1 123 y -1 128 con espesores respectivos de 174 y 189 mm, formados como varves catastróficos (j);
- 0,42 » zona de varves fuertemente plegados, allanados y dislocados (los varves -1 167—-1 194) (k);
- 10,92 » limo arenoso y arena fina con varves anuales de un espesor medio de más de 60 mm. Varias zonas de poco espesor con varves plegados y allanados (los varves -1 195—-1 304);  
Los varves -1 202, -1 238, -1 285 y -1 286 con espesores respectivos de 204, 152, 486 y 574 mm, depositados durante catástrofes de desagüe; Fondo no alcanzado (l).

El perfil es típico de un relleno de lago durante el retroceso del borde del hielo. El gran espesor medio de los varves, medidos más abajo, y el material grueso que los compone, hacen suponer que quede solamente un reducido número de varves entre la base del perfil y la morena de fondo. Aunque no se haya alcanzado el fondo, se puede, por consiguiente, considerar este perfil casi completo.

El contacto entre el verdadero sedimento de fondo del lago y el sedimento de la terraza litoral está muy marcado, aunque, como ya mencioné, capas arenosas aisladas del último intercalan las delgadas capas arcillosas en la parte superior del primero. Por causa de las capas abovedadas de forma de cúpula, tan propias del sedimento de la terraza litoral, éste parece haberse ido depositando sobre el fondo del lago en forma de cordones, el uno delante del otro. Los surcos entre ellos fueron llenados por el limo, y así se formó, paulatinamente, una terraza litoral de acumulación, de varios cientos de metros de anchura. Numerosísimos bloques erráticos de diferentes tamaños se hallan embutidos en esta terraza (fig. 53). Los de la superficie están ahora desgastados por la insolación y la acción del viento, y muchos de los bloques mayores han sido reducidos a pequeños trozos por los bruscos cambios en la temperatura.

**Los varves anuales.** En la parte inferior del perfil eran difíciles las mediciones, debido a la existencia de un gran número de zonas removidas, en las cuales los varves han sido plegados, desgarrados y fuertemente allanados (véase la sección, fig. 36). La mayor parte de estas zonas removidas no se extienden de perfil a

perfil, sino que las interrupciones causadas por ellas en un perfil se han podido completar mediante las mediciones de otro y viceversa; sin embargo, las dos zonas más espesas, donde la destrucción de los varves también es más completa, se encuentran en ambos perfiles. Las dificultades causadas por estas interrupciones fueron únicamente vencidas con ayuda de la conexión con el diagrama del perfil N° 9 en el río Corintos.

Los varves del lago Buenos Aires tienen, como es de esperar, un carácter típicamente diatáctico, con capas de material bien alternado, muy parecidos a los varves del perfil del río Corintos. El material grueso forma dentro del varv una capa inferior más espesa, cubierta de otra capa delgada de arcilla de 0,5 a 3,0 cm

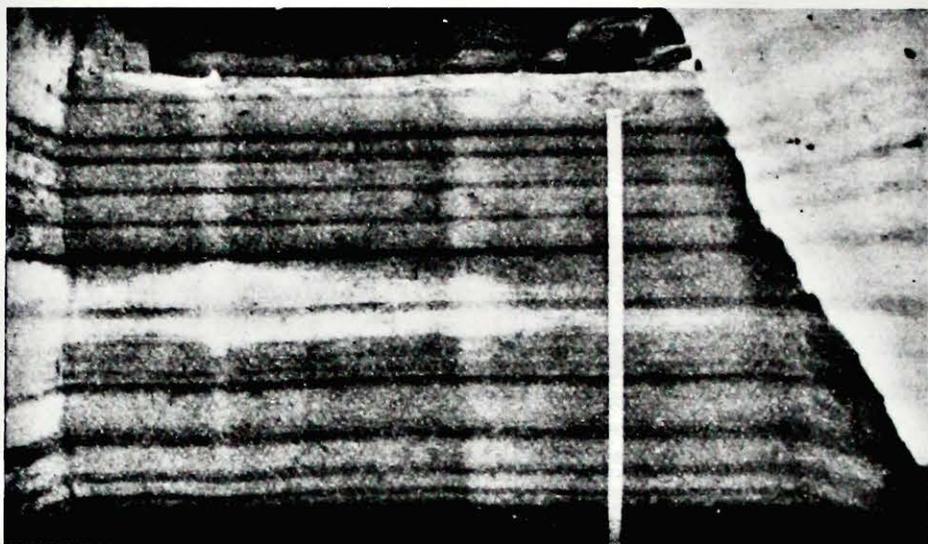


Foto Carl Cizon Caldenius, 1927.

Fig. 50. Espesos varves anuales distales de un escalón excavado del perfil N° 51 del lago Buenos Aires. — *Thick distal annual varves in one of the steps of the profile 51 at the lake Buenos Aires.*

En general esta capa de arcilla constituye una mínima parte del espesor del varv, mas su proporción con el espesor total aumenta a medida que éste disminuye (fig. 50). En los varves de 1 ó  $1\frac{1}{2}$  cm la mitad consiste en arcilla y otros aun más delgados están constituídos por  $\frac{2}{3}$  a  $\frac{3}{4}$  o más de arcilla. Los varves más delgados están formados totalmente por arcilla. Es posible distinguir perfectamente varves hasta de 1 mm (fig. 62, lám. 22).

Algunos varves (los varves -1286, -1285, -1238, -1202, -1128, -1123, -1094, -1026, -978, -749 y -734), siendo de espesor poco común, sobresalen de la variación general; su material es más grueso que el de los varves adyacentes y la parte arcillosa mucho más espesa, alcanzando a menudo su espesor de 5 a 10 cm (fig. 61, lám. 22). Estos varves indican, sin duda, la presencia de afluentes locales accidentales hacia

el lago glacial, aun cuando no ha sido posible precisarlos, en el estado actual de la investigación.

Dentro del varv -886, que tiene un espesor de 7,2 cm, existe una capa de ceniza volcánica de 0,5 cm. El varv tiene también fuera de esto una naturaleza poco común, siendo la parte arcillosa extraordinariamente gruesa (3 cm) en comparación con el espesor del varv. El varv próximo más moderno, -885, que mide 15,0 cm, tiene el carácter común de varv catastrófico. La capa de ceniza carece de estructura estratificada. Esto por sí solo no prueba nada, pero teniendo en cuenta la con-



Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 51. Rastros de larvas sobre la superficie de un estrato del depósito glacialacustre del perfil N<sup>o</sup> 52 del lago Buenos Aires.  
— *Tracks of larvas on the surface of one annual layer at profile 52, the lake Buenos Aires.*

stitución general del varv, se puede con cierta certeza inferir que la ceniza fué proyectada al lago en forma de lluvia. Los dos varves catastróficos señalan, por consiguiente, una erupción volcánica en las inmediaciones del lago. La erupción del volcán, como siempre, ha debido comenzar con una explosión y lluvia de ceniza, seguida por erupciones de lava. Éstas han influído localmente en el deshielo, y de este modo han surgido los afluentes extraordinarios, de los cuales dan testimonio los varves catastróficos.

Como ya hemos mencionado, el cerro Pirámide, situado en la precordillera en la orilla norte del lago, es un cono volcánico, con una configuración conoidal bien

conservada. Es probable que este volcan haya sido el foco de la erupción registrada en el sedimento glacialacustre. La situación de los varves catastróficos en la serie hace aceptable, que en el momento en cuestión, el borde del hielo en el centro del lago, se encontrara todavía algo al este de dicho cerro volcánico.

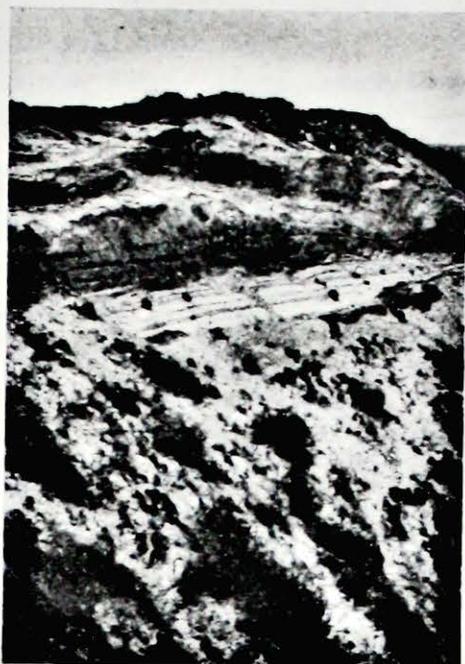


Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 52. La discordancia entre el sedimento de la terraza litoral y los varves proximales cerca de la iniciación de la terraza del lago finiglacial. Valle del río Fénix Chico. — *The discordance between the sediment of the litoral terrace and the proximal varves near the cliff of the finiglacial icelake. The valley of the rivulet Fénix Chico.*

Aún hoy no son raras las erupciones volcánicas en esta parte de la Cordillera. En mayo de 1891 fué sorprendido el territorio de Santa Cruz por una lluvia de ceniza, que cubrió el suelo con un manto tan grueso y durante tanto tiempo, que parte del ganado pereció de hambre (Burmeister 1891, 1892). El foco de esta erupción en el interior de la Cordillera no es exactamente conocido, pero es muy probable que se encontrara en los alrededores del lago Argentino, porque durante la erupción creció y bajó repetidas veces el río Santa Cruz.

La lluvia de ceniza llegó hasta el sud de Magallanes (Punta Arenas).

La única prueba de la existencia de vida orgánica en el lago glacial son algunos rastros de larvas entre los estratos en la parte inferior del sedimento (fig. 51).

**Desarrollo geográfico de los sistemas glacialacustres.** Aunque todavía no conocemos depósitos glacialacustres anteriores al ya descrito, es sin embargo probable que en cada época de recesión del glaciar desde su estacionamiento en las morenas terminales se hayan desarrollado grandes lagos entre el glaciar y los diques, que formaron las morenas para la salida libre de las

aguas de deshielo. Lo único que actualmente recuerda la existencia de estos lagos son los restos de sus terrazas de desagüe afuera de las morenas, en ambos lados del cañadón que desde la última morena terminal conduce al valle del río Deseado; mientras que los depósitos glacialacustres, en su tiempo seguramente muy espesos y muy vastos, habrían sido completamente destruidos por los nuevos avances del glaciar, tan junto el uno al otro como se hallan los sistemas morénicos.

En todo su largo el cañadón del río Deseado es una obra de la erosión de los desagües de estos lagos glaciales, cada vez más profundizado, y actualmente se presenta casi íntegramente en el estado en que se halló cuando las aguas del último lago glacial cesó de correr por él (fig. 63 y 64, lám. 23).

Se puede distinguir tres etapas en su desarrollo, caracterizadas por los restos

de tres altas y vastas terrazas, adheridas al lado exterior de las tres morenas más modernas y formadas por los desagües de los lagos glaciales, probablemente al iniciarse en cada caso el retroceso del glaciar. Estas terrazas se hallan escalonadas en niveles siempre más bajos, alcanzando las alturas respectivas de 550, 525 y 400 m sobre el nivel del mar.

En la fase final de cada desagüe, éste se localizó a un canal que cortó la terraza, profundizando el cañadón.

En la última morena terminal se puede observar varios boquetes que han servido como salida para el agua de deshielo. Dentro de los espaldones morénicos conducen



Foto Carl C. von Caldenius, 1927.

Fig. 53. Bloque de témpano, encallado en la terraza litoral del lago finiglacial Buenos Aires. El bloque está muy desgastado por la erosión del viento. — *A boulder from an iceberg, run ashore on the litoral terrace of the finiglacial icelake Buenos Aires. The boulder is now very worn by winderosion.*

a ellos grandes valles de desagüe, y desde sus desembocaduras irradian numerosos surcos, excavados en el cono de transición que circunda la morena. Rumbo a estos boquetes llevan también muchas terrazas altas, cortadas en la ladera interior de las morenas por agua de deshielo, que ha corrido entre el borde del glaciar y los espaldones morénicos.

Primeramente a un nivel de 405 a 406 m sobre el mar se encuentra la terraza glacialacustre más alta, desarrollada en gran anchura alrededor de todo el término oriental del lago (fig. 54). Nosotros la hemos seguido desde la estancia Anita en el norte hasta la estancia Ascensión en el sud del lago, pero en cuanto al oeste no hemos conseguido establecer su continuación. Abajo de esta terraza se hallan varias de poca importancia, hasta que, en un nivel de 367 m sobre el mar, encontramos otra que por su gran anchura debe marcar una superficie estable del

lago glacial durante un tiempo relativamente largo. Entre esta terraza y el actual nivel del lago se ven algunas otras terrazas, las más grandes en altura de 346 y 311 m sobre el nivel del mar. Se entiende que la terraza glacialacustre a 406 m corresponde a la terraza de desagüe a 400 m en el cañadón del río Deseado, y como el paso de éste se halla a 360 m sobre el nivel del mar, es claro que la otra terraza glacialacustre grande, de 367 m sobre el nivel del mar, marca el estado final del lago glacial con desagüe hacia el este. Las terrazas más bajas registran en consecuencia los diferentes vaciamientos del lago glacial sobre el valle del río de Las Heras hacia el Pacífico, sea por la erosión de su umbral o sea del hielo aún aquí restante.



Foto J. Roman Guiñazu, 1927.

Fig. 54. Una de las terrazas del lago finiglacial Buenos Aires, cerca de la estancia Müller. — *One of the littoral terraces of the finiglacial icelake Buenos Aires, near the estancia Müller.*

En la región mencionada, en que nosotros tuvimos oportunidad de nivelar las terrazas glacialacustres, ellas se han mantenido horizontales.

Las crecientes excepcionales del actual lago llegan hasta 6 a 7 m sobre el nivel normal de sus aguas (fig. 57, lám. 20).

**Conexión entre los diagramas geocronológicos del río Corintos y del lago Buenos Aires.** Teniendo el sedimento glacialacustre en el lago Buenos Aires situación análoga, detrás del sistema morénico más moderno en el valle del lago, a la del río Corintos en el valle de Súnica — 16 Octubre, fué, naturalmente, con gran expectativa que emprendí la comparación de los diagramas de las mediciones geocronológicas en ambos puntos. Los diagramas del lago Buenos Aires contienen 757 varves, pero solamente los 500 varves inferiores son aptos para pruebas de conexión, no dejando curva de variación de espesor suficientemente perceptible los 257 varves superiores, que pertenecen al sedimento de fondo. Como se ve en

el cuadro lám. 17, es tan buena la conformidad entre los diagramas, que no hay duda en cuanto a la contemporaneidad de sus varves y de ambos lagos glaciales.

Si expresamos las semejanzas entre los diagramas en porcentaje del número de los varves, coinciden 87 % de los varves -750—-849, 91—92 % de los varves -850—-949, 83—85 % de los varves -950—-1049, 68—71 % de los varves -1050—-1149 y 63—68 % de los varves -1150—-1249. La concordancia entre los diagramas disminuye hacia abajo en los perfiles, que se explica por las alteraciones que en estas partes sufren los espesores primitivos de los varves en ambos perfiles, sea por influencia local durante la acumulación o sea por los movimientos después en los depósitos. Casi todos los varves catastróficos del perfil del lago Buenos Aires, es decir los varves -1026, -1123, -1128, -1202 y -1238, corresponden a varves con espesores máximos del perfil del río Corintos, lo cual debe demostrar que han sido crecientes excepcionales a razón de años calurosos que han ocasionado estas catástrofes. Las tres zonas con varves de espesor máximo mencionadas del perfil del río Corintos no tienen correspondencia en el perfil del lago Buenos Aires, aunque se puede notar un cierto aumento en el espesor de los varves, correspondiente al medio de estas zonas.

El varv medido más abajo (el varv -1304), en el lago Buenos Aires, es contemporáneo al varv 34 arriba del fondo morénico, en el río Corintos. Es verdad que el perfil del río Corintos se encuentra 14 km dentro de la morena de Súnica, pero el lugar del perfil, no obstante su gran distancia de la morena terminal, probablemente se habrá visto libre de hielo en la primera época del retroceso, por hallarse inmediatamente adherido a la morena lateral. El perfil del lago Buenos Aires se encuentra 1,5 km dentro de la morena terminal. Faltando en este perfil pocos varves entre los medidos y el fondo, el resultado de la conexión indica que el hielo empezó a retirarse algo más temprano de las morenas de Súnica que de las del lago Buenos Aires.

### **Comentarios al mapa, lám. 24.**

Dentro de la mayor parte del mapa, el trazado de los límites entre las diferentes acumulaciones cuaternarias y las diferentes formaciones geológicas debe considerarse exacto, pero en el ángulo sudeste del mapa, en las regiones inmediatamente al sud del arroyo Guenguel y en los alrededores de Gensk, el mapa solamente presenta la geología a grandes rasgos y es en estas regiones muy preliminar.

---



Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 55. Roca basáltica de una isla en el extremo este del lago Buenos Aires, aborregada desde el oeste. — *Basalhill, ice-eroded from the west, on an island at the east end of the lake Buenos Aires.*

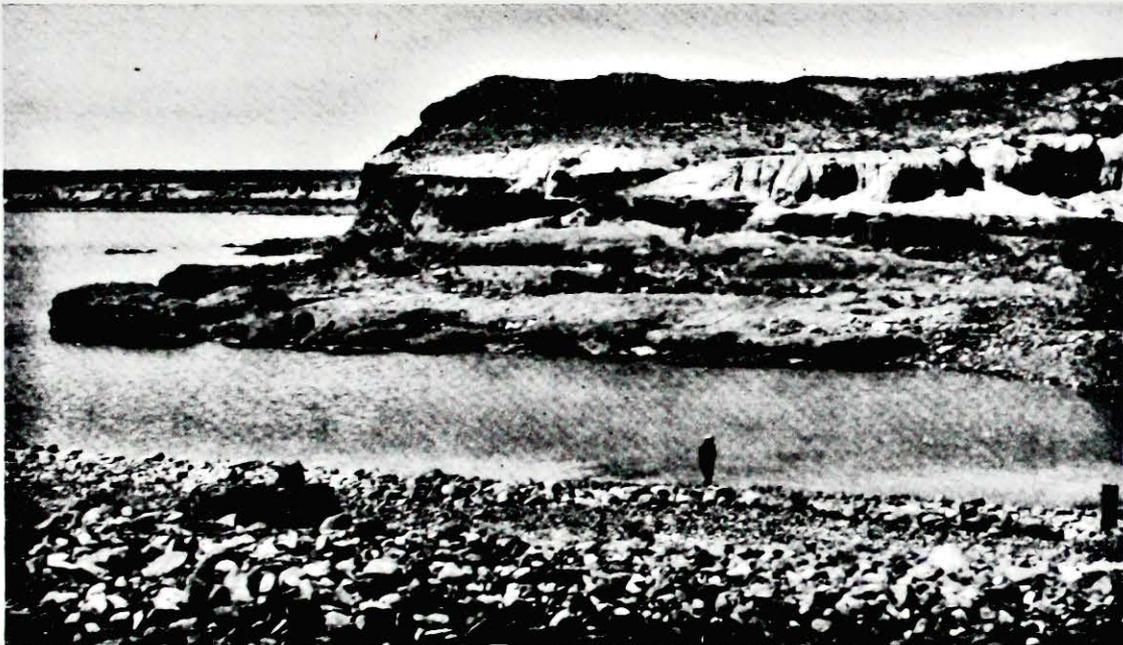


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 56. Morena de fondo (finiglacial) en contacto con la roca basáltica en el extremo este del lago Buenos Aires. La actual terraza litoral. — *Finiglacial ground-moraine on basaltic rock at the east end of the lake Buenos Aires. The actual litoral terrace.*



Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 57. La actual terraza litoral del lago Buenos Aires, cortada en morena de fondo (finiglacial). Las crecientes llegan al pie de la barranca. Orilla norte cerca de la estancia Anita.  
— *The actual litoral terrace cut in the finiglacial ground-moraine on the northern shore (near the estancia Anita) of the lake Buenos Aires.*

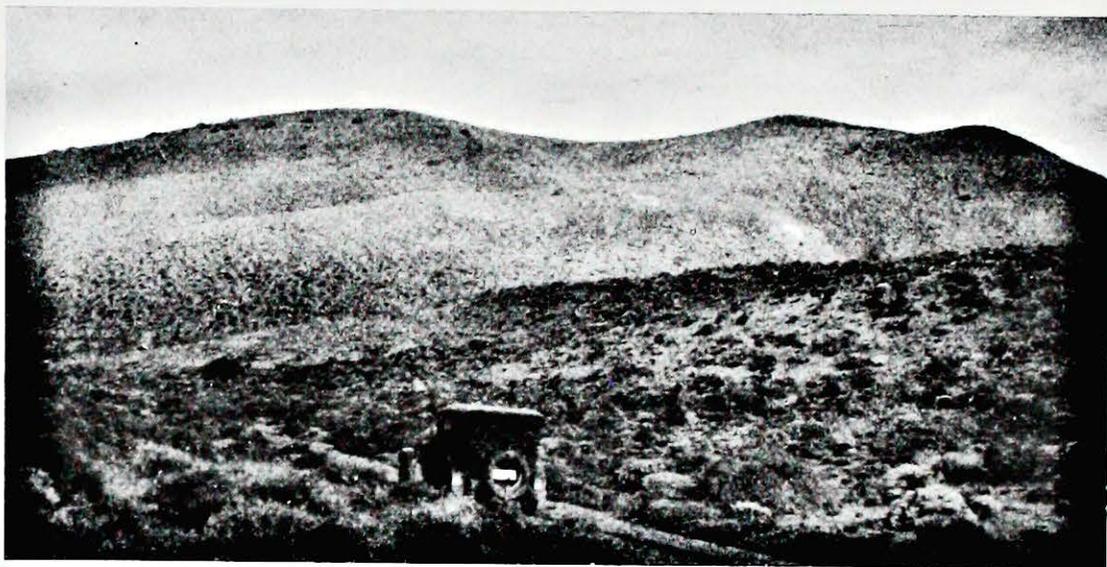


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 58. Aspecto de las morenas de «El Nacimiento» (gotiglaciales), algunos km al sud del pueblo del mismo nombre. Compárese la topografía de estas morenas con la de las finiglaciales, fig. 59 y 60. — *Physiognomy of the gotiglacial moraines some km south of the village «El Nacimiento». Compare this photograph with those of the finiglacial moraines fig. 59 and 60.*



Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

Fig. 59. Las morenas del río Fénix Chico (finiglaciales) en la bajada a la estancia Anita. Fotografía hacia el sudoeste. — *The finiglacial moraines north of the lake Buenos Aires, where the road to the estancia Anita crosses them. Photograph against the south-east.*

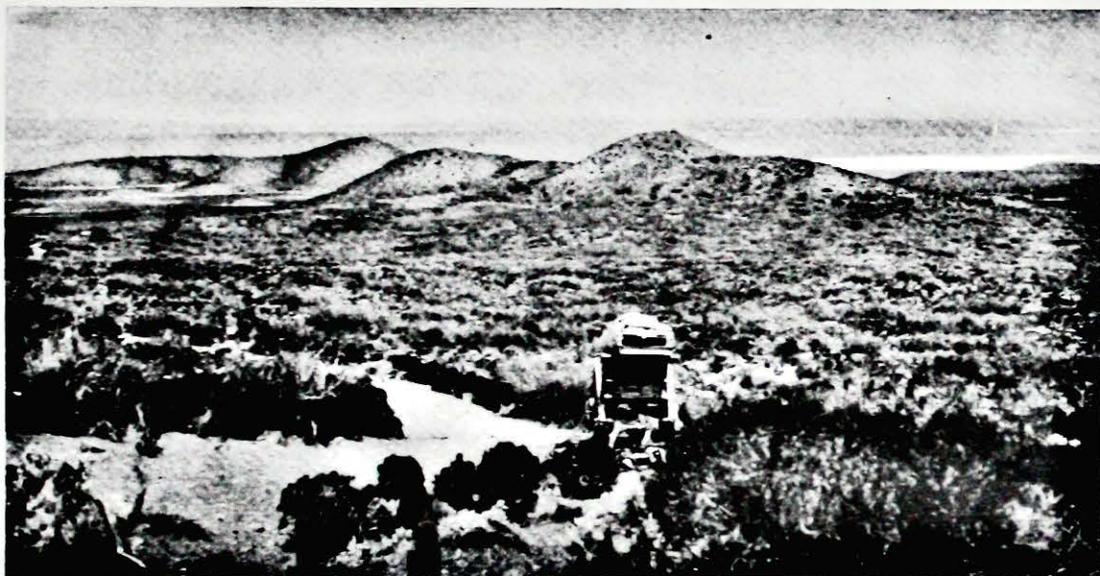


Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

Fig. 60. Otro aspecto de las morenas del río Fénix Chico (finiglaciales) poco al norte de la estancia Anita. Fotografía hacia el sud. — *Another view of the finiglacial moraines north of the estancia Anita. Photograph against the south.*

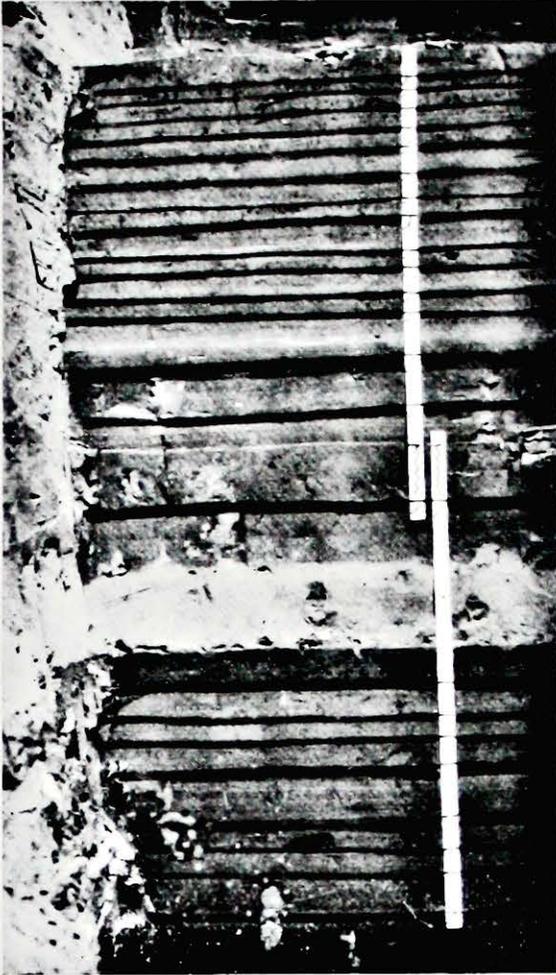


Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 61. Varves anuales distales de un espesor regular y un varv catastrófico de un escalón del perfil N° 51, del lago Buenos Aires. — *Distal annual varves of regular thickness and one drainage varv in one of the steps for the profile 51 at the lake Buenos Aires.*

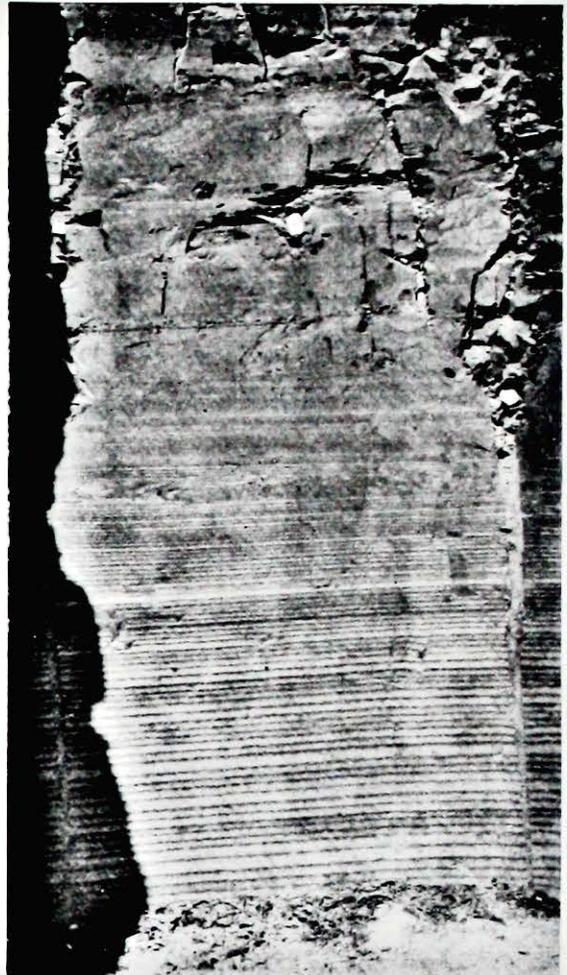


Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 62. Delgados varves anuales distales y el sedimento de fondo con varves de espesor menos de 1 mm en un escalón del perfil N° 52, del lago Buenos Aires. — *Thin distal annual varves and the bottom sediment with varves of a thickness smaller than 1 mm in a step of the profile 52 at the lake Buenos Aires.*

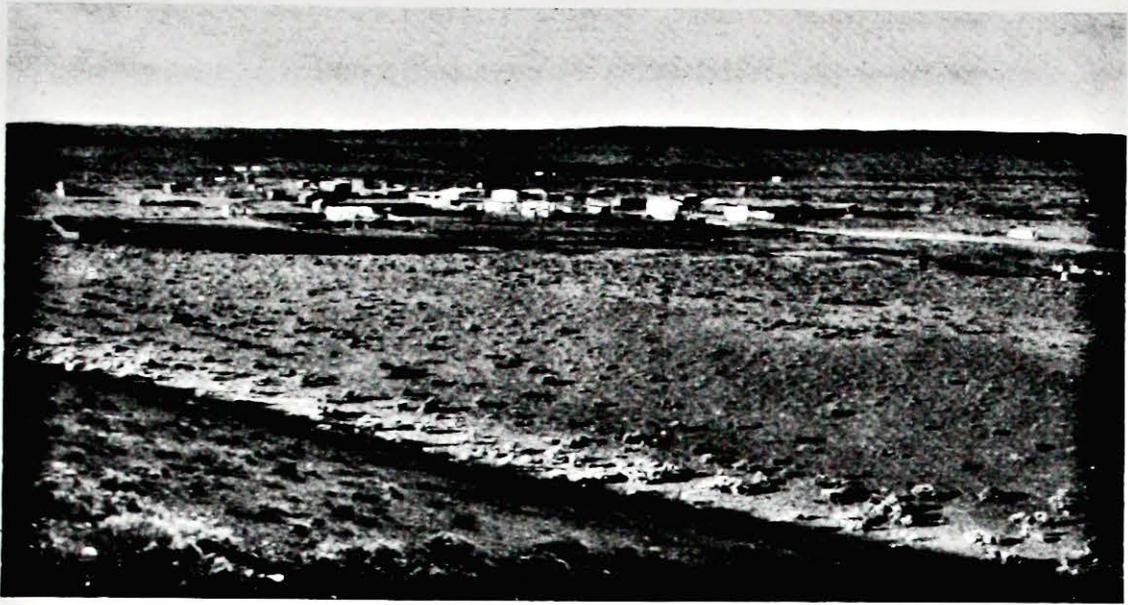


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 63. El valle del río Deseado, desagüe de los lagos glaciales Buenos Aires, con el pueblo «El Nacimiento». Fotografía hacia el noroeste — *The Deseado river valley, outlet of the icelakes Buenos Aires, with the village «El Nacimiento». Photograph against the northwest.*

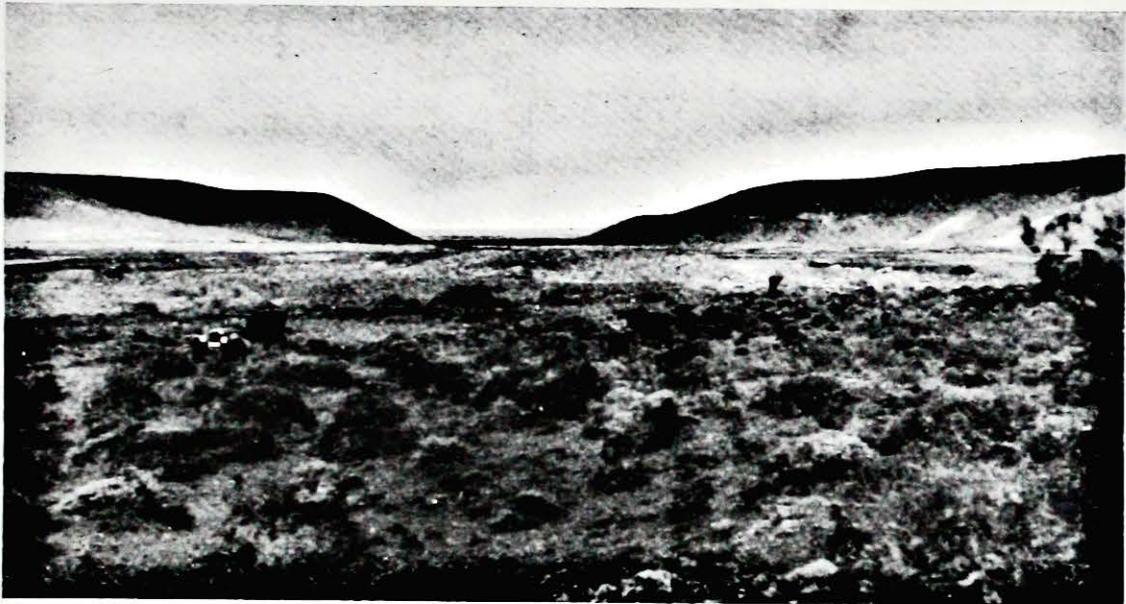


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 64. El cañadón del río Deseado en el lugar donde corta las morenas de la laguna Grande (daniglaciales). Fotografía hacia el noreste. — *The Deseado river cañon, where it cuts the daniglacial moraines. Photograph against the northeast.*

# **SISTEMAS DE MORENAS TERMINALES Y DE LAGOS GLACIALES EN LA PATAGONIA Y TIERRA DEL FUEGO.**

(41°—55° lat. sud.)

Además de los valles ya indicados, en los cuales efectuamos las investigaciones más detalladas, hicimos también viajes de reconocimiento en otras regiones de la Patagonia, Tierra del Fuego y Chile para tratar de determinar el límite de la glaciación cuaternaria, la situación de los diferentes sistemas de morenas y los yacimientos de los depósitos glacialacustres. Por causa de la gran extensión de la zona a investigar, tuvimos que efectuar estos reconocimientos como verdaderos raids, para poder hacerlos dentro del tiempo fijado y con gastos razonables; por eso su resultado queda supeditado a la exactitud de los mapas topográficos ya existentes.

Pueden considerarse como bastante buenos los mapas de la comisión argentina de límites, entre 38° y 52° lat. sud con curvas de altura aproximada, generalmente en escala 1 : 200 000, con ciertas regiones levantadas más detalladamente en la escala 1 : 100 000. En estos mapas, de los cuales es de lamentar que ahora queden solamente pocos ejemplares, la topografía amenudo ha sido tan bien dibujada, que los sistemas de morenas terminales con sus lomas y espaldones resaltan claramente. Desgraciadamente en su generalidad estos mapas contienen únicamente la región comprendida entre el límite internacional y el pie oriental de la Cordillera, dejando afuera, por consiguiente, la parte este de la antigua zona de glaciación. Por desgracia, para el levantamiento geológico dentro de esta región todavía hay que remitirse a mapas económicos en escalas pequeñas (1 : 500 000, 1 : 750 000) con representación topográfica exclusivamente esquemática. De Chile existen mapas topográficos en la escala 1 : 500 000 (ya agotados) con la topografía a simple vista indicada con sepia.

Como las formaciones glaciales cuaternarias son más importantes y mejor conservadas cuanto más al sud se encuentran, creo conveniente describirlas de sud a norte.

Para facilitar la discusión de la edad y de la comparación de los sistemas morénicos, he puesto a cada uno una denominación local, aludiendo a la situación o a razones de tradición.

---

## KAP. V.

### La Tierra del Fuego.

#### El canal Beagle y las islas al sud y al oeste del mismo.

(55° lat. sud; 66°—72° long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** La isla Gable (véase el mapa, lám. 42), cerca de la desembocadura oriental del canal Beagle, consiste casi exclusivamente en morena y depósitos glaci-fluviales (Andersson 1906, Halle 1910, Quensel 1910), que alcanzan la altura de 92 m sobre el nivel del mar. La isla ocasiona la bifurcación del canal, formando dos angostos estrechos, siendo el del sud, paso Mac Kinlay, el más profundo, la ruta de navegación a Ushuaia. Disminuye la profundidad en el canal Beagle desde el oeste en dirección a la isla Gable. En mitad de la ruta entre Ushuaia y la isla, el agua mide una profundidad de cerca de 180 m y, a 10 km al oeste de la isla, alcanza hasta 155 m, volviendo a disminuir 5 km más al este hasta llegar a los 110 m, y a 3 km de la costa isleña alcanza sólo una profundidad de 20 m. En la isla Gable, por consiguiente, se intercepta el canal por un alto umbral, que J. G. Andersson creyó poder atribuir en parte a depósitos glaciales cuaternarios y que Quensel atribuyó por completo a la misma causa. En las dos orillas del canal Beagle, a ambos lados de la isla Gable, observó Kranck, durante la expedición finlandesa 1928—1929, espaldones de morena, los cuales por el lado sud, donde se extienden entre el puerto Róbaló y el puerto Eugenia, son especialmente significativos. Esto pone fuera de toda duda que, como lo supusieron los dos investigadores suecos, la isla Gable indica una situación terminal del borde del hielo de un glaciar, que desde oeste hubiera resbalado dentro del canal Beagle (la morena de la isla Gable). Según Kranck se suceden los murallones de morenas terminales en la orilla norte del canal al este de la isla Gable, pasando por el puerto Harberton hasta la punta Navarro, y bloquean aquí el amplio valle existente entre el cerro Corrill (1 440 m) y el cerro Quintana (1 050 m). Es probable que allí marquen la posición final de un glaciar, que ocupara este valle (la morena del puerto Harberton), al mismo tiempo que el hielo en el canal Beagle alcanzaba la isla Gable.

Desgraciadamente no conocemos aún en que condiciones se hallaba la parte occidental del canal Beagle, al formarse la morena de la isla Gable. Saliendo de Ushuaia, el canal Beagle es muy poco profundo y, como W. Schiller menciona espaldones de morenas terminales al pie de los cerros Martial, es probable que su poca profundidad dependa de formaciones glaciales, pero, por su situación aparentemente

pertenecen a un estacionamiento del glaciar considerablemente posterior que el de la isla Gable. Por lo que hasta ahora sabemos parece más probable, que deba buscarse en la bahía Cook la posición del borde occidental del hielo del canal Beagle, correspondiente a la morena de la isla Gable. La profundidad del canal entre su desembocadura occidental y la bahía Ushuaia oscila entre 200—350 m, pero la desembocadura está cerrada por un umbral, alto, ancho y plano, sobre el cual la profundidad del agua sólo mide 40 m. Opino que esta plataforma consiste en depósitos glaciales, los cuales en este caso serían contemporáneos de las supuestas formaciones marginales frontales en Ushuaia, debiendo en consecuencia hallarse más al sud, en la bahía Cook posiblemente, como he dicho, la posición del glaciar, contemporánea a la morena de la isla Gable.

La isla Lennox es conocida como uno de los yacimientos de oro en otros tiempos más ricos de la Tierra del Fuego. El oro aparece allí en pegmatita dentro de los bloques graníticos de las morenas y constituye una de las características de las morenas terminales de la Tierra del Fuego. Según expresión del Kranck consiste la parte meridional de la isla Lennox en importantes murallones de morenas terminales, que hacia el este tienen su continuación por el lado meridional de la isla Nueva y probablemente pueden notarse también en la punta Jerse, situada en la bahía Slogget en la Tierra del Fuego, al extremo oriental del canal Beagle. Por el oeste tienen su continuación estas morenas en la isla Navarino, cuya orilla meridional orlan, aunque en un estado muy abradado, entre la punta Guanaco y la bahía Douglas. Sobre la isla Navarino, según Kranck, el movimiento del hielo ha sido de noroeste a sudeste. Estas series de morenas terminales que se pueden llamar con más propiedad la morena de la isla Lennox, señalan una glaciación más antigua y considerablemente más amplia que la morena de la isla Gable. Más al oeste, en la época de esta posición del borde del hielo, no son conocidas las circunstancias de glaciación. Sin embargo, es evidente, que durante este tiempo, las islas al sud del canal Beagle, en gran extensión, han sido totalmente cubiertas por el hielo.

Entre las desembocaduras occidentales del canal Cockburn y del estrecho de Magallanes se ha tratado de reconstruir la posición de los bordes del hielo de la morena de la isla Gable y la de la isla Lennox, suponiendo que las regiones de aguas bajas allí existentes representen formaciones glaciales marginales, lo que parece probable.

A juzgar por las observaciones de Halle la morena de la isla Gable parece descansar sobre una terraza marina. En caso de admitirse que todo el espesor de los depósitos estratificados debajo de la morena fuera de origen marino, llegarían éstos a una altura aproximada de 30 m sobre el nivel del mar. Los moluscos encontrados en la terraza pertenecen todos a especies que actualmente viven en los alrededores, pero que, según dicen, no medran inmediatamente al lado de los glaciares. En efecto es probable que el borde del hielo durante el retroceso

de la morena de la isla Lennox se retirara bastante adentro del canal Beagle, antes de avanzar nuevamente. Parece también probable que la tierra aquí, aún durante la primera parte de la estada del hielo de la morena de la isla Gable, se hallaba sumergida hasta una profundidad bastante grande, por lo menos hasta 30 m más bajo de lo que lo está actualmente, pues de otro modo es difícil explicarse que la terraza marina en su posición expuesta haya podido escapar a la erosión glacial.

**Sistemas de lagos glaciales.** Nada verdaderamente nuevo ha aparecido durante los últimos años para añadir a los datos que Halle publicó en 1910 sobre la existencia de terrazas glacialacustres y marinas en el canal Beagle. El conocimiento más exacto y ampliado que las observaciones de Kranck nos han facilitado de la extensión del hielo en estas regiones pone de relieve ciertas circunstancias, y por esta razón doy una sucinta compilación de datos de orientación.

Halle fué el primero en notar que algunas de las terrazas levantadas en el canal Beagle podrían haber pertenecido a lagos glaciales y que en consecuencia todas no fueran de origen marino, como se había sostenido antes. Es principalmente de dos regiones del canal Beagle, donde se han descrito terrazas, es decir de la isla O'Brien y de la parte situada entre Ushuaia y la isla Gable (lám. 42). La ausencia de terrazas en la región intermedia podría depender, según Halle, de que hubiera sido rellenada de hielo hasta muy recientemente o de que la abrasión en las laderas del valle, que aquí son muy pendientes, no hubiera tenido medio de cortar terrazas. Es probable que ambos factores hayan influido. De la cordillera Darwin al norte de esta región descienden los glaciares actuales más grandes de la Tierra del Fuego, y muchos de ellos como los glaciares Roncagli, Romance, Italia y Francés alcanzan el mar. Está fuera de duda que el hielo cuaternario permaneció aquí hasta muy tarde.

A un nivel de 6 m sobre el mar Halle observó terrazas de verdadero origen marino, tanto en Río Grande cerca de Ushuaia como en la isla Gable. Existiendo terrazas marinas a niveles comparables en el estrecho de Magallanes concluimos que el mar no alcanzó mayor altura desde que el hielo se retiró definitivamente de la morena de la isla Gable. Todas las terrazas más altas de la isla Gable, situadas a 10 y 20 m sobre el nivel del mar y las de Ushuaia a 10, 20, 100 y 110 m sobre el nivel del mar, pertenecerían en consecuencia a diferentes lagos glaciales, las dos inferiores probablemente a distintas estadas de un lago glacial entre la morena de la isla Gable en el este y el borde del hielo en el oeste, y las superiores a un lago glacial local sobre la ladera de los cerros Martial. Los estrechos en ambos lados de la isla Gable, han sido, primitivamente, desagües del lago glacial, pero si éste ha sido vaciado por ellos o por el canal Murray que en el oeste limita la isla Navarino, debe considerarse como incierto, hasta que tengamos un conocimiento más detallado del desarrollo de este lago glacial.

Respecto al origen de las terrazas observadas en la isla O'Brien no puedo opinar, aunque estoy inclinado a creer que son de origen glacialacustre.

**Glaciación actual.** Alrededor del canal Beagle existe ahora al norte, dentro de su parte occidental, una glaciación bastante considerable (lám. 42). Desde la sierra Darwin, que alcanza la altura de 2 300—2 400 m, llegan muchos glaciares hasta la orilla del mar. El glaciar más oriental de la Tierra del Fuego, de un tamaño digno de mención, debe ser el glaciar Stoppani en el valle de Gentegaya en la esquina sudeste del maciso Darwin, más o menos a 38 km al oeste de Ushuaia, pero carecemos de datos de altura. Más al este hay en las sierras Martial, Valdivia y Alvear glaciares más pequeños, que alcanzan todos ellos una posición elevada. Sin embargo, el glaciar existente en el valle al sudoeste del monte Olivia, poco al oeste de Ushuaia, llega a los 850 m sobre el nivel del mar. Pero todas estas sierras tienen rastros, en forma de lagos de alta situación, bloqueados por morenas y circos glaciares, de una glaciación local, mucho más grande que la actual.

### El valle del lago Fagnano (Lago Cami).

(54.5° lat. sud; 67°—69° long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales y lagos glaciales.** El lago Fagnano, el famoso lago de la Tierra del Fuego (los onas llamaronle Cami, y como es la denominación original del lago y el único nombre geográfico que recuerda de los antiguos pobladores de la Tierra del Fuego, me parece que debe conservarse este nombre como denominación del lago)<sup>1</sup>, está interceptado en su extremo oriental por colosales formaciones glacialfluviales, cuya extensión hacia el este no se conoce, pero es probable que ocupen la mayor parte del valle entre la sierra Irigoyen y la sierra Noguera. J. G. Andersson quien dió la primera noticia (Andersson 1906) sobre estas formaciones glaciales las interpretó como un obstáculo del valle, de la misma naturaleza que la morena de la isla Gable en el canal Beagle.

Más cerca del extremo oriental del lago se encuentran, según nuestras propias observaciones, algunos altos espaldones de morenas (lám. 42), en los cuales el camino desciende escarpadamente al lago (fig. 87, lám. 25). Al este de ellos, alrededor de la laguna Pescado y lo que fué la estación misionera salesiana, y aun más al este se esparcen depósitos glacialfluviales, las más de las veces en forma de terrazas; pero también en forma de espaldones de curso irregular, especialmente junto al límite norte. Las depresiones, entre ellos, están ocupadas ahora por turberas de Sphagnum.

En la orilla meridional del lago Fagnano y en el río Henneshiki (Henuen-shiki) se abren buenos cortes en el relleno glacial del valle, en las barrancas que acá pasan de los 20 m (fig. 65). En su mayor parte éstas consisten en una morena arcillosa, sobrepuesta por capas glacialacustres, en su parte inferior del material

<sup>1</sup> Antes de mi Quensel y Skottsberg han acentuado la prioridad de Cami como denominación del lago.

proximal de pedregullo y arena con estratos de inclinación hacia el este, y en su parte superior del material distal con arcilla de varves anuales muy destruidos por plegamientos y escurrimientos. Cerca de las faldas que limitan el valle, morena se sobrepone a la arcilla. No me ha sido posible determinar con exactitud

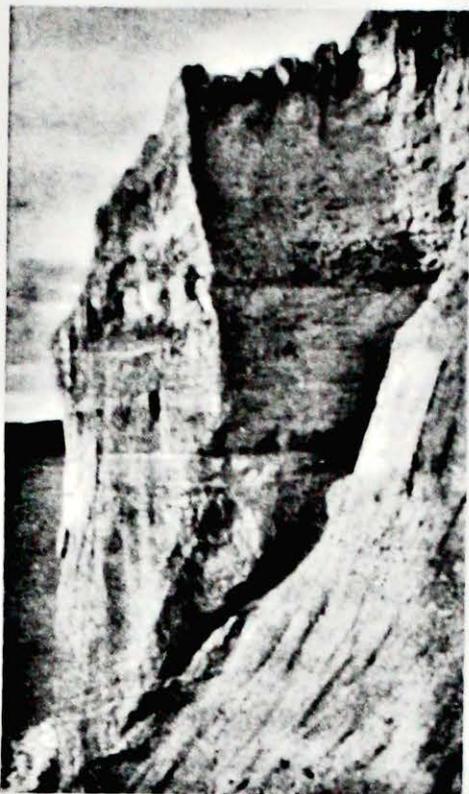


Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 65. Detalle de la barranca de la costa sudeste del lago Fagnano. Morena de fondo sobre depósito glacialacustre. — *Detail of the bank at the southeastern shore of the lake Fagnano. Finiglacial till-bed on the icelake deposit.*

si esta morena se halla en posición escurrida o primitiva sobre las formaciones estratificadas. En mi visita al lago a fines de Marzo de 1927 el tiempo fué muy desfavorable, imposibilitando las largas excursiones alrededor del lago. Las barrancas que pude observar, están limitadas en su parte superior por dos terrazas glacialacustres de 17,8 m y 21 m sobre la superficie del lago, en la esquina sudeste, y éstas son cortadas, ora en la morena inferior, ora en el sedimento glacialacustre. Las paredes del valle se levantan muy a pique y ofrecen un terreno favorable para escurrimientos de la morena situada más arriba. Sin embargo, merced a mis observaciones en los valles de la Cordillera en la Patagonia, me inclino a suponer que la morena superior se encuentra en posición primaria y que las dos capas de morena representan dos grandes oscilaciones del glaciar dentro del valle del lago Fagnano.

El límite de la más moderna de estas oscilaciones está representado por los espaldones morénicos en el extremo oriental del lago (fig. 86, lám. 25), mientras que el de la más antigua debe buscarse dentro de la región de las formaciones glacialfluviales marginales, en la continuación del valle, entre las sierras Irigoyen y Noguera. La

extensión de estos depósitos por el este no se conoce, y durante nuestros reconocimientos no llegamos afuera de ellos. En su mapa geológico sobre la Tierra del Fuego los ha dibujado Guido Bonarelli (Bonarelli 1917) hasta la zona comprendida entre  $66^{\circ}$  y  $67^{\circ}$  L. W. aproximadamente.

Todavía en el extremo occidental del lago Fagnano el movimiento del hielo ha sido del oeste al este, siguiendo el valle (Quensel 1910); pero en el extremo interior del seno Almirantazgo se ha movido en dirección opuesta. La línea divisoria de los hielos, por consiguiente, debió encontrarse sobre el umbral rocoso de cerca de 20 m sobre el nivel del mar que separa el lago Fagnano del seno Almirantazgo.

Quensel dice, que Skottsberg ha observado a 20 km al este del término occidental del lago Fagnano, en su lado sud, espaldones de morenas, que forman anchos arcos, rumbo al lago. Quensel opina que son morenas terminales y como contienen bloques de las rocas del Mount Hope indican evidentemente un último avance, venido del sudoeste, del glaciar del lago Fagnano.

Las montañas al norte del lago Fagnano actualmente no están cubiertas por el hielo, pero tienen, como los cerros que en el sud rodean el lago, rastros de una antigua y amplia glaciación local. Glaciares menores existen a gran altura en la sierra Alvear, más o menos a la mitad del lago, y sobre la ladera occidental del valle del río Betbeder cuelgan lenguas de glaciares, de las cuales algunas puedan tener su origen en el hielo del maciso Darwin.

### **La bahía Inútil y el estrecho de Magallanes.**

(52°—54° lat. sud; 68°—71° long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** Nordenskjöld presenta, en su mapa sobre la extensión de la glaciación en la Tierra del Fuego y en el sud de la Patagonia, el estrecho de Magallanes y el valle entre la bahía Inútil y la bahía San Sebastián ocupados por amplios y largos glaciares, mientras que la alta meseta, que en su parte occidental mide casi 600 m de altura, entre estas depresiones no había sido atravesada por el hielo (Nordenskjöld 1899). El ejemplo de Nordenskjöld es seguido por Bonarelli, quien dentro de estos valles distingue tres diferentes sistemas de morenas terminales, los cuales según su opinión representan igual número de glaciaciones (Bonarelli 1917). En otro lugar he relatado brevemente los resultados, que obtuve durante mis rápidos viajes en estas regiones, pero voy aquí a especificarlos y completarlos más detenidamente (Caldenius 1928, b). A causa de las experiencias adquiridas durante los viajes realizados más tarde, la apreciación, que haré respecto a la edad de ciertos sistemas de morenas difiere de la preliminar (lám. 42).

Magallanes (Punta Arenas) se escalona sobre un imponente espaldón morénico (fig. 94, lám. 29), el cual, no obstante las numerosas expediciones geológicas que visitaron la ciudad, parece no haber despertado mayor atención. Por lo menos, no lo he visto mencionado en la literatura geológica. En excavaciones en la parte oeste de la ciudad, cerca de los cuarteles del ejército, el material morénico, que consiste en una arcilla morénica, rica en bloques, se encuentra sobre sedimento proximal glaci-fluvial de arena y pedregullo bien estratificado (fig. 96, lám. 30). Entre este espaldón morénico y la meseta al oeste de la ciudad se hallan otros espaldones, situado el más occidental al pie de la meseta y todos probablemente pertenecientes a un mismo sistema morénico. La altura de la meseta es en el cerro Mina Rica 570 m sobre el nivel del mar. Al norte puede seguirse este sistema (las morenas de Magallanes) hasta la Segunda Angostura, en forma de

espaldones aislados, entre los cuales se extienden vastos llanos de depósitos glacifluviales y sedimentos glacialacustres (fig. 95, lám. 29). Hacia el sud continúa como largos espaldones encadenados hasta el sud de la bahía Fresca. Al otro lado del estrecho corresponde a este sistema en la Tierra del Fuego una serie de colosales espaldones morénicos (las morenas de Porvenir), los cuales alcanzan alturas de 50 a 90 m sobre el nivel del mar y forman una faja, que llega hasta 10 km de ancho, entre la Segunda Angostura y el cerro Monmouth al sudoeste de Porvenir. Entre la bahía Gente Grande y la bahía Porvenir es muy irregular la topografía morénica, altas y aisladas lomas alternan con hondas depresiones, de las cuales las más grandes están ocupadas por lagunas.

Por lo que ahora sabemos, representan las morenas de Magallanes-Porvenir el límite del último y menor avance del glaciar que ocupó el estrecho de Magallanes. Afuera de las mismas, morenas terminales de dimensiones considerablemente más grandes marcan una extensión mayor, que allí anteriormente tuvo el glaciar. Desde el seno Cabeza del Mar, que al sudoeste de la Segunda Angostura penetra en el continente, hasta la esquina noroeste de la Pampa de los Terromontos, meseta de 250 m de altura que se levanta al noroeste del estrecho entre la Primera y la Segunda Angostura, se extiende un colosal espaldón morénico terminal (fig. 92, lám. 28). En la estancia Ciaike, esta morena (la morena del Dinamarqués) cierra el valle del alto río Chico. Afuera de esta morena, la topografía es sumamente quebrada. El terreno está cortado por hondos y anchos valles de erosión glacifluvial que llegan a los valles del río Chico y del río Gallegos. Por esta razón no se ha podido determinar todavía la extensión que alcanza hacia el oeste este sistema morénico, como tampoco si existen al oeste del mismo restos de sistemas morénicos más antiguos, correspondientes al glaciar del estrecho de Magallanes, lo que es muy probable. Lo que contribuye a dificultar una conclusión concreta sobre la extensión y el número de los sistemas morénicos en esta parte, es que al oeste en dirección a la morena del Dinamarqués se levantan espaldones morénicos paralelos de las morenas de la laguna Blanca y en el sud los del seno Otway. Sin embargo, en el valle del río Chico deben llegar casi 5 km al sud del límite entre la Argentina y Chile.

La continuación de la morena del Dinamarqués ha de buscarse en la Primera Angostura del estrecho de Magallanes (fig. 90, 91, lám. 27). En las barrancas de esta angostura se ve casi únicamente sedimento glacifluvial proximal, y el terreno de la ancha península que avanza de la Tierra del Fuego es muy llano. Mi primera impresión fué que esta península representaba una enorme terraza extra-marginal glacifluvial, aunque esta solución no me satisfacía. En el mapa de Nordenskjöld figuran en los alrededores de la estancia Springhill lomas morénicos.

Según experiencia que he adquirido posteriormente a mi visita a este lugar, he visto que la erosión glacifluvial ha podido destruir por completo la topografía

original de acumulaciones morénicas muy espesas. Creo ahora que lo más probable es que los depósitos glacifluviales de la península indican la última face de un estado estacionario del glaciar del estrecho de Magallanes, contemporáneo con el de la morena del Dinamarqués.

Adheridos a los costados este y sudeste de la Pampa de los Terromontos se extienden, en arcos amplios, altos murallones de morenas terminales hacia el cabo Vírgenes. Hacia el norte se borra paulatinamente la topografía morénica, pero, sin embargo, es todavía claramente visible en forma de espaldones bajos y suavemente abovedados al sudoeste de la sierra de los Frailes, cerca de 40 km

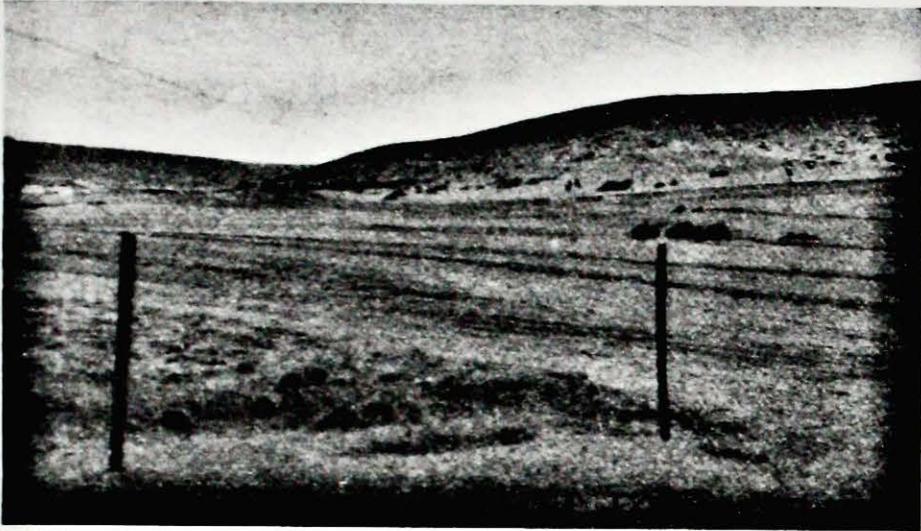


Foto J. Roman Guiñazú, 1927.

Fig. 66. Detalle de las morenas del cabo Vírgenes (daniglaciales) a 1 km al este del puesto de la policía Argentina en El Cóndor. Fotografía hacia el noreste. — *The daniglacial terminal moraines, 1 km east from the Argentine police-station at the Estancia »El Cóndor». Photograph against the northeast.*

al sud del puerto Gallegos. Al norte de la bahía Posesión en el estrecho de Magallanes alcanza el paisaje de las morenas una anchura de 30 a 40 km (fig. 66 y 67). El número de sistemas que representa, no es posible determinarlo exactamente con ayuda del material de mapas actual, pero parece dividirse en dos por lo menos. El más interior de ellos (las morenas del cabo Vírgenes) interceptó en un tiempo el estrecho de Magallanes y también los espaldones del sistema exterior (las morenas de Zanja Pike) probablemente deben haber formado en gran parte un obstáculo levantado sobre la superficie del agua en el estrecho. El último sistema mencionado todavía no ha sido reconocido en la Tierra del Fuego, y lo más probable es que se halla sumergido en el Atlántico. Sobre la forma en que siguen las morenas del cabo Vírgenes en la Tierra del Fuego me es también difícil opinar con exactitud, porque no tuve oportunidad de visitar el ángulo

noreste de la isla, habiendo tenido que suspender el viaje de reconocimiento proyectado para el otoño de 1927, por causa del mal tiempo. Pero contrariamente a la opinión que me formé al principio, me inclino ahora a suponer que la continuación de este sistema hay que buscarlo por el lado septentrional y a lo largo de la serranía del norte. Nordenskjöld, quien recorrió a caballo el trayecto entre el cabo Espíritu Santo y Porvenir, teniendo así oportunidad de observar toda la pendiente norte de la meseta, la designa en su mapa con la topografía morénica colinosa, poniendo allí el límite del glaciar dentro del estrecho de Magallanes, como también lo hace Bonarelli. Muchos rasgos orográficos y topo-

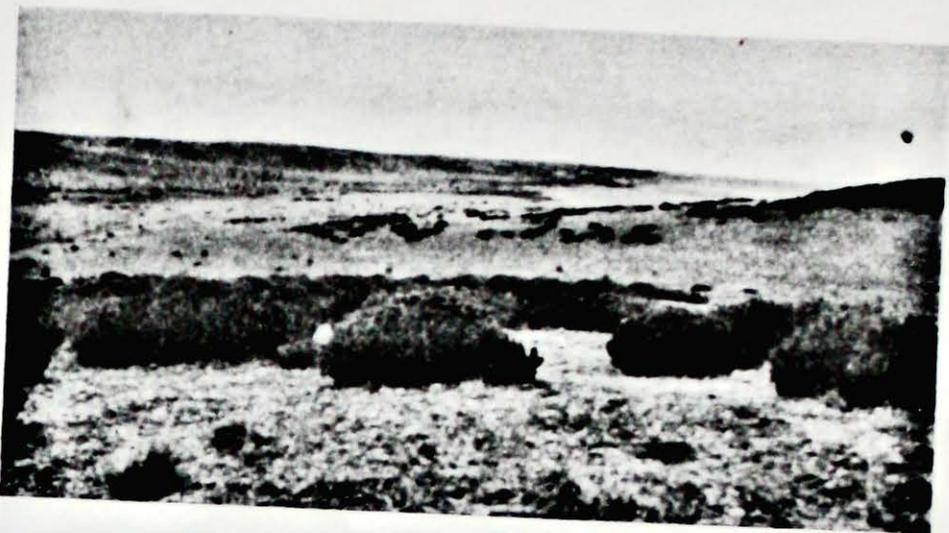


Fig. 67. Las morenas del cabo Vírgenes (daniglaciales), vistas desde un punto cerca del cerro Dirección. Fotografía hacia noreste. — *The daniglacial terminal moraines photographed against the northeast from «Cerro Dirección», near the eastern mouth of Strait Magallanes.*

gráficos en el mapa chileno atestiguan también que estamos en presencia de un paisaje de morenas terminales. Las abruptas curvas de los ríos hacia el este que en dirección al norte descienden de la meseta son más probablemente ocasionadas por espaldones morénicos, existentes al pie de la misma (las morenas del cabo Espíritu Santo).

Echaremos ahora una mirada a las morenas terminales, que en el valle entre la bahía Inútil y la bahía San Sebastián corresponden a los tres sistemas morénicos internos del estrecho Magallanes. Como dentro de muchos valles de la Cordillera, en este valle ha sido enormemente devastada la primitiva topografía glacial por erosión glacifluvial durante el retroceso del hielo. La bahía Inútil está limitada por un semi-círculo de bajas morenas terminales, cuyos espaldones se elevan cerca de 90 m sobre el nivel del mar (las morenas de la bahía Inútil). Circundando la bahía están cortadas en estas morenas, terrazas glacialacustres de anchura no

común, con bloques erráticos gigantescos, los cuales por el sud son casi todos de granito (Nordenskjöld 1898), que tienen su probable origen en el maciso de Darwin. En los cortes, en las altas barrancas de la bahía, el material morénico descansa sobre pedregullo y arena glacifluvial.

La punta norte de la isla Dawson, que separa el estrecho de Magallanes de la bahía Inútil consiste, según Kranck, en espaldones morénicos que convergen allí, viniendo del oeste y del este de la isla, y que en la punta misma están muy erodados, transformados en espaciosas terrazas litorales con numerosos cordones litorales. Sin duda son estas morenas la continuación de las morenas de Magallanes-Porvenir por un lado y de las morenas de la bahía Inútil por el otro. Es evidente que estos sistemas son contemporáneos.

El valle mismo entre la bahía Inútil y la bahía San Sebastián está ocupado en toda su extensión por formaciones glaciales encuadradas por morenas terminales, cuyos espaldones han sido empujados hasta el borde de las mesetas circundantes, causando un fenómeno análogo en el curso de los ríos que bajan de las mesetas como el ya descrito del estrecho de Magallanes. En otras épocas dichas morenas formaron arcos que bloquearon la bahía San Sebastián, no solamente por el este sino también por el oeste. Están muy desgastados por la erosión, pero se refieren probablemente a dos sistemas. El interno (las morenas de Filaret) ha sido reconocido por Bonarelli y se distingue por un paisaje de bajas lomas, entre las cuales se interpone un sinnúmero de lagunas. Un resto del sistema externo (las morenas de bahía San Sebastián) es el muy pronunciado istmo de El Páramo y las morenas bien conservadas en la región entre la bahía San Sebastián y el río Cullen (Nordenskjöld 1898). Por causa de la posición análoga de estos sistemas de morenas con los respectivos sistemas del Dinamarqués — la Primera Angostura y del cabo Vírgenes — cabo Espíritu Santo, creo que tenemos derecho a suponer que son contemporáneos.

Al sud del cabo San Sebastián se encuentra una serie de esbeltas lomas morénicas entre la punta Sinaia y el recodo que de oeste a sud forma el río Carmen Silva (las morenas del río Carmen Silva). Son restos de espaldones morénicos, que se han extendido probablemente de norte a sud y que tienen ahora, respecto a la morena de San Sebastián, una posición aislada. Por eso me parece probable que pertenezcan al mismo sistema. Pero para dilucidar esta cuestión es necesario levantar un mapa topográfico de la región. Si quedara demostrada mi conjetura respecto a la edad de estas morenas, ellas representarían el resto insignificante de morenas, cuya continuación hacia el sud estuviera sumergida en el fondo del Atlántico. Esto trae por consecuencia que, contrariamente a lo que se suponía (Bonarelli 1917, Nordenskjöld 1898, 1899), toda la Tierra del Fuego al norte de la Cordillera debió estar cubierta por el hielo durante esta época de la glaciación. Esta suposición, a primera vista, puede parecer

demasiado audaz, pues no se ha encontrado todavía, que yo sepa, en esta antigua región de glaciación supuesta, ninguna verdadera morena de fondo, pero creo que mi idea se comprenderá fácilmente por algunas breves explicaciones y por lo que en otro lugar voy a tratar más detalladamente sobre la formación tehuelche.

La meseta Serranías del Norte es cortada por hondos valles, los más, probablemente, valles de erosión glacifluvial, ahora rellenos de espesos depósitos glacifluviales. Encima de la meseta se ve muy comúnmente grandes bloques de rocas cordilleranas cristalinas con estrías conservadas. En los cortes del manto que cubre la meseta se puede observar que éste consiste en bloques bien redondos, muy gastados por erosión fluvial, en una masa de arena y arcilla sin estratificación y es en su mayor parte proveniente de las rocas sedimentarias de la meseta. Las laderas del valle del río Ewan, que conduce desde el lago Fagnano a la costa atlántica, están cubiertas por aquel depósito (fig. 88, lám. 26). También lo he observado en muchos sitios, cubriendo la roca, en las altas barrancas a lo largo de la costa del Atlántico (fig. 89, lám. 26). En Baño Nuevo, poco al sud de Río Grande, encontramos en este depósito un bloque con las estrías todavía conservadas en uno de sus lados, mientras que los demás se hallaban muy desgastados por la erosión del viento. Por consiguiente, es probable que este depósito sea una morena de fondo, deformada por soliflucción y erosión fluvial. Primeramente fué observado por Nordenskjöld, que a pesar de no aventurarse a confirmarlo sospechaba su origen glacial (Nordenskjöld 1898). Como con la morena de Carmen Silva debemos considerarlo como prueba de una glaciación total de la Tierra del Fuego al norte de la Cordillera durante una época remota de glaciación.

Trataremos ahora de establecer la extensión máxima que tuvo el glaciar del estrecho de Magallanes. Según Weeks, geólogo de la Standard Oil Company, dentro de la parte sudoeste de la Pampa de los Terromontos son muy comunes grandes bloques erráticos de rocas cristalinas de la Cordillera. El nombre de la meseta alude a una topografía de pequeñas lomas, que estoy dispuesto a creer dimanadas de morenas terminales deformadas por la erosión y probablemente pertenecientes al sistema más antiguo del estrecho de Magallanes (las morenas de Zanja Pike). El hielo, por consiguiente, debió subir sobre la meseta, y lo probable es que la pasara avanzando hasta la actual región de la desembocadura del valle del río Gallegos. Dentro de esta parte del valle dominan los depósitos fluviales, formando terrazas amplias escalonadas en las laderas y en cordones largos de rodados y pedregullo en el fondo del valle. La topografía actual del valle, en efecto no revela nada respecto a una eventual glaciación anterior. Pero sostengo la suposición mencionada de la extensión del hielo por haber observado un depósito que al parecer es una verdadera morena de fondo, en un corte cerca de la estancia Himen Aike, 10 km al sud del puerto Gallegos (fig. 97, lám. 30), y

una acumulación que probablemente es una morena deformada por soliflucción en la proximidad de la estancia Otern-Aike, 40 km al oeste del mismo pueblo. En el primer lugar el depósito consiste en una masa arenosa no estratificada con bloques aislados, de rocas de la Cordillera y de las mesetas. Varios bloques tienen estrías bien pronunciadas. El depósito se distingue de una verdadera morena de fondo solamente por su estructura menos compacta, que puede ser, sin embargo, una transformación muy explicable por influencia del clima seco aquí dominante. Un argumento, aunque no de tanto peso, como el mencionado para suponer una expansión del hielo afuera de las morenas terminales observadas es naturalmente la acumulación de la supuesta morena deformada por soliflucción en Otern-Aike, porque así puede acontecer un largo transporte de material. El material de soliflucción llegado de lejos presenta sin embargo más bien un aspecto bastante característico de que carece el material en Otern-Aike. Cubriendo la alta barranca, abundan aquí grandes bloques ( $0,2 \times 0,3 \times 0,3$  m) de diferentes rocas cristalinas, sin estrías, es verdad, pero también, fuera de esto, poco gastados en comparación con el material típico de soliflucción. Por eso es presumible que su formación originaria haya sido una capa de morena, que se encontrara sino en la vecindad inmediata muy cerca del lugar en cuestión. En favor de esta expansión mayor del hielo dentro de la región abogan, como veremos más adelante, también otras razones.

**Lagos glaciales.** Las barrancas y las islas en el estrecho de Magallanes están compuestas en gran extensión de sedimentos glacialacustres, que por lo menos alcanzan 50 m sobre el nivel del mar. Los varves tienen una estructura didáctica característica, y no cabe duda que las morenas terminales aun en el cabo Vírgenes han interceptado totalmente el estrecho, estancando el agua de deshielo del glaciar retrocediendo como lagos glaciales en altos niveles sobre la superficie del mar.

Desgraciadamente, el material de origen proximal es casi exclusivamente muy arenoso y con lentes de pedregullo, que afloran en las barrancas afuera y justamente al oeste de las morenas de Magallanes. Solamente en los alrededores del río Pescado reina en la mayor extensión la arcilla con varves de un espesor regular, pero cortes en este sedimento de un espesor digno de consideración no he visto, y por lo tanto no creo que se pueda llevar a cabo con éxito ninguna investigación geocronológica en esta región. Habiendo observado que el basamento se compone de morena de fondo donde ha sido accesible.

Durante la formación de las morenas del cabo Espíritu Santo, la tierra en estas regiones se hallaba a un nivel más bajo que el actual, lo que está demostrado por el hallazgo de Nordenskjöld, de arcilla marina de edad sin duda cuaternaria abajo de la morena al norte del río Cullen. La altura del lugar no es conocida, desgraciadamente. Cuando las morenas Magallanes-Porvenir quedaron quebradas

por el mar que las penetró desde el este, la inmersión alcanzó 4 m, que es la actual altura de las terrazas marinas en el río Pescado, el río Tres Brazos, el río Santa María y el río Amarillo. Por lo demás, respecto al curso de cambio del nivel aún no conocemos nada.

Por nuestros conocimientos sobre la extensión de la oscilación del glaciar del seno Skyring, entre la formación de las dos morenas más internas estamos autorizados a deducir que el hielo en el estrecho de Magallanes no puede haber desaparecido en la misma oportunidad, sino que ha de haber ocupado siempre su parte occidental, retirándose su borde más al oeste de la punta Guairebo, 17 km al sud de Magallanes, porque aquí la arcilla morénica del último avance del glaciar contiene conchas quebradas de moluscos marinos cuaternarios.

Las angosturas del estrecho se han formado primitivamente como desagües de los lagos glaciales (lám. 42), y el desagüe del último lago glacial sobre la morena más interna parece haber sido localizado en el paso Pelicano, al término austral de la isla Isabel, mientras que la gran abra entre su extremo septentrional y el cabo San Vicente debe ser obra exclusiva de la abrasión. Es probable que las morenas de la Primera Angostura hayan sido penetradas por el mar en la misma época en que retiró el hielo de ellas. Hasta ahora no tenemos conocimiento del nivel de las terrazas marinas entre estas dos morenas. Una de las dificultades, que se ofrece aquí para la reconstrucción del desarrollo geográfico en esa época es que muchas veces las terrazas más altas han sido llevadas por la abrasión posterior.

En cierta época, durante el retroceso de los glaciares en el estrecho de Magallanes y en la bahía Inútil, los lagos glaciales en estas depresiones se unieron. El de la bahía Inútil tuvo antes su desagüe hacia el Atlántico por el valle en dirección a la bahía San Sebastián. La topografía en este valle es casi totalmente ocasionada por la erosión glacifluvial. La laguna Larga, de 15 km, es uno de estos valles glacifluviales mejor conservados. Tanto en la costa austral de la bahía Inútil como en la costa oriental de la isla Dawson se han observado terrazas a una altura aproximada de 50 m sobre el nivel del mar, las cuales podemos reconocer ahora como originadas por lagos glaciales. Si estas terrazas han pertenecido a un mismo estado glacialacustre, lo que parece probable, porque en ambos lugares se encuentran en posiciones muy abiertas, puede significar que el glaciar de la bahía Inútil se haya retirado más rápidamente que el del estrecho de Magallanes, en cuya región no se conocen terrazas de una altura semejante tan al sud; pues la más alta, medida hasta el momento al sud de Magallanes, está situada a una altura de 25 m sobre el nivel del mar en la desembocadura del río Amarillo.

**Glaciación actual.** Las regiones actualmente cubiertas por el hielo más cercanas a la bahía Inútil y al estrecho de Magallanes se encuentran en el seno

Almirantazgo (lám. 42). Hacia este seno se dirigen glaciares grandes de la cordillera Darwin por los valles situados en los extremos de los fjords, siendo el más voluminoso el ventisquero Marinelli en la bahía Ainsworth (De Agostini 1923). También por el lado norte del seno Almirantazgo dice Nordenskjöld que existe glaciación, probablemente en forma de pequeños glaciares colgantes a alturas grandes.

---

## CAP. VI.

### La Patagonia al sud del lago Buenos Aires.

#### El seno Otway.

(53° lat. sud; 71°—72° long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** La orilla oriental del seno Otway ofrece grandes semejanzas con la de la bahía Inútil, tanto por su forma y topografía como por los depósitos cuaternarios en que consiste ( lám. 42). Como allá la terraza litoral está cortada en morenas terminales (las morenas del seno Otway) cuyos espaldones morénicos en gran parte han sido borrados por erosión glacialacustre y glacifluvial de manera que ahora no se ve muchos rasgos de la topografía primitiva. Al este está limitado dicho sistema de morenas terminales por una serie de lagunas, de las cuales las más grandes son las lagunas Palomares, la laguna Monte Bello, la laguna Toro, la laguna Palos y el seno Cabeza del Mar, las que lo separan de otros sistemas morénicos (véase el mapa, lám. 12). Por el oeste se puede seguirlo tanto en la isla Riesco como en la península Brunswick por lo menos hasta 72° de longitud oeste.

Los componentes de los sistemas morénicos más antiguos del glaciar del seno Otway están tan entrelazados con la morena del Dinamarqués y las morenas más antiguas, existentes afuera de ellas, formadas por el glaciar del estrecho de Magallanes, que sin un levantamiento detallado no podrán distinguirse con precisión ni determinarse el número. Según la opinión de Bonarelli son tres (Bonarelli 1917).

**Lagos glaciales.** La depresión del seno Otway fué ocupada, al retirarse definitivamente el hielo, por un gran lago glacial, que probablemente ha existido hasta una época muy reciente ( lám. 42). No poseemos datos de las alturas de las terrazas glacialacustres que en el este circundan el seno Otway. Pero en un principio el lago glacial virtió sus aguas sobre las morenas del seno Otway (a 50 m sobre el nivel del mar aproximadamente) en dirección a Cabeza del Mar del estrecho de Magallanes. Desde el norte afluyeron al valle del canal Fitz Roy enormes masas de aguas de deshielo del sistema glacialacustre enfrente del glaciar del seno Skyring, lo cual, naturalmente, contribuyó a la destrucción de la morena del seno Otway, que así fué atacada por la erosión glacifluvial por adentro y por afuera.

El lago glacial fué vaciado por el canal Jeronimus que atraviesa la Cordillera desde el extremo oeste del seno Otway (véase el mapa, lám. 42). El mar penetrando llegó a un nivel de 5—6 m sobre el actual, como las terrazas marinas levantadas al lado del canal Fitz Roy lo demuestran.

**Glaciación actual.** De la península Brunswick no se menciona ningún glaciar actual. Ellos existen, sin embargo, dentro de la parte más occidental de la isla Riesco en la bahía Fanny, donde uno llega casi a la superficie del mar (lám. 42). La parte de la isla Riesco, que limita con el estrecho de Magallanes y forma la península Córdoba está en gran extensión cubierta por el hielo y dentro de sus valles avanzan al mar varios glaciares.

### **El seno Skyring y la laguna Blanca.**

(52° 30' lat. sud; 71° 10'—73° long. oeste.)

En cuanto a los sistemas morénicos y los lagos glaciales en esta región véase el Capítulo II.

### **El valle del río Gallegos y del seno Almirante Montt.**

(52° lat. sud; 71°—73° long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** En su diseño del mapa geológico sobre Tierra del Fuego y la Patagonia austral, Nordenskjöld hace extender la formación morénica dentro del valle del río Gallegos hasta el recodo que hacia el norte forma el río, cerca de 20 km al este de la desembocadura del río Gallegos Chico (Nordenskjöld 1899). En la explicación de su mapa sobre la extensión de la glaciación publicado anteriormente (Nordenskjöld 1898) hace resaltar que no le ha sido posible determinar con exactitud el límite oriental de los depósitos glaciales en el valle del río Gallegos, pero considera probable que no lleguen a la costa atlántica. La dificultad de fijar aquí la extensión del hielo depende de la erosión devastadora, tanto glacial como postglacial, de que han sufrido las acumulaciones glaciales. R. Hauthal menciona restos de morenas terminales en el valle del río Gallegos más o menos a 70° 31' long. oeste (Hauthal 1895).

Muy cerca de la desembocadura del río Gallegos Chico (70° 30' long. oeste) se observa, sobre la ladera sud del valle, potentes restos de terrazas constituídos de sedimento glacial proximal, de arena y limo con franjas de arcilla (fig. 70). Como estos depósitos llegan hasta una altura considerable, es necesario suponer que han sido acumulados entre un glaciar en el oeste y una barrera, ya desaparecida, en el este. En lo que consistió esta barrera no ha sido posible determinar con exactitud por la falta de mapas topográficos necesarios.

Dos alternativas me parecen posibles, una base local de erosión o una lengua de hielo. El río Gallegos en el recodo mencionado corta un espaldón de basalto que evidentemente ha formado una base de erosión local en el curso del río y

cuya mayor resistencia contra la erosión que la de los blandos sedimentos terciarios circundantes ha ocasionado la desviación del río. Antes posiblemente, ha podido

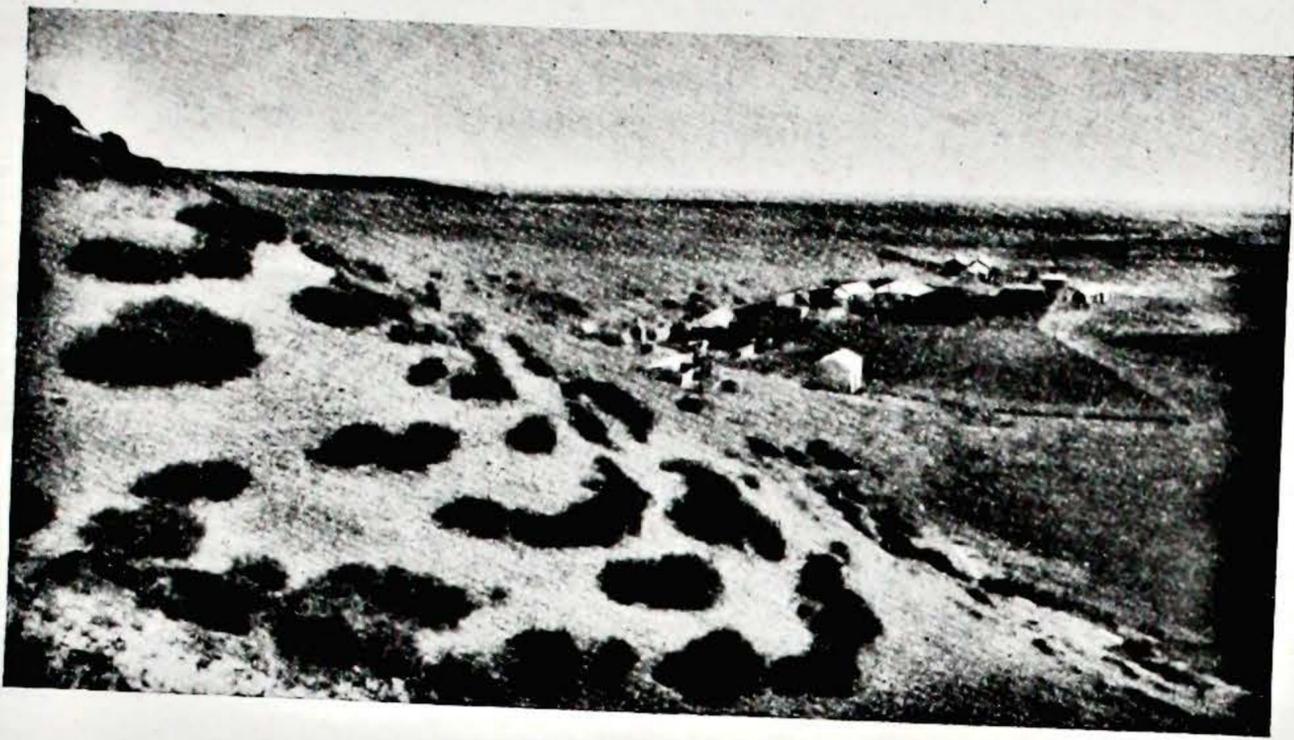


Fig. 68. El valle del río Gallegos en la estancia Otern-Aike, 40 km al oeste del puerto Gallegos. — *The Gallegos-river-valley at the estancia Otern-Aike, 40 km west from the town Río Gallegos.*

Foto J. Roman Guiñazú, 1927.

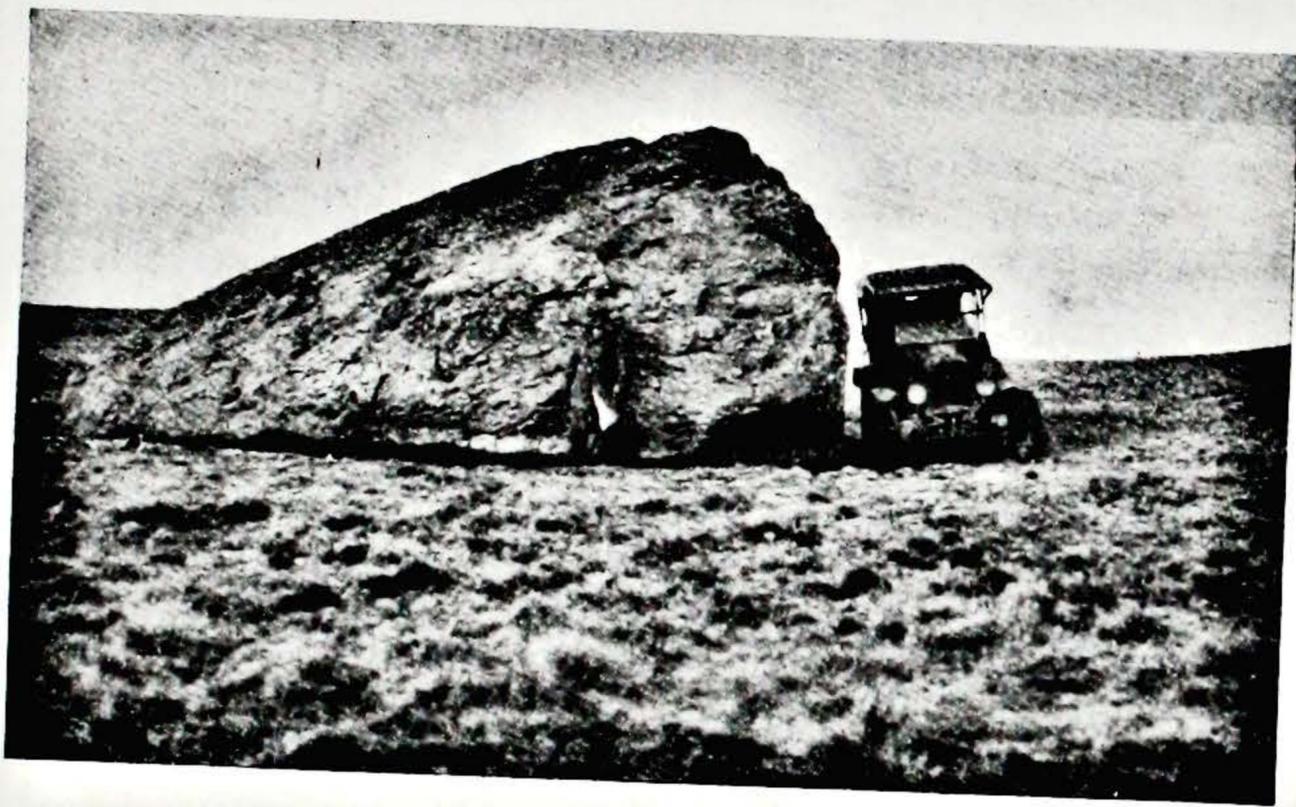


Fig. 69. Bloque errático, aborregado, de las morenas del río Penitentes (dani-glaciales) cerca del destacamento Dore de la policía Argentina. — *A huge erratic boulder as a roche moutonné on the daniglacial moraines at the Penitentes river near the Argentine police-station Dore.*

Foto J. Roman Guiñazú, 1927.

este espaldón basáltico más efectivamente que ahora estancar el río, produciéndose con esto un lago temporario en que se acumuló el material llevado por las aguas de deshielo. Pero me parece más probable, por causas que he mencionado en

otro lugar, que el glaciar del estrecho de Magallanes avanzó tanto hacia el lado norte del valle del río Gallegos, que su masa cerró completamente la desembocadura del valle. Un lago glacial existente bajo estas circunstancias durante cierta época del retroceso del hielo en la parte superior del valle del río Gallegos, hubiera contribuído mucho para explicar bien la gran devastación producida por la erosión fluvial en la parte inferior del valle.

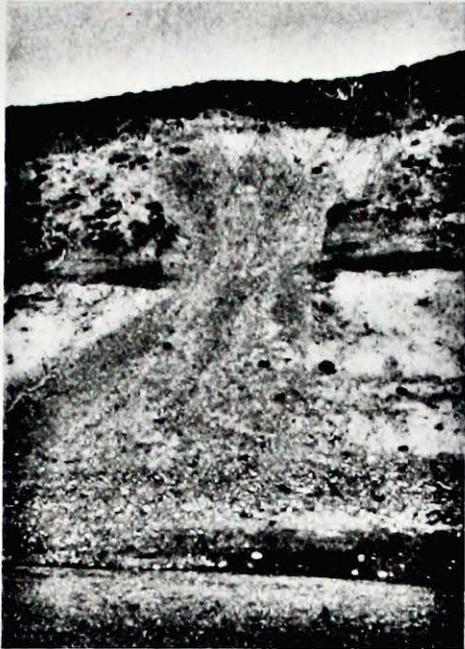


Foto J. Roman Guñazú, 1927.

Fig. 70. Las dos espesas capas de morena de fondo intercaladas por arena glaci-fluvial en el valle superior del río Gallegos, unos 10 km al este del valle del río Zurdo. — *The two thick till beds intercalated by glaci-fluvial sand in the upper part of the Gallegos-river-valley, some 10 km east of the junction of the Zurdo-river.*

No sabemos con exactitud, cuanto avanzó el glaciar, que bajó al valle desde el oeste; pero no creo que se haya extendido al este del río Gallegos Chico. Rastros de morenas terminales que han atravesado el valle del río Gallegos se encuentran en los alrededores de las desembocaduras de los ríos Zurdo, Penitentes y Rubens (lám. 42). Más al oeste en el valle del río Turbio y rodeando el seno Almirante Montt existen sistemas de morenas terminales con la topografía glacial primitiva bien conservada. Estos últimos aparecen muy definidos en el mapa de la comisión de límites argentina y están señalados brevemente por Moreno (Moreno 1899, Frontera Argentino-Chilena etc. 1901).

En las barrancas del río Rubens y del río Penitentes se puede observar, cerca del lugar donde desembocan en el río Gallegos, dos espesas capas de morena de fondo intercaladas por sedimento glaci-fluvial proximal de gran espesor (fig. 98 y 99, lám. 31). Es probable que estas dos capas morénicas signifiquen dos sistemas de morenas

terminales que hayan atravesado el valle del río Gallegos. Estos serían, por consiguiente, los sistemas morénicos más antiguos del glaciar del valle del río Gallegos (las morenas del río Penitentes y las morenas del río Rubens).

El río Turbio, afluente del río Gallegos venido del norte, se abre paso en la estancia Mayer, entre colosales espaldones morénicos, extendidos en dirección noreste-sudoeste (fig. 71). La anchura de esta cinta de morenas es de más de 5 km y sus espaldones se levantan unos 200 m sobre el terreno. El glaciar enfrente del cual se acumularon estas morenas ha descendido del noroeste hacia el valle del río Gallegos entre la meseta Latorre (1060 m) y la meseta Dorotea (752 m) y posiblemente atravesó la mayor parte de esta última. En su extremo sud se ligan estas morenas (las morenas del río Turbio) con otras, que en amplios

arcos han sido empujadas desde el oeste dentro del valle del río Gallegos por los glaciares procedentes de los fjords que se reúnen en el seno Almirante Montt. Estas morenas se apoyan en el norte contra la esquina sudoeste de la meseta



Foto J. Roman Guiñazú, 1927.

Fig. 71. Las morenas del río Turbio (gotiglaciales) en la estancia Mayer. Valle del río Turbio. Fotografía hacia el norte. — *The gotiglacial moraines at the estancia Mayer in the Turbio-river-valley.*



Foto J. Roman Guiñazú, 1927.

Fig. 72. En el primer término las morenas terminales del golfo Almirante Montt (finiglaciales) niveladas por la erosión glacial posterior. En el fondo la meseta Dorotea. — *The finiglacial moraines west of the plateaumountain Dorotea. These moraines are strongly eroded by the glacial rivers.*

Dorotea y en el sud contra la cordillera Chilena y separan, por consiguiente, el valle del río Gallegos del seno Almirante Montt. Atrás de ellas está bien conservado el lecho del glaciar y su parte más honda está ahora ocupada por el

lago Balmaceda. La línea divisoria de las aguas sigue sus crestas más altas, que se levantan 200 m sobre el nivel del mar, y la anchura de este sistema morénico (las morenas del lago Balmaceda) alcanza más de 6 km.

Entre este sistema y el seno Almirante Montt hay restos de otro en el cual los espaldones morénicos han sido fuertemente nivelados por la erosión glacifluvial (fig. 72). Como en la bahía Inútil y en el seno Otway rodean sus espaldones el seno mismo (las morenas del seno Almirante Montt).

La gran devastación de los espaldones morénicos del seno Almirante Montt se debe a la existencia de grandes lagos glaciales que ocuparon los valles al norte del seno y cuyos desagües durante un largo tiempo se efectuaron sobre estas morenas. Al sud del lago Balmaceda se encuentra el lago Aníbal Pinto poco más o menos de las mismas dimensiones y extendido en dirección de norte a sud. Desagua por su extremo sud, por el río Golondrina al estero Obstrucción. Está probablemente separado del lago Balmaceda por morenas terminales que deben ser contemporáneas con las del seno Almirante Montt y que han sido empujadas por un glaciar, que del sud descendió hacia el norte entre el cerro Rotundo y la cordillera Chilena.

**Lagos glaciales.** Como Moreno (Moreno 1899) tan entusiastamente lo ha descrito, al retroceso del hielo se desarrolló en el seno Almirante Montt y en el estero Ultima Esperanza todo un sistema de lagos glaciales cuyos desagües sobre las morenas del lago Balmaceda iban al valle del río Turbio, para más tarde variarse hacia el Pacífico, al quedar libres del hielo los angostos fjords que atraviesan la Cordillera alta (lám. 42). Los pasos sobre las morenas se encuentran más o menos 150 m sobre el nivel del mar, y los diferentes valles de desagüe que tuvo el lago glacial en su extensión máxima están esquemáticamente indicados en el mapa (lám. 42). Los diferentes estados del desarrollo de este lago glacial no son conocidos detalladamente, pero la topografía primitiva glacial, bien conservada dentro del antiguo lecho del glaciar alrededor del lago Balmaceda, hace presumir que han sido pocos.

La célebre gruta del *Gryptotherium* desemboca en una terraza, situada por adentro de la morena del seno Almirante Montt y a un nivel de 150 m aproximadamente sobre el mar, que Hauthal consideró primeramente como marina, diciendo haber visto rasgos de perforaciones de *Pholados*, y luego como glacialacustre, pero más probable es que su origen sea glacifluvial, por razón de su muy pronunciada inclinación hacia el oeste. Terrazas, indiscutiblemente marinas, se hallan aquí como en los senos Skyring y Otway a niveles muy bajos, 5 a 6 m sobre el mar.

En la bahía Desengaño se ha observado una terraza litoral a una altura de 100 m sobre el nivel del mar, pero si ha pertenecido a un lago glacial puramente local o al gran lago glacial del seno Almirante Montt no es posible determinarlo por ahora.

Sin duda las morenas del seno Almirante Montt corresponden a las morenas del río Verde y las morenas del lago Balmaceda a las de la laguna Blanca. Por esta razón es probable que el gran lago glacial del seno Almirante Montt se haya vaciado después de la gran oscilación del glaciar, que llevó a la formación del sistema morénico más moderno.

**Glaciación actual.** Glaciares actuales de alguna importancia solamente encontramos en el extremo interior del Última Esperanza, donde se deslizan hasta el nivel del mar desde la gran masa de hielo que ha sido denominada «El gran hielo continental patagónico» ( lám. 42). Menores glaciares colgantes se hallan en varios sitios dentro de los fjords al oeste del seno Almirante Montt. Aquí el hielo alcanza su mayor extensión sobre la cordillera Sarmiento al oeste del canal de Montañas.

### Los valles del río Coyle y del río Vizcachas.

(51° lat. sud; 71°—73° long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** Todo aquél que llega a la Cordillera por el brazo norte del valle del río Coyle con el propósito de determinar el límite extremo de los depósitos glaciales experimenta una sorpresa, que se repite en cualquier valle que elija para arribar a la Cordillera del oeste; pues descubre repentinamente que se encuentra dentro de un paisaje típico de morenas terminales, pero, examinando más detalladamente su borde extremo, ve los espaldones morénicos sumergirse y desaparecer debajo de depósitos glacifluviales extramarginales. Los ensayos para fijar la extensión hacia el este de estos últimos tropiezan también con dificultades, a causa de que van deformándose paulatinamente hacia afuera por soliflucción, y sin límite determinado pasan al manto de rodados y pedregullo de la formación tehuelche.

Las primeras morenas terminales completamente determinables se observan como a 40 km al este de la estancia Tapi-Aike y por el oeste más o menos a la misma distancia del recodo que forma hacia el sud el brazo norte del río Coyle ( lám. 42). Entre ellas corre el río en un curso tranquilo, maduro y serpenteante por un valle de varios kilómetros de ancho. En dirección al oeste se levantan más altos los espaldones morénicos y mejor conservada parece la topografía glacial primitiva. Cerca de 25 km al este de Tapi-Aike tal vez se pueda, en esta zona de morenas, trazar un límite entre una parte exterior ( fig. 100, lám. 32), más antigua y más erodada, y una interior, más moderna y mejor conservada. Los espaldones morénicos que aquí empiezan a levantarse son también considerablemente más altos que los en la parte exterior ( las morenas del río Coyle y las morenas de Tapi-Aike).

Los depósitos glacifluviales extramarginales alcanzan por dentro y sobre todo por fuera de esta zona morénica un espesor y una extensión considerable. Todavía en el valle inferior del río Coyle constituyen una gran parte del relleno del

valle, formando en las anchas terrazas del río extensos espaldones poco abovedados. Próximo a la zona morénica se distribuyen, en torno de ella, como terrazas en forma de abanico que, escalonándose, bajan hacia el este. El arroyo Pelque, que desemboca en el río Coyle más o menos a 15 km al este de los espaldones morénicos más orientales bien determinables, describe juntamente con su afluente, el chorrillo Barrancas Blancas, grandes arcos hacia el noreste, los cuales siguen líneas orográficas determinadas por esos depósitos glacifluviales extramarginales.

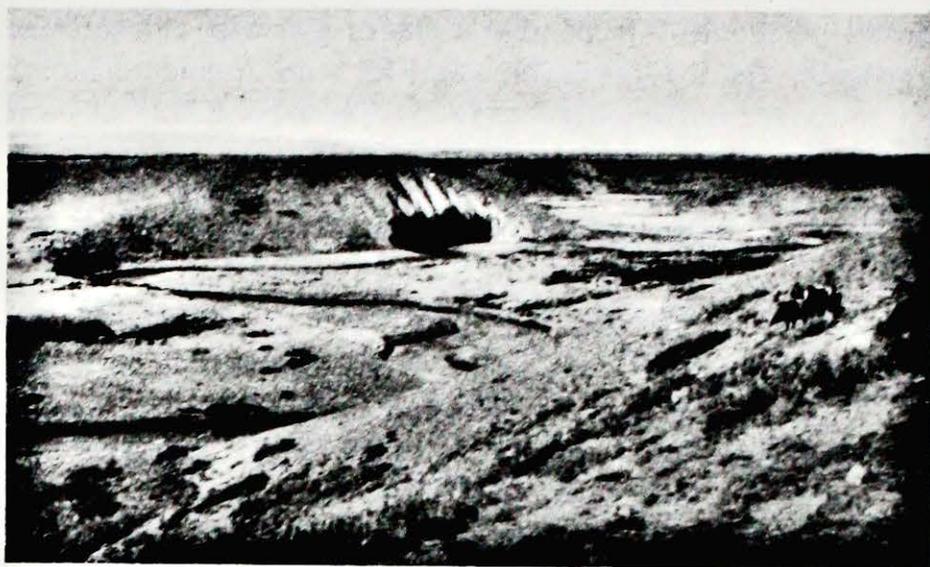


Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

Fig. 73. El valle del río Vizcachas, cortado en el lecho del glaciar gotiglacial. Las barrancas consisten en morena de fondo. Poco al oeste de la estancia vieja del señor von Heinz. — *The Vizcachas-river-valley cut in the gotiglacial glacierbed. Photograph some km west of von Heinz' old farm.*

Al oeste de Tapi-Aike se observa un cambio evidente en el carácter de la topografía morénica. La acción del tiempo ha dejado casi intactos los espaldones morénicos, que aquí forman grandes semi-círculos entre el cerro Cazador (1 020 m) y la sierra Baguales (2 160 m). Tienen un aspecto mucho más fresco que las morenas de más al este y representan sin duda un sistema considerablemente más moderno que aquéllas. Su estado de conservación es tal, que se admira ver detrás de ellas, en vez del glaciar, su lecho vacío en que el río Vizcachas ha excavado en la arenisca terciaria su hondo cañadón, haciendo meandros (fig. 73). La anchura de este sistema morénico (las morenas del río Vizcachas) es más de 13 km y las crestas de los espaldones llegan hasta 300 a 400 m sobre el nivel del mar, y sobre ellos está situada la línea divisoria de las aguas.

Adhiriéndose a las morenas del río Vizcachas en el sud y cerrando en un hermoso arco, de forma de herradura, la apertura del valle entre el cerro Cazador y la meseta Latorre se encuentra un sistema morénico contemporáneo con éstas (fig.

101, lám. 32). Sus espaldones, que alcanzan la altura de cerca de 490 m sobre el nivel del mar, constituyen aquí el divorcio acuarum continental. La primitiva topografía glacial está aquí bien conservada tanto respecto a los espaldones morénicos como al lecho del glaciar que existe detrás de ellos, y la única alteración consiste en los hondos valles que han cortado los ríos post-glaciales (las morenas del arroyo Guillermo).

Más al oeste, en la continuación del valle del río Vizcachas y dentro de la pre-

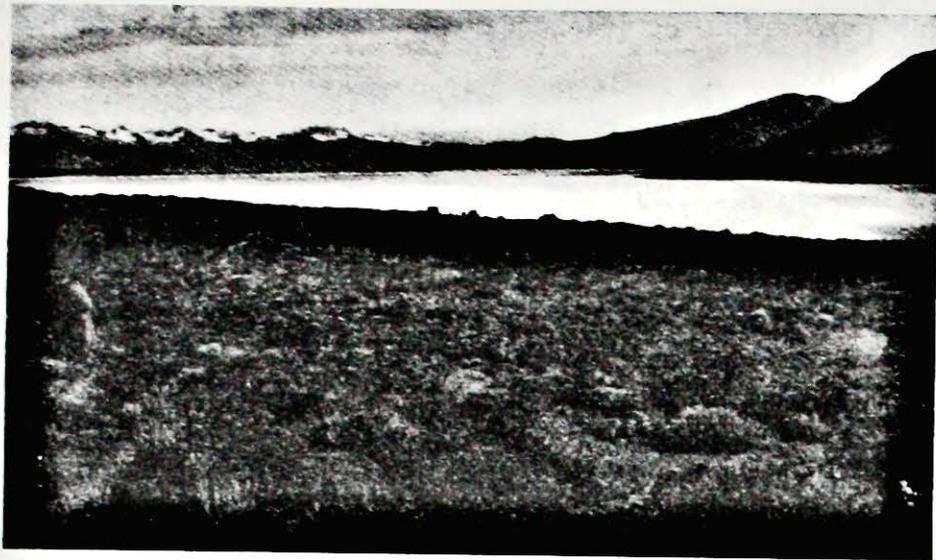


Foto J. Roman Guiñazú, 1928.

Fig. 74. El lago Maravilla desde la morena terminal finiglacial. A la derecha el cerro Toro. Fotografía hacia el oeste. — *The lake Maravilla, photographed against the west from the finiglacial terminal moraine. To the right the mountain Toro.*

cordillera misma, existe otro sistema morénico, cuyos murallones por el este obstruyen el lago Sarmiento. Según Hauthal son cinco los murallones en este sistema, que en igual forma limitan al lago Maravilla (fig. 74) al sud del lago Sarmiento (las morenas del lago Sarmiento). Los espaldones son bastante bajos, nivelados por erosión glacifluvial y llegan de 20 a 50 m sobre la superficie de los lagos.

En las barrancas en el término oriental del lago Maravilla se ve abajo de la morena sedimento glacialacustre distal, aplastado por el avance repetido del glaciar. Consiste en arcilla y limo con varves anuales, fallados, plegados y desgarrados con espesor de unos 4 m. También las morenas del río Vizcachas como las de Tapi-Aike descansan sobre depósitos glacialacustres, distales y proximales, con varves. En el valle del río Vizcachas al oeste del Palique se observa en las barrancas del río hasta 15 m de arena y pedregullo glacifluviales bien estratificados, que se intercalan entre dos capas de morena de fondo, midiendo el superior de 3 a 5 m de espesor. Frente la estancia vieja del señor von Heinz hemos medido 101 varves

en el depósito glacialacustre, que aquí tiene un espesor de 3 m entre las capas morénicas (fig. 75)<sup>1</sup>. Von Heinz, que es el propietario de la estancia Tapi-Aike, tuvo la amabilidad de recoger y enviarme una serie de muestras de los varves anuales de este paraje, que ha de ser el único dentro del antiguo lecho del glaciar del río Vizcachas, donde sean accesibles sin el auxilio de perforaciones. Más al oeste parecen ser totalmente erodados. En el perfil medido estaban cruzados por algunas pequeñas fallas y escurrimientos pero sin alteración mayor del espesor primitivo. En la estancia Tapi-Aike, según von Heinz, se encontró en la excavación de un pozo sedimento glacialacustre con varves debajo de morena de fondo.



Fig. 75. Diagrama de los varves anuales, probablemente daniglaciales, del perfil No 53, Casa vieja de von Heinz, Valle del río Vizcachas, Terr. de Santa Cruz. Escala 1:4. — *Diagram of the probable daniglacial varves at the section n:o 53, von Heinz'-old farm-house. River Vizcachas-valley. Terr. of Santa Cruz. Scale 1:4.*

Antes de concluir la descripción de las morenas terminales de la región debe añadirse que, según comunicación verbal de Kranck, el lago San Carlos, las lagunas Salada y Amarga, al norte del lago Sarmiento, están limitados al este por morenas terminales, las cuales por su situación son evidentemente contemporáneas con el sistema de morenas del lago Sarmiento.

Las morenas del río Vizcachas y del lago Sarmiento han sido mencionadas previamente por Moreno, Nordenskjöld y Hauthal.

**Sistemas de lagos glaciales.** El desarrollo de los lagos glaciales dentro de las depresiones de los lagos Sarmiento y Maravilla, al retroceso del hielo de las morenas del río Vizcachas y del arroyo Guillermo, es uno de los más interesantes y complicados problemas glacialacustres de la Cordillera de Los Andes. Como se desprende de la descripción anterior, ya al formarse estas morenas los valles fueron ocupados por lagos glaciales (lám. 42), de los cuales los únicos rasgos que se conservan son los restos aislados de los depósitos glacialacustres bajo las morenas. Nunca conoceremos la extensión de estos lagos glaciales. Pero cuanto más rico en detalles será nuestro conocimiento de los últimos lagos glaciales. Ya un estudio del mapa topográfico de la comisión argentina de límites con Chile nos da un cuadro bastante amplio de su desarrollo.

Las terrazas glacialacustres litorales más altas, aproximadamente 460 m sobre el nivel del mar, se encuentran en la ladera interior de las morenas del arroyo

<sup>1</sup> No ha sido posible señalar el perfil en el mapa, lám. 42, razón de la pequeña escala.

Guillermo y han pertenecido a un lago glacial, cuyo desagüe se dirigió al este, por un valle entre los espaldones morénicos, a la laguna Esperanza y luego al Atlántico por medio de los valles que ahora ocupan los manantiales del río Coyle. Durante el retroceso del glaciar hacia el oeste fué descubierto un paso más bajo en un valle de la ladera oriental del cerro que está situado entre el cerro Cazador y la sierra Dorotea, y las aguas del lago glacial iniciaron su curso hacia el sud por el valle del río Turbio, pudiendo ocuparlo en toda su capacidad recién cuando el hielo hubo desaparecido completamente de él, cortándose entonces un grandioso cañadón de más de 20 km de largo y descendiendo la superficie del lago glacial, probablemente unos 50 m.

Cuando el glaciar se retiró de las morenas del río Vizcachas allí también se formó un lago glacial local, a una altura de 300 m, aproximadamente, sobre el nivel del mar, que desaguó hacia el este en el valle en que el río Viscachas cruza actualmente las morenas en dirección contraria. Este desagüe, que se condujo al valle del río Coyle, se mantuvo hasta que el glaciar se hubo retirado al oeste del cerro Cazador, donde se abrieron nuevos desagües que terminaron en un estado glacialacustre, al que se incorporó el lago glacial situado atrás de las morenas del arroyo Guillermo, y que fué regulado por el paso de un valle de una altura de 250 m sobre el nivel del mar, al norte de la sierra Dorotea. De este paso, un gran valle de erosión lleva al valle del río Turbio. No tenemos conocimiento sobre el desarrollo de este lago glacial durante la oscilación en que se formaron las morenas del lago Sarmiento, pero cuando el hielo nuevamente empezó a retirarse se abrieron desagües a los valles entre el cerro Moche y la sierra Dorotea, y las aguas se dirigieron al gran lago glacial Balmaceda. Debido a la erosión de los pasos descendió la superficie del lago glacial unos 100 m. En un estado más avanzado del retroceso del hielo parece que también haya volcado sus aguas en el valle entre el cerro Moche y el cerro Chacabuco. Por fin se vació en el Pacífico por el valle del río Serrano, la actual vía de desagüe del lago Maravilla.

De los diferentes estados de este lago glacial dan testimonio varias series de terrazas litorales en la ladera occidental del cerro Cazador (fig. 102, lám. 33).

**Glaciación actual.** La actual glaciación se limita principalmente a la Cordillera alta al oeste de los lagos Sarmiento y Maravilla (lám. 42). Pequeños glaciares colgantes, sin embargo, existen cerca de las cumbres de la sierra de Baguales, cuya altura es de aproximadamente 2 000—2 200 m, situada al norte del valle del río Vizcachas. Glaciares colgantes más grandes descienden del cerro Tenerife, de una altura de 1 600 m, al sudoeste del lago Maravilla.

El macizo de Paine, famoso por el esplendor imponente de sus cerros, inmediatamente al oeste del lago Sarmiento, alcanza con sus cumbres más altas 2 220—3 050 m sobre el nivel del mar y tiene glaciares considerables, uno de los cuales al oeste del lago Paine I llega hasta unos 100 m sobre el nivel del mar. Al oeste

de los cerros de Paine el hielo cubre los valles y en gran extensión también las crestas de las montañas (1 900 m) hasta los fjords del Pacífico, y glaciares de esta capa de hielo avanzan hasta los extremos occidentales de los lagos Hauthal y Dickson.

### **El valle del lago Argentino.**

(50° 10' lat. sud; 71°—73° 20' long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** En una conferencia, pronunciada en la Sociedad Geológica de Estocolmo, mencionó P. Dusén (Dusén 1913) la existencia de espaldones de morenas terminales en la meseta entre los valles del río Coyle y del río Santa Cruz, los cuales según su opinión señalarían el límite más oriental de la glaciación cuaternaria. Los había observado cerca de la pendiente del valle del río Santa Cruz y también dentro del valle mismo, a 71° 35' long. oeste (en el relato de la conferencia está indicada 75° 35' long. oeste, lo que indudablemente es un error de imprenta). Mis investigaciones han confirmado en globo las observaciones de Dusén. Dentro del valle del río Santa Cruz pueden sin embargo observarse restos de espaldones de morenas terminales bastante bien conservados. algo más al este de lo que él indicó, es decir más o menos hasta 71° long. oeste,

Acercándose al lago Argentino desde el valle del río Coyle por el camino, que conduce desde puerto Gallegos, encontramos los primeros espaldones morénicos precisamente identificables y pertenecientes al glaciar del lago Argentino, en el sud de la meseta cercana al valle del río Pelque, más o menos a los 50° 35' lat. sud (lám. 42). Los depósitos glaciales extramarginales que se adhieren a ellos pasan sin deslindarse a aquéllos que del sud son esparcidos sobre el valle del río Coyle. Cuanto más al norte se llega tanto más se elevan los espaldones morénicos del manto del sedimento glaciales que los rodea y forman arcos amplios que en dirección noreste se extienden hacia el valle del río Santa Cruz. Al llegar a éste se desvian, presentándose con rumbos más orientales, indicando claramente que la lengua del glaciar en el valle ha sido más sobresaliente que en las mesetas circundantes. Todavía en la ladera sud del valle son bastante altos los espaldones morénicos, pero hacia su parte más central se borran paulatinamente, siendo erodados casi completamente por la erosión glaciales posterior. Dentro de esta zona exterior de las morenas del glaciar del lago Argentino el plano actual del río debe alcanzar una anchura de casi 5 km.

Si esta zona morénica (las morenas de Per Dusén) representa uno o varios sistemas no ha sido posible comprobar, por ser muy limitado el material de investigación que pudimos reunir. Aislados arcos morénicos están sin duda muy bien conservados (fig. 103, lám. 34), pero en general la primitiva topografía glacial está muy cambiada por la acción glaciales también sobre las mesetas. Profundos y anchos valles de desagüe despedazan el paisaje morénico primitivo tanto tangencial como radialmente hacia los espaldones morénicos y hacen imposible una buena sinopsis.

Un interesante fenómeno que debo acentuar es que la orografía actual en la meseta al sud del valle del río Santa Cruz es determinada por estos valles glacifluviales, que en forma de abanico radían de la zona morénica, y a consecuencia de esto nacen muchos de los arroyos de la meseta junto a su borde septentrional, corriendo en dirección hacia el sudeste.

Claramente separado de la ya descrita zona morénica exterior, cuya anchura en la meseta al sud del valle del río Santa Cruz mide más de 25 km, está el sistema de morenas, cuyos espaldones limitan por el este la depresión actual del lago Argentino. Dentro de éste están considerablemente mejor conservados los detalles de la topografía glacial primitiva, aunque en las laderas del valle los arroyos actuales han abierto en las morenas hondos surcos (fig. 104, lám. 34), así como en el valle, la erosión glacifluvial las ha nivelado en anchas terrazas. Los espaldones morénicos más exteriores de este sistema (las morenas del arroyo del Bote) cuelgan sobre los bordes del valle y sus crestas alcanzan 700—800 m sobre el nivel del mar, es decir 500—600 m sobre la superficie del lago Argentino (206 m). En el oeste está limitada esta zona morénica por un valle de agua de deshielo de casi 7 km de ancho que ahora ocupa el arroyo del Bote, que en un curso arqueado sigue al pie del lado interior del espaldón morénico más occidental. En el lugar donde estas morenas cruzan el valle del río Santa Cruz han obligado al río a hacer una amplia curva hacia el norte. Durante el estacionamiento del glaciar en ese sistema morénico es probable que la mayor parte del agua de deshielo corriera al valle del río Santa Cruz, al que conducen anchos valles de desagüe que cortan los espaldones morénicos y continúan afuera de ellos. Una pequeña parte del agua de derretimiento, sin embargo, debe todavía durante la época originaria de la formación de estas morenas haberse dirigido al valle del río Coyle por el del río Pelque. La anchura actual de este sistema morénico mide de 10 a 13 km, medidas que probablemente deben duplicarse, para dar una idea de su anchura original. Particularmente fuerte ha sido su reducción en el oeste, ocasionada por el ancho valle de agua de deshielo en que corre actualmente el arroyo del Bote.

Este valle fué erodado durante un nuevo avance del glaciar, señalado por un sistema morénico (las morenas del paso Charles Fuhr) cuyos espaldones circundan la parte oriental del lago desde su centro o están separados de él por anchas terrazas glacifluviales y glacialacustres. Son de poca elevación, miden solamente de 30 a 50 m sobre la superficie del lago, formando una cinta de 10 km de ancho en el extremo este del lago y de 5 a 7 km en sus lados norte y sud. Conservan huellas claras de una fuerte erosión glacifluvial y glacialacustre y están cortadas en el arroyo de los Perros por un ancho valle de desagüe, que en el paso Charles Fuhr desemboca en el valle del río Santa Cruz. El glaciar del lago Argentino estaba en esta fase de la glaciación limitado a la depresión actual del lago.

En el paso Charles Fuhr, cerca de 8 km al este del desagüe actual del lago, están al descubierto en las barrancas del río Santa Cruz cortes en la morena y en su base. La morena tiene aquí, en un perfil medido, 8 m de espesor y yace sobre sedimento glacialacustre proximal de aproximadamente el mismo espesor, descansando sobre morena (fig. 79). Los varves anuales de este sedimento glacialacustre están fuertemente plegados y aplastados. El lago glacial, de cuyo fondo estos varves son un resto insignificante, se extendía mucho más al este que el actual lago Argentino y existió durante el retroceso del hielo que precedió a la formación de las morenas del paso Charles Fuhr. Respecto a la extensión de la oscilación del glaciar, desgraciadamente no se puede sacar conclusiones de este yacimiento aún aislado del sedimento glacialacustre. Pero apareciendo la morena

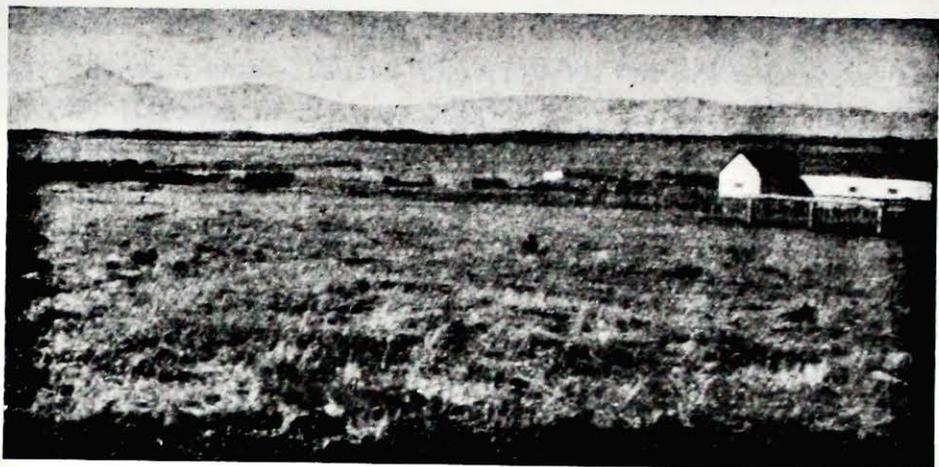


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 78. Las morenas finiglaciales del puerto Bandera, a lo largo del lado sud del lago Argentino. Fotografía hacia el norte desde la estancia Buenos Aires. — *The finiglacial moraines along the southern side of the lake Argentino, north of the estancia Buenos Aires.*

sobrepuesta como morena lateral evidente, todavía en el centro del lago, puede considerarse probable que el glaciar, antes que empezara nuevamente el avance, fuera sumamente reducido.

Moreno (Moreno 1899), Hauthal (Hauthal 1904), y Quensel (Quensel 1910) mencionan las morenas terminales en el extremo oriental del lago Argentino, pero sin entrar en una descripción detallada de los diferentes sistemas morénicos.

Además de Dusén (Dusén 1913) también Hauthal (Hauthal 1904) ha dejado los primeros datos sobre la existencia de otro sistema morénico más moderno y más occidental en el valle del lago Argentino, cuyos espaldones se extienden hasta el extremo occidental de las morenas del paso Charles Fuhr. Estas morenas más modernas orlan las orillas del lago en las desembocaduras del Brazo Norte y del canal de los Témpanos (las morenas del puerto Bandera) y desaparecen en el

fondo del lago en la punta Ciervos, por su lado sud, y en un cabo todavía sin nombre en el lado opuesto del lago (fig. 78, fig. 105, lám. 35). Evidentemente han limitado un glaciar, cuyos afluentes han sido glaciares en los fjords ya mencionados. El glaciar que al mismo tiempo ocupaba al Brazo Sud del lago avanzó por la ensenada Rico como una lengua de hielo extendida entre la cordillera Buenos Aires (1 590 m) y el cordón Cristales hasta al sud del cerro Frías (1 080 m). Aquí está marcado su límite por una serie de grandes espaldones morénicos que forman arcos amplios (las morenas de la ensenada Rico). En cuanto a su desarrollo se asemejan mucho estos dos sistemas de morenas contemporáneas a las del sistema



Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 79. Barranca de la vuelta del río Santa Cruz al este del paso Charles Fuhr. Morena de fondo (gotiglacial) sobre depósito glacialacustre en varves. — *Gotiglacial till-bed lying on icelake sediment in the northernbank of the Santa Cruz river, at the ford Charles Fuhr.*

próximo más viejo. Alcanzan más o menos la misma altura sobre la superficie del lago y ocupan cintas aproximadamente de la misma anchura.

Formando un dique de 1 km de ancho entre el extremo austral del Brazo Sud y la laguna Frías se encuentran 8 km afuera del borde actual del glaciar Richter imponentes espaldones morénicos (Frontera Argentino-Chilena etc. 1901, Hauthal 1904). Consisten casi exclusivamente en grandes bloques desnudos y angulosos sin ninguna capa protectora de pedregullo o de material descompuesto ni de vegetación. Deben indicar un gran avance del glaciar Richter en una época relativamente reciente.

**Lagos glaciales.** El umbral en el desagüe actual del lago Argentino consiste en morena y estanca la superficie del lago, probablemente a una altura considerable

sobre el fondo del valle preglacial. En el extremo oeste del lago los glaciares encierran a los fjords que penetran en la Cordillera alta. Pero es dudoso que los pasos dentro de los valles transversales cubiertos de hielo se encuentren tan bajos, que el lago pueda considerarse también como estancado por el hielo en cierta extensión como supone Gallois (Gallois 1901) y Quensel (Quensel 1910).

El desarrollo del lago durante la primera época de la glaciación cuaternaria es todavía desconocido. Pero hay razón fundada para presumir que el primer lago Argentino se formara durante el retroceso del glaciar del sistema morénico más antiguo y que después fuera en parte totalmente borrado y luego regenerado durante los subsiguientes avances y retiradas del glaciar. En cada renovación la orilla este del lago debe haber sido trasladada más al oeste y la superficie a un nivel más bajo.

En sus últimas oscilaciones el glaciar no alcanzó como antes a las morenas del avance próximo más viejo. El actual lago Argentino nació, por consiguiente, durante el retroceso del glaciar de las morenas del paso Charles Fuhr ( lám. 42). Su superficie se encontraba primero muy arriba, por lo menos cerca de 25 m sobre su nivel actual, pero en un estado inicial del retroceso del glaciar es probable que bajara considerablemente. Solamente cerca de 6 m sobre la superficie del lago encontramos una terraza litoral definida, la única que puede seguirse en torno de la mayor parte del lago o tal vez del lago entero. Por el oeste se extiende casi hasta la desembocadura del Brazo Norte, y ha sido nivelada por nosotros tanto en el puerto Irma, 14 km al oeste del desagüe del lago, como en el puerto Bandera. En ambos parajes su incisión se halla a la altura de 6 m. Burmeister (Burmeister 1892) menciona, sin indicar el nivel, en la desembocadura del río Leona, en la esquina noreste del lago, una marcada terraza litoral, que sin duda está en relación con la ya mencionada. Una investigación más detallada de la conexión entre esta terraza y las condiciones dentro del valle de desagüe resolvería la interesante cuestión de su origen. En la parte más próxima al lago es muy estrecho el desagüe, y por esta razón puede muy bien esta terraza litoral elevada depender solamente de una afluencia catastrófica de agua de deshielo durante la última fase del retroceso final del glaciar.

No se ha observado sedimento glacialacustre distal con varves anuales de este último periodo y es probable que no exista sobre la superficie actual del lago.

**Glaciación actual.** Glaciares del gran hielo continental patagónico avanzan al lago en los fjords de su parte occidental ( lám. 42). Los más grandes de estos glaciares son el ventisquero Upsala en el Brazo Norte, el ventisquero Moreno en el canal de Los Témpanos y el ventisquero Richter en el Brazo Sud. El límite de la nieve perpetua dicen que se encuentra a 1 200—1 300 m sobre el nivel del mar (Kühn 1927).

### El valle del lago Viedma.

(49° 41' lat. sud; 72°—73° long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** El lago Viedma ocupa el gran valle transversal inmediatamente al norte del lago Argentino. La distancia entre los extremos orientales de ambos lagos mide más o menos 35 km. Los depósitos glaciales dentro de la depresión del lago Viedma y sus alrededores presentan semejanzas muy grandes con las correspondientes en el lago Argentino.

Como allá se encuentran los espaldones morénicos más antiguos y más avanzados hacia el este encima de la meseta situada al este de la depresión del lago (lám. 42). Se distinguen todavía, claramente, al este de la desembocadura del amplio valle de desagüe glacifluvial que del lago Viedma conduce por el noreste hacia el valle del río Shehuen (río Chalia). Cuán al este alcanzan o alcanzaron no pude desgraciadamente determinar con seguridad. En el valle del río Shehuen hay, sin embargo, a lo largo de su ladera sud en Mata Amarilla evidentes restos de morenas. De la topografía morénica primitiva queda ya poco aquí, habiendo sido borrada en su mayor parte por la erosión glacifluvial y postglacial. A causa de ciertos rasgos orográficos y a la extensión de los bloques mayores me parece probable que el hielo, en su mayor avance, llegó muy cerca de los 71° long. oeste (las morenas de Mata Amarilla).

Al sudeste del término oriental de la depresión del lago Viedma se levanta una elevada meseta de basalto, cuyas cumbres más altas son los cerros de Pampa y Roca Cuadrada. Esta meseta, al parecer, no solamente formaba un muro divisorio entre los glaciares del lago Viedma y del lago Argentino durante la época de su extensión máxima sino que también obligaba al primero a buscarse salida en dirección noreste al valle del río Shehuen.

Alrededor del valle de desagüe arriba mencionado aparece, según se puede juzgar por la investigación sinóptica efectuada, un nuevo sistema de morenas terminales (las morenas de Piedra Clavada) que tiene que ser considerablemente más moderno que las morenas de Mata Amarilla. Los espaldones de este sistema morénico se encuentran sobre las terrazas superiores dentro del valle de desagüe y han limitado un glaciar, que se abrió paso en este valle hacia el del río Shehuen, obligándolo probablemente a formar la curva hacia noreste, al norte de la desembocadura actual del valle. La topografía morénica primitiva está allí considerablemente mejor conservada que más al este.

Este sistema de morenas está separado del lago por otro más moderno, cuyos espaldones, como los del correspondiente del lago Argentino, lo circundan en su mitad oriental. El máximo de su anchura que es de 10 a 12 km y el de su altura de 100 a 150 m sobre la superficie del lago lo alcanza en el extremo oriental y en el lado norte (las morenas de Orraiken).

En el río Leona, por el cual las aguas del lago Viedma corren ahora hacia

el lago Argentino, se abre un significativo corte en estas morenas y en su basamento al sud del recodo que forma el río en el paso de la balsa. En un recorrido de 300 m se ven acá dos capas de morena de fondo, la superior de 9 m

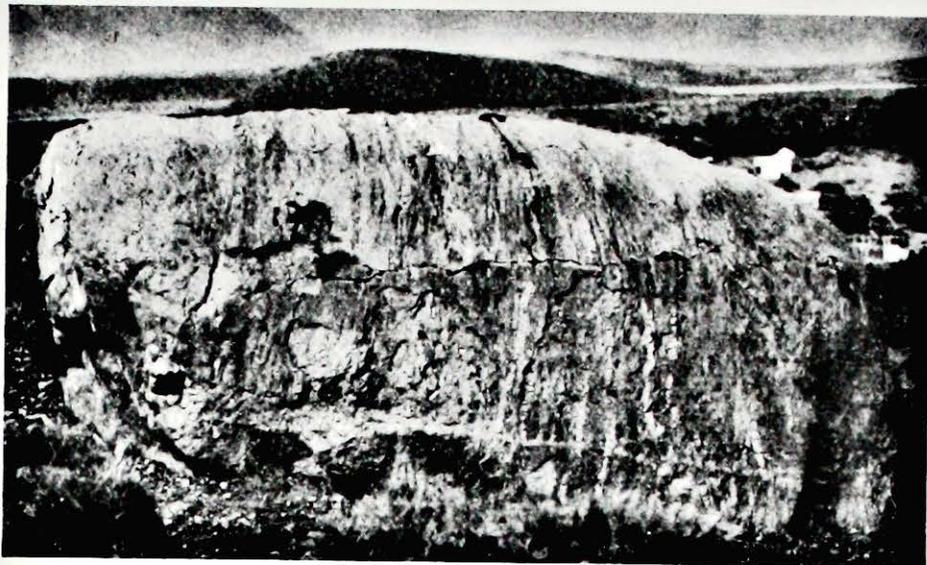


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 80. Bloque estriado sobre las morenas del río Barranca. La superficie con las estriás se destruye por la acción del tiempo. — *An erratic boulder on the finiglacial moraines at the Barranca-river. The icepolished surface with the striae is partly destroyed by the action of wind and weathering.*



Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 81. Bloques glacifluviales sobre una terraza baja del valle del río Shehuen (Chalia), 2 km al este del puente de Corpen. — *Glacifluvial pebbles on a low terrace in the Shehuen-river-valley, 2 km east of the bridge at Corpen.*

aproximadamente y la inferior de cerca de 3 m de espesor, separadas por casi 2 m de limo glacifluvial bien estratificado (fig. 82). La morena superior cuyo material consiste principalmente en este limo, está cubierta por 3 m de pedregullo glacifluvial. La morena inferior descansa sobre un depósito glacifluvial de pedregullo y rodados, de 8 m de espesor.

En las barrancas del río Cangrejo que desemboca en el lago, más o menos a 27 km de su extremo oriental, pueden observarse también dos capas de morena de fondo. Están separadas por 2 m de arena glacifluvial bien estratificada, que se separa de la morena inferior por un estrato enriquecido por grandes bloques exentos de todo material fino.

Las observaciones aisladas mencionadas apenas autorizan algunas conclusiones generales, pero hacen presumir que la formación de las morenas de Orraiken fuera precedida por una gran oscilación del glaciar. Si la capa de morena inferior tuviera, como es probable, relación con las morenas de Piedra Clavada, el hielo

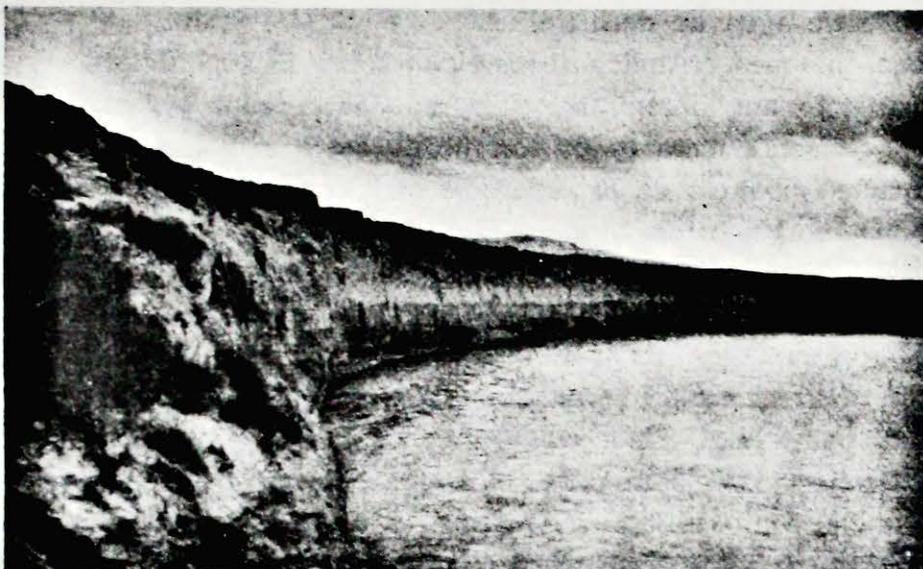


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 82. Detalle de la barranca del río Leona, poco al sud del hotel La Leona. Dos capas de morena de fondo (goti- y dani-glaciales respectivamente) separadas por limo glacifluvial. — *The two till beds, intercalated by glacial loam in the bank of the Leona-river, south of the hotel La Leona.*

se habría retirado por el oeste, por lo menos hasta el extremo oriental del lago, antes de iniciar el avance limitado por este sistema morénico, lo cual puede juzgarse por la disposición de las capas en el corte de la barranca del río Leona.

En la esquina noroeste del lago se extiende en dirección noroeste—sudeste un inmenso murallón morénico (fig. 106, lám. 35), que en sus crestas más altas alcanza más de 100 m sobre la superficie del lago. Lo atraviesa en la mitad un ancho valle, erodado por el río Barranca y 8 km al este del mismo río está cortado por la terraza litoral del lago. Se ha creído poder relacionar esta morena con un avance relativamente reciente del actual glaciar Viedma, que por un valle, rumbo longitudinal del lago, desciende hasta él desde el hielo continental patagónico. Una investigación más detallada muestra, entre tanto, que este murallón morénico

está continuado por espaldones morénicos hasta la mitad del lago, y ellos siguen a lo largo de la orilla actual, donde están fuertemente devastados por la erosión lacustre, aún muy activa. También en su lado opuesto han sido muy reducidos por la erosión, pues están separados de la falda del valle por un ancho valle de agua de deshielo que evidentemente ha sido alimentado por agua que corría por la cima de la morena, nivelándola.

La continuación de esta morena en la falda sud del valle está marcada por un estrecho cabo de 5 km de largo, que en la dirección longitudinal del lago sobresale al este del río Cóndor y allí se adhiere a los espaldones morénicos del oeste, a lo largo de la orilla. También éstos están separados de la ladera del valle por un ancho valle de agua de deshielo.

Los grandes bloques cristalinos esparcidos sobre la superficie de estas morenas ofrecen un aspecto muy interesante. En muchos de ellos el viento y la insolación han borrado completamente todos los rasgos de la acción glaciaria, mientras en otros aún quedan pedazos de la superficie estriada y pulimentada (fig. 80).

Este sistema morénico (las morenas del río Barranca) ocupa la misma posición respecto a las morenas de Orraiken que abrazan al lago, que las morenas de puerto Bandera respecto a las morenas del paso Charles Fuhr en el lago Argentino y señala evidentemente una oscilación del glaciar de orden y tamaño correspondiente. El glaciar de Viedma estaba entonces unido todavía con los glaciares de los valles paralelos, que por el sud y por el norte lo limitan.

**Lagos glaciales.** De lo precedente resulta que el lago Viedma (250 m sobre el nivel del mar) como el lago Argentino es estancado en el este por morenas, circunstancia que ya anteriormente han puesto de relieve varios autores (Hauthal 1895, Quensel 1910, Kühn 1927), que lo exploraron. Sin embargo, solamente el umbral del paso en el valle del río Leona consiste en morena, mientras que éste en el abandonado valle de desagüe del valle del río Shehuen está cortado en las rocas de la formación cretácica.

El desarrollo del lago Viedma durante las glaciaciones más antiguas todavía no está esclarecido, pero debe haber sido bastante parecido a aquél que bosquejamos para el lago Argentino. Después de cada avance del hielo fué tomando el lago una posición más al oeste en su término oriental.

Un capítulo interesante en la historia del lago Viedma es el desarrollo de sus dos desagües. El de más al norte que debe ser el más antiguo, ostenta en su sección transversal dos valles; uno más antiguo y más ancho, que en la desembocadura norte del valle alcanza más de 20 km y cuyo fondo se halla a más de 50 m sobre el otro más moderno, de una anchura de 100 m hasta 4 km, cortado como un cañadón en el primero (fig. 107, lám. 36). En cuánto a la edad del valle más antiguo, con el material actual de investigación, sólo se le ha podido clasificar como más viejo que las morenas de Piedra Clavada, depositadas en él. Pero me

parece probable que fuera cortado al retroceder el hielo, de las morenas de Mata Amarilla. El valle más moderno probablemente fué utilizado como desagüe del lago glacial ya durante el retroceso del hielo, de las morenas de Piedra Clavada. Por él salieron las aguas de deshielo también durante el estacionamiento del hielo en las morenas de Orraiken. Solamente durante el retiro del glaciar de estas morenas parece que se le presentaron posibilidades de desaguar hacia el sud por el valle del río Leona (lám. 42). Sin embargo, la salida de las aguas se efectuó primeramente a 6 km al este del actual desagüe y está marcada ahora por un ancho valle seco, que en una amplia curva, 6 km al sud del lago, se junta con el valle del río Leona.

Fuera de las morenas de Orraiken el valle del río Leona está excavado en las rocas de la formación cretácica. Nuestras investigaciones no han podido solucionar la cuestión de la edad de esta parte del valle, pero parece muy probable, que también ella sea más joven que dicha morena. Si se confirma esto, es evidente que el lago tiene hoy en día que estar estancado al oeste por el glaciar Viedma, y la depresión del lago en su forma más primitiva ha de constituir el extremo interior de un valle cuya erosión viniera desde el Pacífico.

Alrededor del lago Viedma hay varias elevadas terrazas litorales (Moreno 1899). Las más bajas, que quizá puedan seguirse en torno del lago, se hallan en su extremo oriental a 3 y 6 m de altura sobre la superficie actual del lago. Hay además cortadas en las morenas de Orraiken terrazas litorales, a niveles hasta de 50 m sobre el nivel del lago. Desgraciadamente no dispusimos de suficiente tiempo para investigarlas más detalladamente. Una investigación de tal índole es, sin embargo, sumamente importante y daría respuestas categóricas a la interesante cuestión de los eventuales cambios de nivel ocurridos después de la desaparición del hielo de la depresión del lago.

No hemos observado sedimento glacialacustre distal con varves en la región de este lago.

**Glaciación actual.** Como ya mencioné, el glaciar Viedma del hielo continental patagónico desciende al lago por un valle en su extremo occidental (lám. 42). En la esquina norte del frente de este glaciar, que tiene la altura de 20 a 30 m, penetra en el lago en dirección al sudeste un espaldón morénico de casi 1 km de largo, que indica una extensión mayor recientemente ocupada por el glaciar. Actualmente el borde del glaciar tiene una posición estacionaria.

Por lo demás en las montañas altas al norte y al sud del glaciar Viedma sólo existen glaciares pequeños colgando a niveles muy altos, los cuales según las investigaciones de la expedición científica alemana están ahora retirándose (Kölliker, Kühn, Reichert, Tomsen, Witte 1917).

El límite de la nieve perpetua, dicen haberla encontrado a la altura de 1 200—1 300 m (Kühn 1927).

**El valle del lago San Martín.**

(48° 20'—49° 20' lat. sud; 72°—73° long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** En contraposición al lago Argentino y al lago Viedma, que se internan casi por completo en el paisaje de las mesetas patagónicas, el lago San Martín cuya superficie está situada 200 m sobre el nivel del mar, sobresale muy poco de la Cordillera, por lo cual difiere radicalmente en cuanto a su forma de los dos primeros. Difiriendo de las condiciones de aquéllos se abre en el extremo oriental de este lago, solamente un insignificante seno, estando todo lo demás compuesto de largos y estrechos fjords. En su extremo occidental, el río Pascua (río Toro) desagua este lago por el estero Baker (estero Calen) en el Pacífico. El valle del estero Baker divide el gran hielo continental patagónico en dos mitades, una al norte y otra al sud de este valle.

Moreno (Moreno 1899), Quensel (Quensel 1910) y otros mencionan morenas terminales, estancando el lago San Martín en su extremo oriental, pero Bonarelli fué el primero (Bonarelli 1921) en tratar de precisar aquí los diferentes sistemas de morenas. El distingue dos sistemas, situados ambos en el valle del río Shehuen, que como un antiguo valle de desagüe nace en el lago. El más moderno encuadra el seno (lám. 42) en que se ensancha el lago (fig. 108, lám. 36) y también el término austral de su fjord situado más al oeste, bahía de la Lancha, dividiendo la depresión del lago de laguna Tar, que se halla al sudeste de su término oriental (las morenas de la bahía de la Lancha). El sistema más antiguo abraza con sus espaldones a la laguna Tar por el este y por el noreste (las morenas de la laguna Tar). Bonarelli pone de relieve que los espaldones del sistema más moderno están, en general, fuertemente devastados por erosión glacifluvial y que solamente se hallan bien conservados en la bahía de la Lancha, donde alcanzan dimensiones imponentes, llegando a 100 m sobre la superficie del lago. Dentro del sistema morénico más antiguo está sumamente transformada la topografía glacial primitiva por la erosión de los ríos de deshielo, que han nivelado los espaldones morénicos y los ha convertido en una serie de anchas y escalonadas terrazas. Mis observaciones confirman la idea de Bonarelli, de que las morenas de bahía de la Lancha hay que relacionarlas con un sistema más moderno que el de las morenas de la laguna Tar.

Al este de estos sistemas morénicos existen restos de morenas terminales y no solamente en el valle del río Shehuen sino también en las mesetas, que lo rodean. Los restos de estas morenas dentro del valle aparecen por lo general en forma de lomas suavemente abovedadas, que se levantan sobre espesos depósitos glacifluviales que los circundan. Encima de las mesetas, en ambas laderas del valle, se ven, diseminados hasta 30 km al sudeste de la laguna Tar, es decir, cerca de la desembocadura del gran valle de desagüe que viene del lago Viedma, bien conservados espaldones morénicos.

En las morenas que circundan la laguna Tar y el lago San Martín existen bloques de rocas cristalinas, esparcidos sobre la superficie y muy desgastados por la corrosión del viento y por la insolación (fig. 112, lám. 38). Más al este pueden caracterizarse los restos de morena por la ausencia de bloques grandes. Hay que relacionar estos restos morénicos sin duda con sistemas más antiguos que los ya descritos. Pero si éstos se dividen en dos o aun más sistemas es cosa que sólo puede aclararse por medio de un levantamiento detallado. Con seguridad están representados allí dos sistemas morénicos, uno más joven (fig. 109 y 110, lám. 37), más occidental, dentro del valle del río Shehuen y el otro más antiguo y más oriental, que se encarama sobre la meseta, confundiendo sus espaldones con las morenas de Mata Amarilla. El límite oriental del sistema más joven (las morenas de la laguna Shekaiken) se halla probablemente algo al este de las lagunas del mismo nombre, donde los espaldones morénicos lindan con las morenas de Piedra Clavada del glaciar del lago Viedma, con las cuales deben de ser contemporáneos.

**Lagos glaciales.** Puede decirse que la laguna Tar es un vestigio del lago glacial San Martín, cuando a la retirada del hielo de las morenas de la bahía de la Lancha se extendió más al este. Su superficie se hallaba entonces 30 m más alta que ahora y su desagüe se encontraba sobre las morenas de la laguna Tar, sobre las cuales está situada la línea divisoria de las aguas (lám. 42). El paso se encuentra allí en el fondo de un ancho valle de desagüe, ya seco, 24 m sobre la superficie del lago San Martín, y este lago se comunicaba con la laguna Tar por un ancho valle, cuyo fondo se halla casi a igual altura que la superficie de ella y que tiene su continuación hacia el este en el actual valle del río Shehuen (fig. 109 y 110, lám. 37).

Cuando cesó el estancamiento por el hielo desde el oeste en el valle del río Pascua, el lago fué bajando en etapas, dejando hermosas terrazas litorales en sus riberas. Al presente, la creciente no parece, en la orilla oriental del lago, haber alcanzado la incisión de la terraza litoral actual, que está situada cerca de 3 m sobre su línea, si no en casos excepcionales, habiendo entre ésta y la orilla una ancha faja cubierta de arbustos altos y de vegetación abundante y caracterizada por magníficos cordones litorales. Si esto depende de un descenso de la superficie del lago por causa de la erosión continuada del actual desagüe o si hay que atribuirlo a un desnivel, no lo podemos determinar, por no haber tenido oportunidad de seguir el curso de la terraza hacia el oeste. El río Pascua tiene una corriente muy impetuosa, interrumpida por numerosos saltos y cataratas (Frontera Argentino-Chilena etc. 1901).

Según Moreno (Moreno 1899, Frontera Argentino-Chilena etc. 1901) existía entre los indios una tradición que el lago San Martín en un tiempo remoto desaguó por

el valle del río Shehuen. Es muy posible que los indios hayan sido testigos del cambio del desagüe, pero es imposible aún precisar la época en que se efectuó.

Las condiciones alrededor del lago son seguramente muy favorables para la investigación de un probable desnivel de las terrazas litorales glacialacustres levantadas dentro de la Cordillera.

Sedimento glacialacustre distal con varves no vimos en las partes de los contornos del lago, que visitamos.

**Glaciación actual.** El lago San Martín está situado al noreste de la mitad sud del hielo continental patagónico (lám. 42), del cual descienden al lago dos glaciares al sud del cerro Cóndor (2 690 m). Ellos pueden apenas ocultar algunos valles transversales con pasos más bajos que el del desagüe actual.

En el norte las montañas cubiertas de hielo llegan más al este. Aquí existen inmensos glaciares en la Cordillera alta, entre el cerro Mayer y el cerro Hatcher, que se hallan a la misma longitud que el extremo oriental del lago.

### Los valles de la laguna Sterea, del lago Burmeister y del lago Belgrano.

(47° 50'—48° 20' lat. sud; 72°—72° 10' long. oeste.)

Nos fué imposible visitar estos tres parajes, viéndose interrumpido nuestro viaje de reconocimiento por causa de un accidente de automóvil, y luego la premura del tiempo no nos permitió reanudarlo. Con ayuda del mapa en escala 1 : 200 000 de la comisión argentina de límites con Chile y algunos escasos datos de los trabajos de Moreno (Moreno 1899, Frontera Argentino-Chilena 1901), Hatcher (Hatcher 1903) y Quensel (Quensel 1910) he tratado de hacer la reconstrucción de los diferentes sistemas de morenas terminales y de los lagos glaciales dentro de los mismos (lám. 42).

### El valle del lago Pueyrredón.

(47° 20' lat sud; 71°—72° 30' long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** Al este del lago Pueyrredón están casi tan grandiosamente desarrollados los sistemas morénicos como en el valle del lago Buenos Aires (véase el mapa, lám. 39).

Las primeras noticias detalladas de las morenas terminales como también de la mayor extensión hacia el este que antes tuviera el lago Pueyrredón, las debemos a Hatcher (Hatcher 1903), quien en Marzo de 1899 visitó la región, algunos meses

después del descubrimiento del lago por los topógrafos de la comisión argentina de límites con Chile. De la descripción de Hatcher, sin embargo, sólo se desprende, que al este del lago Pueyrredón existen morenas, de las cuales especialmente menciona dos, como también ciertos fenómenos causados por la erosión glacifluvial de una intensidad no común.

Una investigación más detallada demostró, que los cuatro sistemas morénicos aquí como en el valle del lago Buenos Aires están representados por altos arcos concéntricos, separados por anchos valles de las aguas de deshielo de las diferentes épocas del retroceso del hielo. Los arcos morénicos avanzan más en dirección noreste por un hondo valle cerca de 450 m sobre el nivel del mar, entre las mesetas del lago Buenos Aires (1 200—1 700 m) y del cerro Gorra de Poivre (1 100 m), coronados ambos por basalto. El hielo ha llegado hasta el borde de estas mesetas de basalto, pero no las ha superado.

La distancia entre el arco morénico más exterior y el más interior es de 40 km y la diferencia de altura entre ellos es bastante grande. Devastados actualmente por la erosión, los espaldones morénicos del sistema más exterior alcanzan, cerca del centro del valle, alrededor de 950 m sobre el nivel del mar, levantándose los del más interior, donde la topografía morénica está bien conservada, hasta más o menos 600 m sobre el nivel del mar. Las morenas terminales entre estos dos sistemas forman rellenos escalonados (fig. 83) entre ellos, y esta topografía de escalones está más acentuada por las numerosas y anchas terrazas glacifluviales en el lado norte del valle que allí están cortadas en la ladera interior de cada espaldón morénico.

Durante las épocas en que el hielo alcanzó su mayor extensión y que fué cuando se formaron los tres sistemas exteriores (las morenas de Gorra de Poivre, las morenas del cañadón Caracoles y las morenas de Hatcher), el glaciar del lago Pueyrredón estaba unido con él, que descendía al valle del lago Gio, situado al norte del valle del lago Pueyrredón y separado de él por el cerro Colorado, cuya cima (1 536 m) se levantó tal vez como un «nunatak» sobre el hielo.

Las morenas del sistema más moderno, por su parte, abrazan dos diferentes glaciares, que lindaron al este del cerro Colorado. Un círculo de morenas terminales circunda allí al lago Gio (las morenas del lago Gio) y otro la depresión del lago Pueyrredón (las morenas del río Blanco).

**Lagos glaciales.** Al retirarse el hielo de las morenas del lago Gio y del río Blanco, nacieron atrás de ellas algunos lagos glaciales, que existieron hasta que los pasos, que por el oeste conducen hacia el valle del río Las Heras (río Baker) estuvieron libres del hielo; desaguaron entonces hacia el Pacífico y paulatinamente quedaron reducidos a los actuales lagos Pueyrredón, Posadas, Salitroso y la laguna Barrosa en la depresión del lago Pueyrredón y a los lagos Gio y Columna dentro del valle del lago Gio (lám. 39).

Las terrazas glacialacustres más altas del lado oeste de las morenas del río Blanco se hallan cerca de 450 m sobre el nivel del mar. Dentro de la depresión del lago Gio ocupan probablemente una posición más alta, pero es sabido que el lago glacial allá en un estado muy temprano del retroceso del hielo se unió con el lago glacial en el valle del lago Pueyrredón, de manera que las aguas del primero desembocaron hacia el último sobre las crestas de las morenas, que los separaban. Es probable que cada lago glacial haya tenido simultáneamente unos o varios desagües hacia el norte sobre las morenas por el valle del cañadón Caracoles, hacia el valle del río Deseado. El lago glacial del valle del lago Pueyrredón tenía dos salidas principales, una que pronto fué evacuada, situada cerca de 9 km al oeste de la brusca curva del río Blanco, y otra que se mantuvo hasta la desecación del

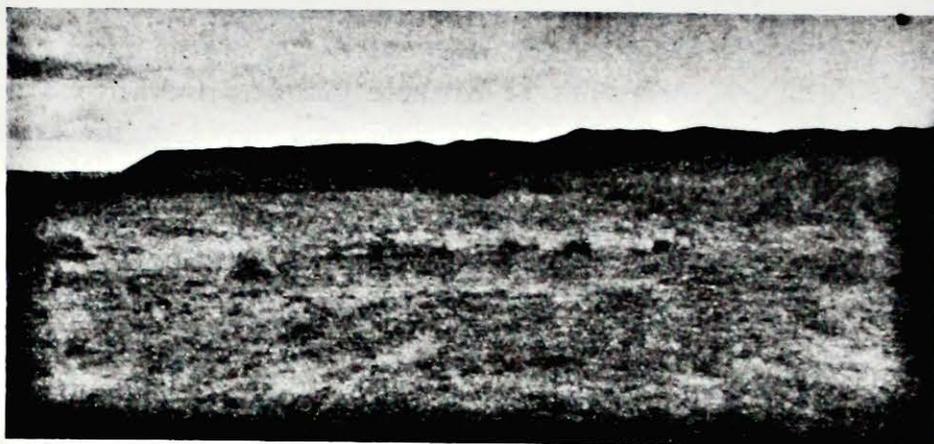


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 83. Aspecto de las morenas gotiglaciales al este del río Blanco. Valle del lago Pueyrredón. Poco al este del hotel Río Blanco. Fotografía hacia el noroeste. — *The gotiglacial moraines east of the hotel in the Blanco-river-valley at the eastern end of the lake Pueyrredón. Photograph against the northwest.*

lago glacial, y que se encontraba en esta curva frente a la punta del cañadón Caracoles. Las salidas más antiguas del lago glacial del valle del lago Gio se hallaban, probablemente, sobre los extremos norte y sud de las morenas, que lo estancaban. Establecida la comunicación con el lago glacial de la depresión del lago Pueyrredón estas salidas fueron pronto abandonadas.

A continuación de la depresión del lago Gio dentro de los valles del río Gio y del río Chacabuco se desarrollaron, probablemente, durante el retroceso del hielo varios lagos glaciales, cuyas relaciones con el lago glacial del lago Gio y cuya extensión nos son desconocidas.

Por efecto de la evacuación de sus aguas el lago glacial del lago Pueyrredón bajó cerca de 340 m; su actual superficie está situada a 111 m sobre el nivel del mar. La posición actual de la superficie del lago Gio, que se halla 341 m sobre

el nivel del mar, no es de considerar como una consecuencia del vaciamiento del lago glacial, sino de las alteraciones de sus afluentes y del clima, ocurridas desde entonces. Cuando se vació el lago glacial, quedó sin salida, y por consiguiente, ya en esa época la afluencia al lago debió quedar reducida más o menos a la actual, lo que únicamente sería posible, cuando todo el hielo se hubiese derretido dentro de la región entre los valles del lago Pueyrredón y del lago Buenos Aires.

De los sedimentos glacialacustres queda muy poco. Dentro de la depresión del lago Pueyrredón, su único resto es una terraza litoral a lo largo del brazo sud

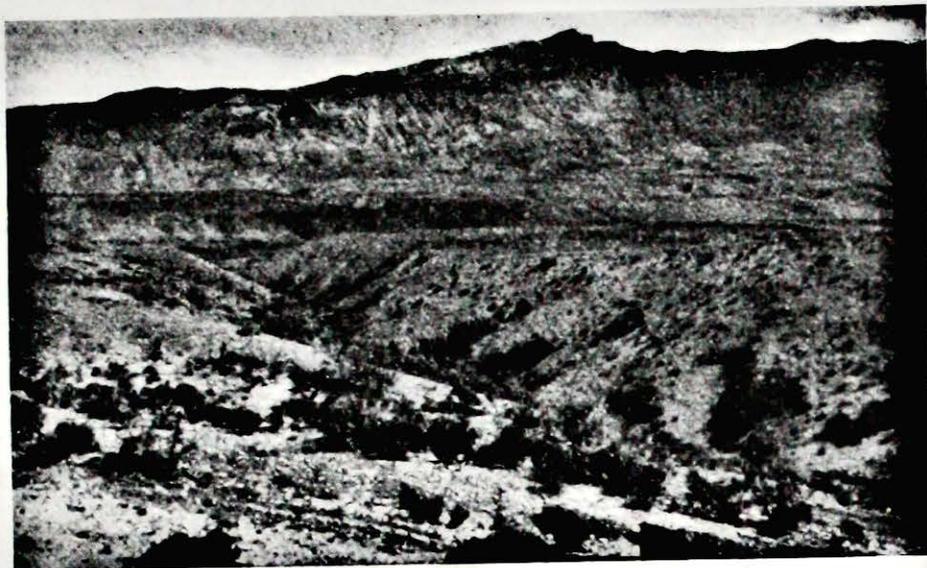


Foto Carl C. von Caldenius, 1928.

Fig. 84. Terrazas glacialacustres finiglaciales al sud del lago Salitroso. Fotografía hacia el sud. — *Finiglacial glacialacustre terraces south of the lake Salitroso. Photograph against the south.*

de la morena del río Blanco, siguiendo el camino hacia la estancia Posadas. En una de las numerosas abras de los arroyos que al este del lago Salitroso surcan la terraza, medimos el perfil siguiente. Sus estratos medidos de arriba a abajo son: 4,5 m pedregullo y arena, sedimento de la terraza litoral;

*discordancia;*

1,2 m sedimento glacialacustre distal con 10 espesos varves anuales de limo y arena;

1,0 m sedimento glacialacustre distal con 21 varves delgados de limo;

2,0 m sedimento glacialacustre distal con 15 varves, aumentando en espesor hacia abajo, de limo y arena.

La morena sub-yacente no está al descubierto en el perfil, pero sobresale al pie de la barranca. Entre ésta y el varv inferior observado faltaban seguramente algunos pocos varves. La región, por consiguiente, no es apta para una investigación geocronológica.

**Glaciación actual.** En los alrededores del lago Pueyrredón, la mayor parte de los cerros al sud del mismo contienen glaciares (lám. 39), estando probablemente muy reducida la glaciación actual en el norte. Más glaciado es el macizo de Monte Lorenzo (3 660 m), situado más o menos entre los valles del lago Pueyrredón y del lago Belgrano, del cual glaciares colosales bajan en todas direcciones. En el valle del río Salto al oeste de este macizo, los bordes de los glaciares alcanzan muy cerca de los 400 m sobre el nivel del mar, quedando los glaciares en el valle del río San Lorenzo en el lado opuesto a 900 m de altura sobre el nivel del mar.

### **Comentarios al mapa, lám. 39.**

No teniendo oportunidad de recorrer las regiones de los lagos Gio y Belgrano, las morenas y los lagos glaciales en estas partes del mapa están dibujados solamente a base de las indicaciones del mapa en escala 1 : 200 000 de la comisión argentina de límites con Chile.

---

## CAP. VII.

### La Patagonia al norte del lago Buenos Aires.

#### El valle del lago Buenos Aires.

(46° 30' lat. sud; 71°—73° long. oeste.)

En cuanto a los sistemas morénicos y los lagos glaciales en esta región véase el Capítulo IV.

### Los valles de los manantiales del río Aisen.

#### *Río Huemules (Río Simpson).*

(45° 50' lat. sud; 71°—72° 10' long. oeste.)

#### *Río Coihaique.*

(45° 30' lat. sud; 71° 30'—72° long. oeste.)

#### *Río Ñireguao (Río Ñirehuau).*

(45° 10' lat. sud; 71° 20'—72° 20' long. oeste.)

Dentro de estas tres regiones de las cuales las dos últimas y parte de la primera se hallan en el territorio chileno, he tratado de bosquejar los sistemas morénicos y glacialacustres, principalmente con los mapas y las fotografías de la comisión argentina de límites con Chile (Frontera Argentino—Chilena etc. 1901) y los someros datos de Moreno (Moreno 1899) como base. Naturalmente, no ha sido posible evitar equivocaciones, pero en conjunto se puede, sin embargo, presumir de exacto el mapa que presento. El material disponible no nos ofrece perspectiva alguna de poder fijar el límite más oriental de la glaciación, viéndonos pues obligados a dejar aquí en suspenso cuestión tan interesante, siendo sin embargo muy posible que él se encuentre al este de las morenas más orientales presentadas en el mapa.

En todos los valles, las morenas terminales los cierran por el este (lám. 42). Más magníficamente parecen ser desarrollados en el valle del río Ñireguao, donde los espaldones morénicos, que considero como pertenecientes al segundo sistema, llegan a más de 1 000 m sobre el nivel del mar, muy cerca de los picos de los últimos cerros de la precordillera.

Amplios lagos glaciales fueron estancados en estos tres valles, entre las morenas y el borde del hielo retrocediente hacia el oeste. Las condiciones más favorables

para una investigación geocronológica deben ofrecerse dentro de la continuación hacia el este del valle del río Huemules, donde el fondo del lago glacial, a juzgar por las indicaciones de Moreno, debe de estar conservado en una extensión bastante grande, en los alrededores de la laguna Blanca.

Sobre la región de la Cordillera alta al oeste de estos tres valles aún no han sido levantados mapas en mayor escala y por esta razón no puedo adelantar datos sobre la extensión de la actual glaciación.

### **El valle de los lagos Fontana y La Plata.**

(44° 50' lat. sud; 71° 20'—72° long. oeste.)

Los lagos Fontana y La Plata ocupan la posición más alta, cerca de 940 m sobre el nivel del mar, de los grandes lagos andinos de la Patagonia. Se encuentran dentro de un mismo valle, pero el occidental, el lago La Plata, se halla algo más alto (1 a 10 m) y está separado por un bajo istmo, de cerca de 1 km de anchura, del oriental, el lago Fontana. Morenas terminales los interceptan por el este y por el oeste (Frontera Argentino-Chilena etc. 1901). Desaguan hacia el Atlántico por el río Senguerr.

Dentro del valle del río Senguerr están tan fuertemente devastadas las morenas terminales por la erosión glacial, que nuestros ensayos para reconstruir allí los diferentes sistemas fracasaron. Los espaldones morénicos están en su mayor parte borrados y nivelados en forma de anchas terrazas que a diferentes alturas bordean las dos márgenes del río. Con toda probabilidad, el glaciar de la depresión de los lagos La Plata y Fontana, al alcanzar su plenitud sobrepasó mucho más al este de la confluencia de los ríos Gato y Senguerr, habiendo allá visibles todavía rastros inconfundibles de la topografía morénica (lám. 42). El valle del lago Fontana ha sido totalmente cubierto por el hielo, cosa que atestiguan los restos de morena encontrados por Moreno hasta cerca de la cumbre del cerro Katerfeld (1873 m) al lado sud del valle. La topografía glacial está aquí como en todas las demás partes de la región fronterera entre la precordillera y las mesetas, casi completamente borrada. En la ladera norte del valle se ven restos bastante claros de tres plataformas en roca firme, que al parecer bien pueden corresponder a tres diferentes lechos de glaciar, indicando igual número de glaciaciones.

La línea divisoria de las aguas está situada sobre las morenas que, según Moreno, estancan el lago La Plata en su extremo occidental.

Sin poder entrar de lleno aquí en la cuestión del génesis de los grandes lagos andinos patagónicos, es esta interesante observación de Moreno digna de acen- tuarse, pues constituye una valiosa contribución para la discusión de este complicado problema. Probablemente estas morenas pertenecen a la misma oscilación

del hielo, de que tenemos testimonio en las morenas de la laguna Terraplén, en el «Valle 16 de Octubre», para mencionar un ejemplo.

La actual glaciación se limita a pequeños glaciares colgantes en la Cordillera alta al oeste del lago La Plata.

### Los valles de los ríos Frías y Pico.

(44° 10'—44° 30' lat. sud; 60° 40'—72° long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** Entre los valles del lago Fontana y los del río Frías y del río Pico se observan restos de las morenas terminales más orientales al límite de la vasta llanura que forman los depósitos glacifluviales extra-marginales, los cuales ocupan el gran valle longitudinal preandino entre la precordillera y la sierra Nevada (lám. 42). A la altura del valle del río Pico se estrecha considerablemente el valle preandino y en su pendiente oriental se encuentran restos de gran espesor de morenas que quizá señalan la extensión máxima del glaciar del valle del río Pico. También más al sud, en el trecho entre los valles del río Frías y del río Mayo, el hielo, en la plenitud de la glaciación, penetró en el valle preandino, aunque los rastros de esta situación avanzada han sido borrados por la erosión o están cubiertos por los espesos depósitos glacifluviales posteriormente acumulados. Pero esto parece indicar la posición extremadamente avanzada hacia el este de aquellas morenas que, probablemente, corresponden al segundo sistema morénico de la desembocadura de los valles del río Coihaique y del río Ñireguas. En el mismo sentido hablan las circunstancias, en los valles del arroyo Appeleg y del río Omkel, que están rodeados por morenas terminales, probablemente pertenecientes a este mismo sistema, en los parajes en que ellos salen al valle preandino (las morenas del arroyo Appeleg y las morenas del río Omkel).

Dentro de los valles del río Frías y del río Pico efectuó la comisión argentina de límites con Chile un levantamiento minucioso para demostrar el carácter verdadero de los depósitos, que allí forman la línea divisoria de las aguas. Ésta sigue, pues, sobre las morenas terminales, no solamente dentro de los valles mismos, sino también en la meseta Baguales, situada entre ellos. Gracias a la riqueza de detalles de estos mapas, en escala de 1:100 000, se obtiene una perspectiva muy buena de las formaciones glaciales, estando en el caso de dibujar, con bastante seguridad, los límites entre los diferentes sistemas morénicos. Las morenas de los sistemas interiores están extraordinariamente bien conservadas y son quizá en este sentido únicamente superadas por las morenas terminales del valle del río Coyle o de la depresión del lago Buenos Aires.

El desarrollo glacial dentro de los valles del río Frías y del río Pico muestra circunstancias tan análogas, que el uno casi puede ser considerado como una

imagen del otro. En sus extremos orientales están rodeados ambos valles por enormes arcos morénicos de forma de herradura, los cuales en el valle del río Pico tienen una profundidad de más de 40 km. Estas morenas se dividen claramente en tres sistemas. Dentro de los dos más modernos, los más internos, donde la topografía glacial está aún bien conservada, los espaldones morénicos orlan las mesetas que bordean los valles, mientras que los restos de las morenas dentro del sistema exterior, más antiguo, donde la topografía morénica primitiva se ha perdido en gran parte por la erosión glacifluvial, forma espaldones extendidos y suavemente abovedados encima de las mesetas.

Los dos sistemas más modernos se encuentran, dentro del valle del río Pico, en una plataforma excavada en la roca de la pendiente del valle y están separados por continuos valles longitudinales, hoy ocupados por pantanos o arroyos serpenteantes. Las morenas más modernas (las morenas del arroyo de La Mula), cuyos espaldones alcanzan a 800—850 m sobre el nivel del mar y cuya anchura mide de 3 a 5 km, orlan las terrazas, llenando las más antiguas (las morenas de la laguna Temenhuau), cuyas lomas llegan a la altura de más de 900 m sobre el nivel del mar, el mismo escalón de la terraza, en una anchura de más o menos 5 km (fig. 113, lám. 40). Por su lado interior, especialmente al extremo oriental del valle del río Pico las morenas del arroyo de La Mula están fuertemente erodadas por la erosión glacialacustre.

La continuación hacia el este de los restos de morenas terminales que se hallan en las mesetas alrededor del valle del río Pico (las morenas del arroyo Cherque), pueden notarse en forma de lomas morénicas, muy deformadas por la erosión de los ríos de deshielo, las cuales se levantan sobre el vasto cono del sedimento glacifluvial extramarginal, que desde el este del valle preandino se adhiere a las morenas terminales. Los 5 km de distancia entre estos restos morénicos y aquéllos que existen en la ladera oriental del valle preandino, así como la posición mucho más alta de estos últimos (las morenas de la sierra Tepuel) dan a comprender que no pueden corresponder a un solo sistema, sino que tienen que marcar dos grandes oscilaciones diferentes del hielo.

En el valle del río Frías las morenas del arroyo de Los Patos y las morenas del arroyo Arenoso corresponden respectivamente a las morenas del arroyo de La Mula y las de la laguna Temenhuau.

**Lagos glaciales.** Al retirarse el hielo de las morenas más modernas, fueron ocupados los valles del río Frías y del río Pico por grandes lagos glaciales (Frontera Argentino-Chilena 1901, Roth 1920). Ignoramos todavía la extensión que tuvieron estos lagos hacia el oeste. El desagüe del lago glacial del valle del río Pico está marcado por unos enormes valles en la esquina sudeste de las morenas (lám. 42) y situado a 770 m sobre el nivel del mar. Ahora están ocupados estos valles por los manantiales del arroyo Cherque. El desagüe del lago glacial del valle

del río Frías se hallaba cerca de 850 m sobre el nivel del mar y tenía una posición oriental análoga. En este antiguo valle, magníficamente desarrollado, nace hoy uno de los numerosos brazos en que se dividen los manantiales del arroyo Appeleg. Terrazas litorales encontradas a gran altura dentro de ambas regiones de estos lagos glaciales indican que los umbrales dentro de los desagües estuvieron primitivamente a mucho mayor altura.

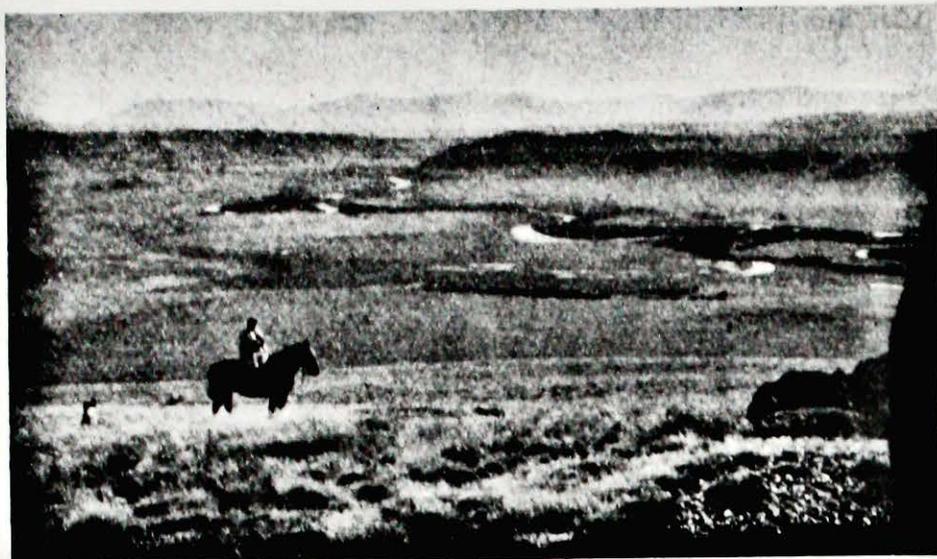


Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

Fig. 85. El valle del río Corcovado con el lago General Paz en el fondo. Fotografía desde las morenas de Curamillo (gotiglaciales), al sud de la estancia Jaramillo. — *The Corcovado-river-valley with the lake General Paz in the background. Photograph from the gotiglacial moraines, south of the estancia Jaramillo.*

Restos del sedimento glacialacustre quedan aún tanto en el valle del río Pico como en el del río Frías (fig. 114, lám. 40). En el primero se le encuentra únicamente en el fondo, donde el limo de poco espesor, con varves anuales de más o menos 5 cm, asoma por varios sitios en el vallecito, cortado por el arroyo de La Mula. Las terrazas litorales están conservadas en muy poca extensión, pues las laderas del valle han sido erodadas intensamente por los numerosos arroyos que nacen entre las crestas de las morenas terminales, y comúnmente aparece aquí la roca desnuda.

Este valle tal vez no se preste para una investigación geocronológica.

De la región glacialacustre del valle del río Frías, Quensel (Quensel 1910) ha descrito un corte del sedimento glacialacustre, que sale a la vista en la parte sudeste del valle del arroyo de Los Patos. El sedimento consiste allí en cerca de 60 m de arena bien estratificada, limitada por una terraza cuya superficie se encuentra alrededor de 150 m sobre el paso del desagüe del lago glacial. El arroyo de Los Patos viene de un valle lateral del valle del río Frías, y las condiciones

topográficas son tales que hacen presumir que en éste existió un lago glacial local durante la época originaria del retroceso del hielo, lago que se vació más tarde en el gran lago glacial del valle del río Frías, lo que explica, por consiguiente, la posición extraordinariamente alta de la terraza glacialacustre, en comparación con la del paso del desagüe.

Dentro de las partes bajas, centrales, del valle del río Frías existen, en varios lugares, algunos cortes en un sedimento glacialacustre arcilloso con varves delgados (Quensel 1910) que probablemente se presten para llevar a cabo una investigación geocronológica.

El valle del río Figueroa, por el cual se vació hacia el oeste al valle del río Palena el lago glacial del río Pico, está caracterizado por una topografía muy irregular, con cañadones, saltos y cataratas. El umbral sobre el cual se efectuó el vaciamiento se halla alrededor de 300 m sobre el nivel del mar al norte de la laguna Verde entre el cerro Dientes (2 050 m) y la cumbre Media Luna (1 690 m).

**Glaciación actual.** En la región de los valles del río Pico y del río Frías, sólo en la Cordillera alta, en el extremo este de los fjords del Pacífico existe actualmente una glaciación digna de ser mencionada. Sobre el cordón de montañas, situado entre los valles del río Figueroa y del río Cisnes (el curso inferior del río Frías) y coronado por los cerros Alto Nevado (2 000 m) se encuentra el ala más septentrional de la glaciación continua de la Patagonia (lám. 42). Pero no es muy conocida todavía esta región. Al este es probable que los glaciares que de allí bajan no alcancen en los valles los 1 000 m sobre el nivel del mar; al oeste avanzan tal vez algo más abajo, pero no a menos de 500 m sobre el nivel del mar.

### El valle del lago General Paz.

(44° lat. sud; 71°—72° long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** Como el del lago Fontana, el desagüe del lago General Paz (860 m) está situado al extremo oriental, pero en contraposición a él no desagua hacia el Atlántico sino hacia el Pacífico, por el río Corcovado (río Carrenleufu) que por una amplia curva hacia el norte lleva su agua hacia el golfo Corcovado, donde desemboca bajo el nombre del río Palena. Como los demás grandes lagos andinos de la Patagonia el lago General Paz está interceptado en el este por morenas terminales (Frontera Argentino-Chilena, Moreno 1899), pero también en gran extensión por sedimento glacialacustre más antiguo, cubierto de morena (lám. 42). Durante el tiempo en que el glaciar del valle del lago General Paz obtenía su mayor extensión, como también durante la época de los grandes lagos glaciales que existieron en los períodos de retroceso del glaciar, el agua de deshielo se dirigió hacia el este por encima de las barreras morénicas sin que éstas fueran quebrantadas totalmente.

A pesar del gran espesor y de la amplia extensión que tienen los depósitos glaciales al este del lago General Paz, los ensayos para distinguir los diferentes sistemas de morenas terminales, tropiezan, sin embargo, con dificultades bastante grandes.

La topografía morénica primitiva está conservada sólo en partes. Los espaldones morénicos están en gran extensión nivelados por la erosión glacifluvial y glacial-custre posterior, y arroyos y ríos han excavado hondos valles en el manto del sedimento glacial y hasta han llegado a despedazarlo (fig. 85). La topografía postglacial pone su sello en toda la región excepto en los contornos del extremo oriental del lago, donde morenas terminales, probablemente pertenecientes al sistema más moderno, todavía quedan intactas, formando dos arcos que abrazan el lago y que se levantan a 25—75 m sobre la superficie del lago (las morenas del río Corcovado).

Dentro de la zona despedazada por la erosión, los restos de morena, al este de la estancia Curamillo, se ramifican tal vez en tres sistemas, dos de los cuales (las morenas de Curamillo y las morenas del cerro Diablo) se hallan entre el río Corcovado y el valle del río Tecka (fig. 115, lám. 41) y una parte del tercero, el más antiguo (las morenas del río Tecka) al este del valle de este mismo río. La forma y la delimitación que he dado en el mapa a estos sistemas morénicos, especialmente dentro de su continuación hacia el sudoeste, son muy imprecisas. Por razones ya expuestas, se requieren aquí investigaciones más profundas, que las que el tiempo nos permitió, para poder determinar con certeza la posición. A la altura de la estancia Curamillo, esos sistemas morénicos llegan más al este. El desagüe natural del glaciar que descendió por el valle del lago General Paz conduce hacia el noreste entre la meseta cerro Piedra (1 105 m) al sud y el cerro Central (2 130 m) al norte, hacia el valle del río Tecka; los arcos de las morenas se orientan también conforme a un eje con rumbo hacia noreste. Mientras que el sistema que encuadra el lago alcanza su límite noreste a los 5 km al noreste del lago, los dos sistemas próximos más antiguos llegaron a los 26 y 36 km respectivamente, en la misma dirección. No hemos podido determinar la distancia alcanzada por el este del sistema morénico más antiguo que atravieza el valle del río Tecka, pero se puede indicar una distancia mínima, de 60 km, lo que da una clara idea de la intensidad de su glaciación comparada con la de los sistemas más modernos.

En su extremo noreste, las morenas de los tres sistemas más antiguos tropiezan con otras, que empujadas hacia adelante por glaciares que, viniendo de los valles del río Corcovado y del río Huemules al noreste del cerro Central, se dirigían con rumbo sudeste hacia el valle del río Tecka. La parte noreste de la elegante curva que hacia el oeste describe el río Corcovado es causada por los diques que constituyen estas morenas en los valles que forman los desagües naturales hacia el este.

**Lagos glaciales.** El sedimento glacialacustre aparece al este del lago General Paz con gran espesor, ocupando una región considerable. Son raros los cortes. Al este de la estancia Curamillo sale, sin embargo, a la vista en las abras de los arroyos y consiste allí en material muy proximal, recordando al del perfil N° 2 en Epuyén, de cementación muy dura y cubierto de morena (fig. 116, lám. 41). La estancia Curamillo está situada justamente adentro de las morenas de Curamillo. Parece por esta razón más probable que el sedimento glacialacustre fuera depositado en un lago glacial, existente al retirarse el hielo de las morenas del cerro Diablo y posiblemente también durante el nuevo avance que precediera a la formación de las morenas del subsiguiente sistema de Curamillo. Tiene, por consiguiente, una edad considerable.

Las terrazas litorales, correspondientes a este depósito glacialacustre no las hemos podido observar y tal vez no se hallen conservadas en ninguna parte.

Creo que se puede efectuar con éxito una detallada investigación geocronológica de la región.

Gran parte del valle del río Corcovado al norte del cerro Central estaba ocupada, al retirarse definitivamente el hielo, por un lago glacial que, en su extensión más grande, abarcaba, probablemente, desde las morenas interceptoras al este del cerro Central hasta los 72° lat. oeste, más o menos. Que también haya estado unido con el sistema de lagos glaciales del «Valle 16 de Octubre» sobre el valle Frías, como supone Moreno (Moreno 1899), es dudoso. Tenía sus desagües al este hacia el valle del río Tecka, uno por el valle del río Corcovado y el otro por el del río Huemules. Los pasos de estos desagües, ambos situados dentro de las morenas más modernas, se hallan a la altura de 760 m sobre el nivel del mar, aproximadamente.

De los depósitos de este lago glacial, empero, se conservan, únicamente, delgados listones de las terrazas litorales, que cuelgan en las laderas escarpadas del valle. Al reducirse suficientemente el hielo dentro del valle del río Carrenleufú, el lago glacial se vació hacia el golfo Corcovado en el Pacífico.

**Glaciación actual.** La actual glaciación en los alrededores del lago General Paz es muy poco conocida. En el cerro Colorado, al sud del lago, existen a una altura aproximada de 1800 m sobre el nivel del mar, pequeños glaciares colgantes. Al oeste del lago, quizá, la glaciación sea más intensa, pero seguramente limitada también allí a glaciares locales, pendiente a gran altura. No creo acertada la hipótesis difundida en la literatura de que glaciares actuales alcanzan la parte occidental del lago. Me refiero a la explicación preliminar que del descubrimiento del lago dió Moreno en su conferencia en «the Royal Geographical Society» en el año 1899, cuando todavía el levantamiento del lago no estaba terminado. En el mapa en escala 1:200 000, de la comisión argentina de límites con Chile están demarcados los contornos del lago, pero ningún glaciar está allí señalado como avanzado hacia el lago.

### El valle del río Corintos.

(43° 10' lat. sud; 71° 10'—71° 20' long. oeste.)

En cuanto a los sistemas morénicos y los lagos glaciales en esta región véase el Capítulo III.

### El valle del lago Epuyén.

(42° 10' lat. sud; 71° 30' long. oeste.)

En cuanto a los sistemas morénicos y los lagos glaciales en esta región véase el Capítulo I.

### El valle del lago Nahuel-Huapí.

(41° lat. sud; 71° 10'—71° 50' long. oeste.)

**Sistemas de morenas terminales.** El lago Nahuel-Huapí es el más septentrional de los grandes lagos andinos de la Patagonia. Su superficie se encuentra a 767 m sobre el nivel del mar y su desagüe, el río Limay, uno de los afluentes del río Negro, está situado en su extremo oriental y cortado en las morenas terminales que aquí estancan el lago, siendo Moreno quien las descubrió (Frontera Argentino-Chilena 1901, Moreno 1899), habiendo luego practicado ensayos para definir el número de los sistemas morénicos y de las glaciaciones Wehrli primero (Wehrli 1899) y más tarde Rovereto (Rovereto 1913) y Klute (Klute 1925).

Los aislados espaldones morénicos que abrazan el lago llegan a 50—100 m sobre su superficie, teniendo en conjunto una anchura de 3 a 5 km (las morenas de San Carlos de Bariloche). La topografía glacial primitiva se conserva solamente en pocos lugares. En la zona exterior de la cinta morénica como también en la interior ha sido nivelada por la erosión glacial, de cuya acción atestiguan anchas terrazas de diferentes alturas. En cortes de los arroyos y del camino al oeste de San Carlos de Bariloche el basamento está al descubierto. Consiste allí en sedimento glacial proximal de poco espesor (5—10 m) que descansa sobre morena de fondo. La morena terminal correspondiente a esta morena inferior no es todavía bien conocida. Rovereto cree que está totalmente destruída y que ha circundado el lago, como el sistema morénico más moderno. Mi parecer, empero, es que está representada por las morenas terminales que entre el cerro Bernal y el cerro Carmen de Villegas separan la depresión del lago Nahuel-Huapí del valle del río Pichileufú (lám. 42). Están divididas de las morenas de San Carlos de Bariloche por la Pampa de Nahuel-Huapí, llanura lisa alrededor del río Ñirehuau, que tiene una anchura de 10 km, aproximadamente, y que consiste en sedimento glacial y también, quizá, en sedimento glacial. Ocupan una faja de más de 6 km de ancho y se levantan más de 300 m sobre la superficie del

lago (las morenas del cerro Bernal). La topografía morénica primitiva se ha perdido aquí casi totalmente y los restos de las morenas aparecen generalmente como relleno en forma de terrazas, entre las cuales se levantan las crestas de los cerros. La abundancia de bloques erráticos en esta región de antiguas morenas terminales, la singulariza de las de sus contornos y hace que Moreno (Moreno 1899) y Wehrli (Wehrli 1899) hayan fijado aquí el límite de la más antigua de las dos glaciaciones que, en opinión de ellos, ha sufrido la región del lago Nahuel-Huapí. Sin embargo, encontramos restos de morenas terminales más al este aún.

En los cortes del ferrocarril del Estado, alrededor de Pilcaniyeu, 40 km al este del lago Nahuel-Huapí, asoma morena de fondo en varios sitios. Está sobrepuesta por un depósito glacialacustre que a su vez está cubierto por morena. Este sedimento glacialacustre, que en su mayor parte consiste en ceniza volcánica y material de antiguas tobas, rellena el valle del río Pichileufú al este de las morenas del cerro Bernal y ocupa además una región considerable dentro del valle del río Pilcaniyeu, el valle próximo oriental del valle del río Pichileufú. Si la morena puesta sobre el sedimento glacialacustre tiene una extensión regional o si está desarrollada sólo localmente, no se ha podido determinar en nuestra investigación sumaria. Si fuera exacta esta primera alternativa, lo que hoy nos parece muy probable, notaríamos aquí dos glaciaciones, mostrando una extensión extraordinaria del hielo para una latitud tan septentrional. Cuan al este se extendieron estas glaciaciones no podemos precisar por no haber todavía encontrado los restos de las morenas terminales correspondientes. Sin embargo, es admisible, que hayan existido centros de glaciación independientes, durante estas épocas, dentro de la vasta región alta que aquí, a los 70° y 71° long. oeste, se extiende entre los valles del río Limay y del río Chubut. Para resolver estas interesantes cuestiones glaciogeológicas y también para efectuar mediciones geocronológicas de los varves del depósito glacialacustre dentro de los valles de los ríos Pichileufú y Pilcaniyeu, donde alcanza un espesor de más de 40 m, se proyecta para el verano 1929—30 una investigación bajo la dirección de mi ayudante, el señor Roman Guiñazú. Las oportunidades, que dentro de estos valles se ofrecen para reconstruir el retroceso del hielo, son únicas en la Patagonia, pues en ninguna parte, hasta ahora, hemos encontrado sedimento glacialacustre tan bien descubierto y conservado en tal extensión y de una época tan remota de las glaciaciones como aquí<sup>1</sup>.

La laguna Frías, situada al sud del extremo occidental del lago Nahuel-Huapí, está separada de él por dos arcos de morenas terminales. Entre ellas y las mo-

---

<sup>1</sup> Según lo comunicado por Guiñazú, después de su regreso de la campaña 1929—30 pudo distinguir dos sistemas de morenas terminales del glaciar de la depresión del lago Nahuel—Huapí, encontrándose ambos sobre la ladera occidental del cerro Pichileufú, cerrando la parte superior del valle del mismo nombre del valle del arroyo Las Bayas. En una próxima campaña Guiñazú buscará la continuación de estas morenas terminales hacia el este y dedicará su atención especialmente a investigar una posible división del sistema más antiguo.

renas de los actuales glaciares del cerro Tronador (3 460 m) no se encuentran otras morenas terminales, según lo comunicado por el doctor Eric Ljungner. Probablemente corresponden estas morenas al mismo sistema que las de la laguna Terraplén en el «Valle 16 de Octubre».

**Lagos glaciales.** Ya Moreno ha mostrado como el valle del lago Nahuel-Huapí y sus valles vecinos, al retirarse el hielo de las morenas de San Carlos de Bariloche fueron ocupados por un sistema de lagos glaciales muy ramificado. Al sud del lago Nahuel-Huapí, los lagos Guillermo y Mascardi, que desaguan hoy por el río Manso hacia el Pacífico, estuvieron unidos por el primer lago sobre el lago Gutierrez. También el lago Correntoso y el lago Espejo al extremo noroeste del lago Nahuel-Huapí probablemente formaron una sola masa de agua con éste. A ambos lados del corto raudal, que une el lago Correntoso con el lago Nahuel-Huapí aflora, pues, sedimento glacialacustre proximal, alcanzando más de 20 m sobre la superficie de este último lago.

En las morenas terminales alrededor del seno que forma el lago Nahuel-Huapí en su mitad este existe bien desarrolladas terrazas glacialacustres. En la parte oeste se ven otras, también cerca de las desembocaduras de los ríos en los fjords. De las terrazas, dos especialmente son bien sobresalientes, las cuales en San Carlos de Bariloche se hallan a las alturas de 17,5 y 47 m respectivamente sobre la superficie del lago, según nivelaciones por Ljungner. La mayor parte de este pueblo está construída sobre la inferior de estas terrazas.

El desagüe se efectuó siempre por el valle del río Limay (lám. 42), debido a que las terrazas quizá significan solamente diferentes fases de la erosión en el desarrollo del desagüe. Una terraza, todavía más baja, a 6 m sobre el actual nivel del lago, depende, tal vez, solamente de la mayor afluencia de agua hacia la depresión del lago durante la época en que se derritieron los últimos restos del hielo cuaternario, y no de las alteraciones en la formación del desagüe.

Los lagos glaciales que existían durante las épocas más antiguas del retroceso del hielo y que se extendieron mucho más al este del actual lago Nahuel-Huapí, tenían sus primeros desagües por valles laterales del río Limay. El valle del río Pichileufú y el del arroyo Frague, que se encuentra entre el primero y el lago Nahuel-Huapí, han servido ambos, por turno, como desagües de estos lagos glaciales hacia el valle del río Limay.

**Glaciación actual.** La actual glaciación está reducida a glaciares colgantes sobre los cerros más altos en la Cordillera al oeste del lago Nahuel-Huapí, y en el fondo es solamente el cerro Tronador que posee glaciares dignos de mencionar (lám. 42). Éstos descienden en su lado oeste en el valle del río Blanco hasta un nivel de 940 m sobre el mar, pero se detienen en el lado opuesto, en los valles de los manantiales del río Manso, arriba de los 1 000 m sobre el nivel del mar. Actualmente están retirándose.

**Comentarios al mapa, lám. 42.**

Respecto al levantamiento de las morenas y de los lagos glaciales el mapa se basa, con las excepciones ya mencionadas, en nuestras propias observaciones. En las descripciones de las diferentes regiones se ha observado el grado de exactitud de los límites trazados entre los diferentes sistemas morénicos y glacialacustres. Como el mapa representa el primer ensayo de exposición sobre la distribución y la extensión de estos sistemas, quiero acentuar, sin embargo, su naturaleza preliminar. A las investigaciones futuras les será concedido completar y corregir los detalles.

Claro es que no nos ha sido posible seguir los límites de las glaciaciones entre los valles principales, donde estos límites no están marcados por morenas. Solamente en muy pocos lugares el trazado de los límites en estas regiones se basa en observaciones y generalmente es el resultado del estudio de las hojas del mapa de la comisión argentina de límites con Chile.

En Tierra del Fuego he dibujado la glaciación actual según los mapas en escalas 1:400 000 y 1:1 500 000 de Alberto De Agostini (De Agostini 1923 y 1924), comprendiendo un completamiento de los mapas en escala 1:500 000 de la oficina de mensura de tierras en Chile. En la Patagonia he trazado los actuales glaciares en el lado argentino según los mapas en escala 1:200 000 de la comisión argentina de límites con Chile, y en el lado chileno según las indicaciones de los mapas en escala 1:500 000 de la oficina de mensura de tierras en Chile. Como la extensión de los glaciares sobre la ladera chilena de la Cordillera en muchas regiones figura muy incompletamente en los mapas existentes, he tenido que tratar de bosquejar el límite del hielo según la topografía y otras indicaciones referentes a su existencia para completar el cuadro de la glaciación. El mapa ha resultado, luego, con exactitud variable. Ciertas veces es muy exacto y otras muy esquemático. Una de las tareas más fructíferas en la investigación geográfica de la Patagonia occidental sería aumentar nuestro conocimiento en lo que se refiere a la actual glaciación.

La línea divisoria de las aguas está tomada de los mapas de la comisión argentina de límites con Chile.

Las rocas cristalinas en el país mesetiforme están copiadas del mapa sinóptico geológico en escala 1:2 000 000, compilado por la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología en 1925—1928.

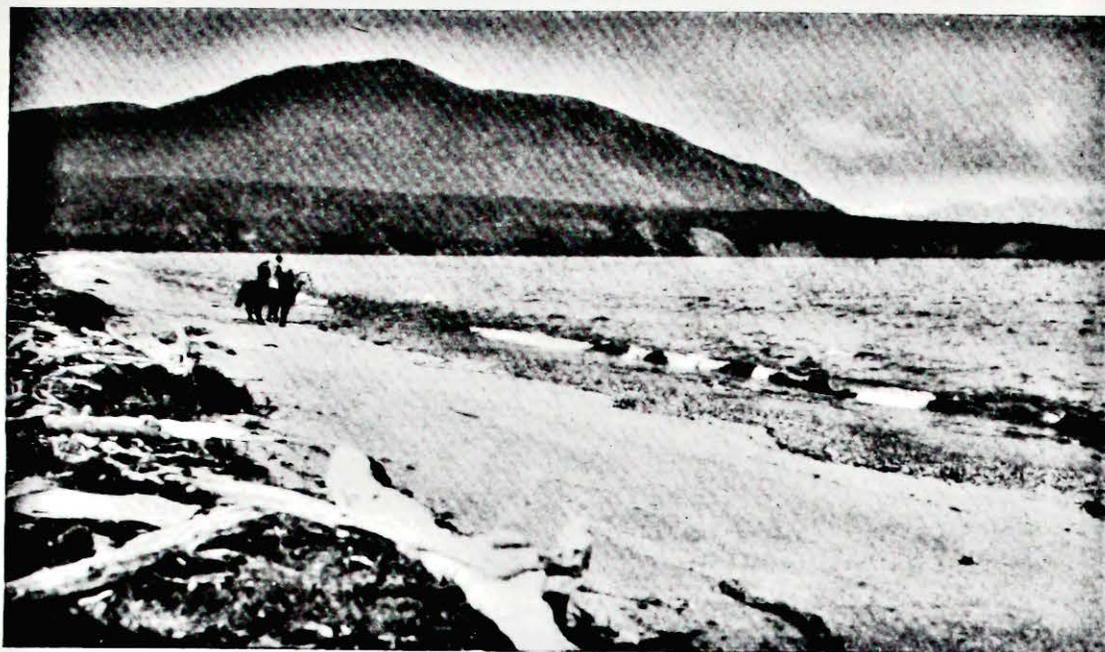


Foto J. Roman Guiñazu, 1927.

Fig. 86. El extremo este del lago Fagnano. La terraza en el fondo se constituye en morena y depósito glacialacustre. Fotografía hacia el sud. — *The eastern end of the lake Fagnano. The terrace in the background is built up by finiglacial moraine and icelakedeposits. Photograph against the south.*



Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

Fig. 87. El extremo este del lago Fagnano. Terrazas glacialacustres cortadas en la morena terminal (finiglacial). Fotografía hacia el sudoeste. — *At the eastern end of the lake Fagnano. Finiglacial icelaketerraces, cut in the terminal moraine. Photograph against the southwest.*

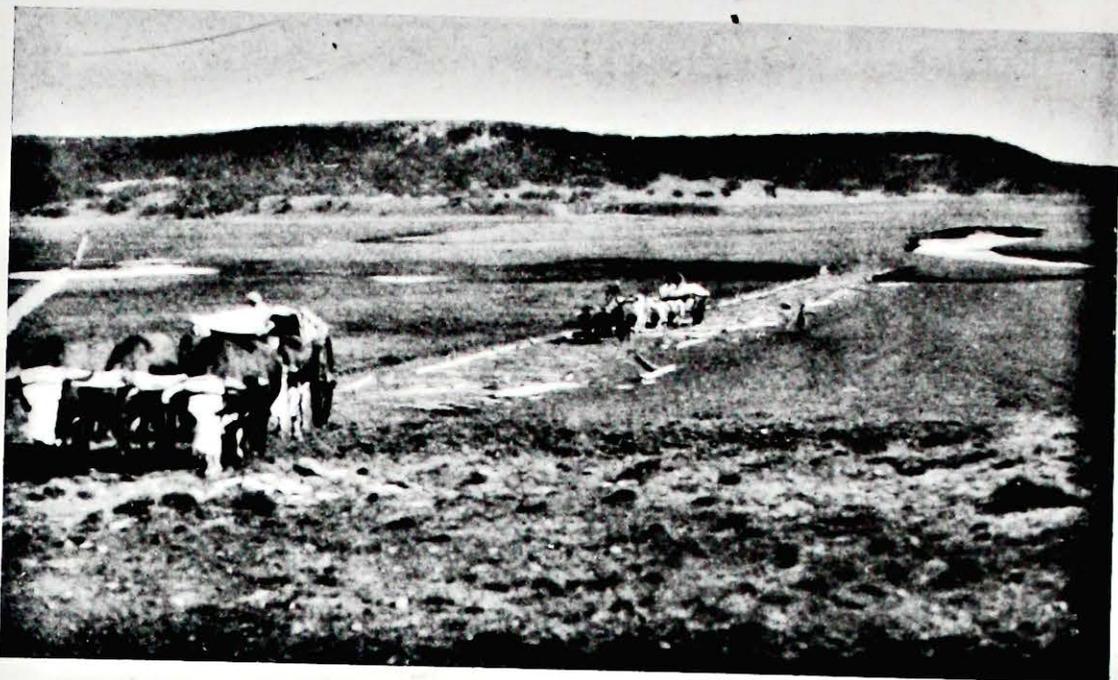


Fig. 88. El valle del río Ewan, pocos km al sud del puesto Nueva Harborton. Terrazas glaci-fluviales bordean el valle. Fotografía hacia el sudeste. — *The Ewan-river valley, some km south of the cottage Nueva Harborton. Glaci-fluvial terraces skirt the valley. Photograph against the southeast.*

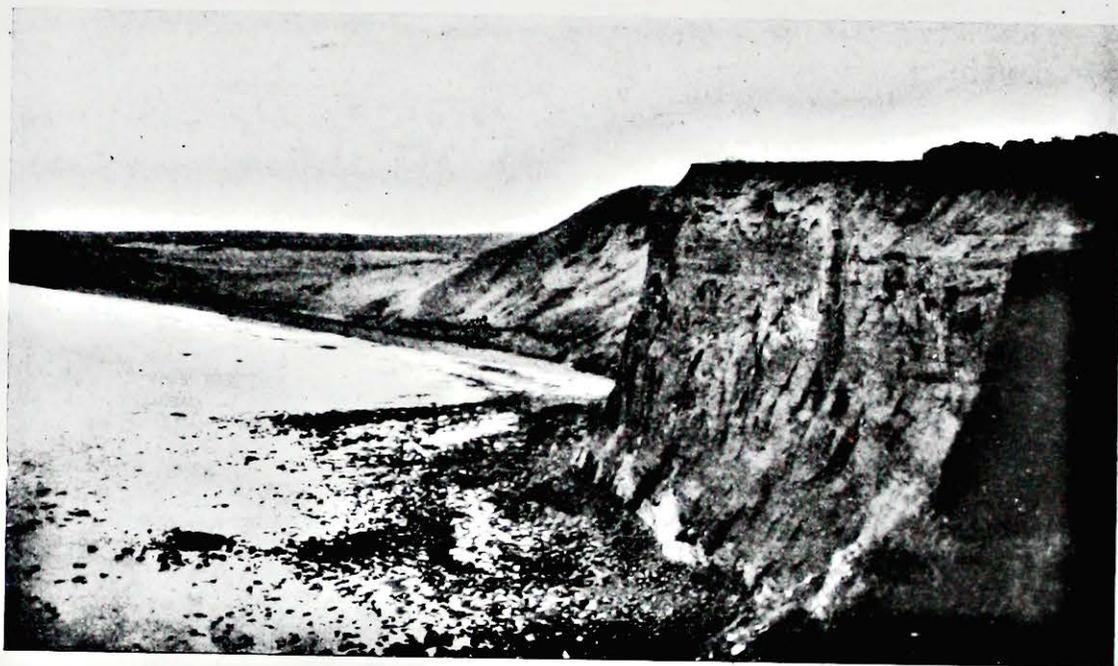


Fig. 89. El extremo sud del cabo Viamonte, de la costa atlántica de la Tierra del Fuego. Barranca cortada en el terciario magallánico con la capa del material morénico reacumulado. — *The south side of the Cape Viamonte at the Atlantic coast of Tierra del Fuego. Bank cut in the tertiary rock covered by reaccumulated till.*



Foto J. Roman Guñazu, 1927.

Fig. 90. Depresiones causadas por el derritimiento de grandes bloques de hielo, aislados del glaciar por la acumulación del material glaciﬂuvial. Desde el camino entre los ríos Crucero y Dinamarqués. — *Icepillar depressions in the glaciﬂuvial gravelplain. Near the road between the Crucero-river and the Dinamarqués-river.*



Foto J. Roman Guñazu, 1927.

Fig. 91. Restos de morenas terminales (gotiglaciales) que emergen de la llanura glaciﬂuvial entre los ríos Crucero y Dinamarqués. — *Remnants of the gotiglacial terminal moraine-ridges emerging of the glaciﬂuvial gravelplain between the Crucero-river and the Dinamarqués-river.*



Fig. 92. Aspecto de la morena El Dinamarqués (gotiglacial), vista desde el sud. — *Part of the gotiglacial terminal moraine at El Dinamarqués. View from the south.* Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.



Fig. 93. Morena de fondo sobre las mesetas terciarias al norte de Magallanes. — *Till on the tertiary plateau north of the Magallanes strait.* Foto Carl C:zon Caldenius, 1927.

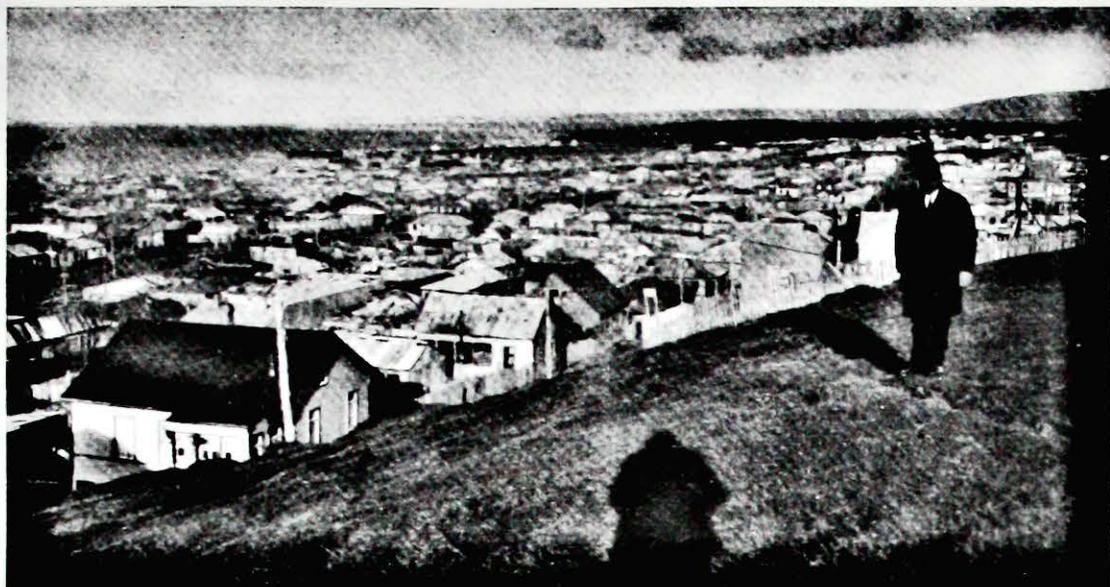


Foto J. Roman Guiñazú, 1927.

Fig. 94. Magallanes y la morena del mismo nombre (finiglacial). Fotografía hacia sudeste. A la izquierda el estrecho de Magallanes. — *View of the town Magallanes from the finiglacial moraine.*



Foto J. Roman Guiñazú, 1927.

Fig. 95. Acumulaciones glaciifluviales (finiglaciales) al norte de Magallanes. — *Glaciifluvial accumulations (esker) north of Magallanes.*

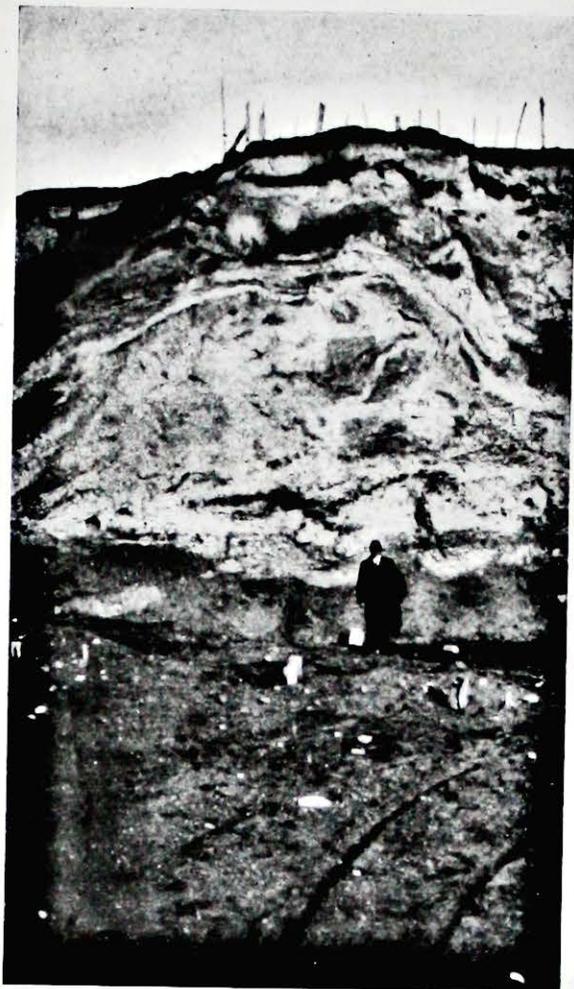


Foto J. Roman Guñazú, 1927.  
 Fig. 96. Corte de un espaldón morénico (finiglacial), demostrando material glacialacustre retransportado y reacumulado. Magallanes. — *Section of a finiglacial moraine-ridge consisting of retransported and reaccumulated icelakesediment. Magallanes.*

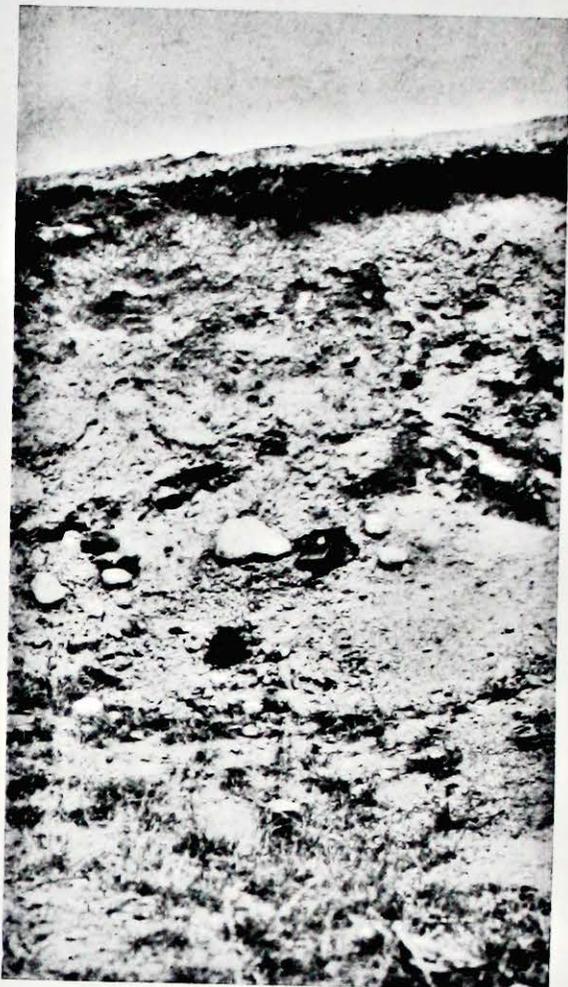


Foto J. Roman Guñazú, 1927.  
 Fig. 97. Corte de morena de fondo, cerca de la estancia Himen-Aike, 10 km al sud del puerto Río Gallegos. — *Till section near the road between the town Rio Gallegos and the estancia Himen-Aike.*

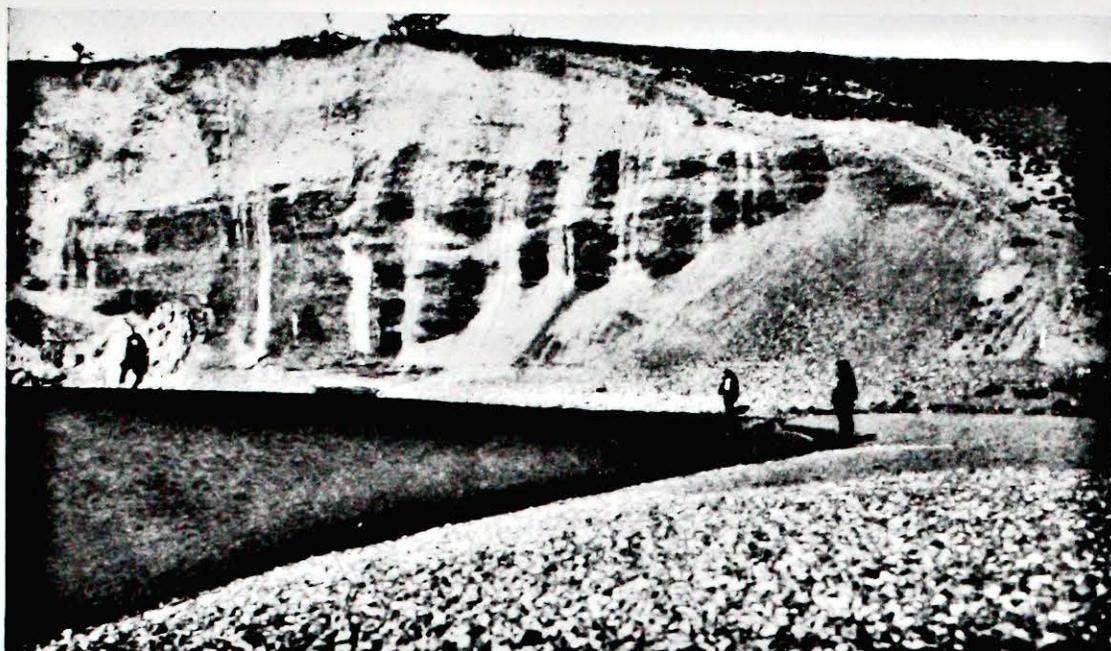


Foto J. Roman Guñazu, 1926.

Fig. 98. La capa superior de morena de fondo (del valle del río Gallegos), descansando sobre rodados glaciáluviales. Barranca del río Penitentes cerca del Morro Chico. — *The upper till bed lying on glaciáluvial pebbles in the banks of the Penitentes-river near Morro Chico.*



Foto J. Roman Guñazu, 1926.

Fig. 99. La capa inferior de morena de fondo (del valle del río Gallegos), sobrepuesta de arena glaciáluvial. Barranca del río Penitentes cerca del Morro Chico. — *The lower till bed overlaid by glaciáluvial sand in the banks of the Penitentes-river near Morro Chico.*

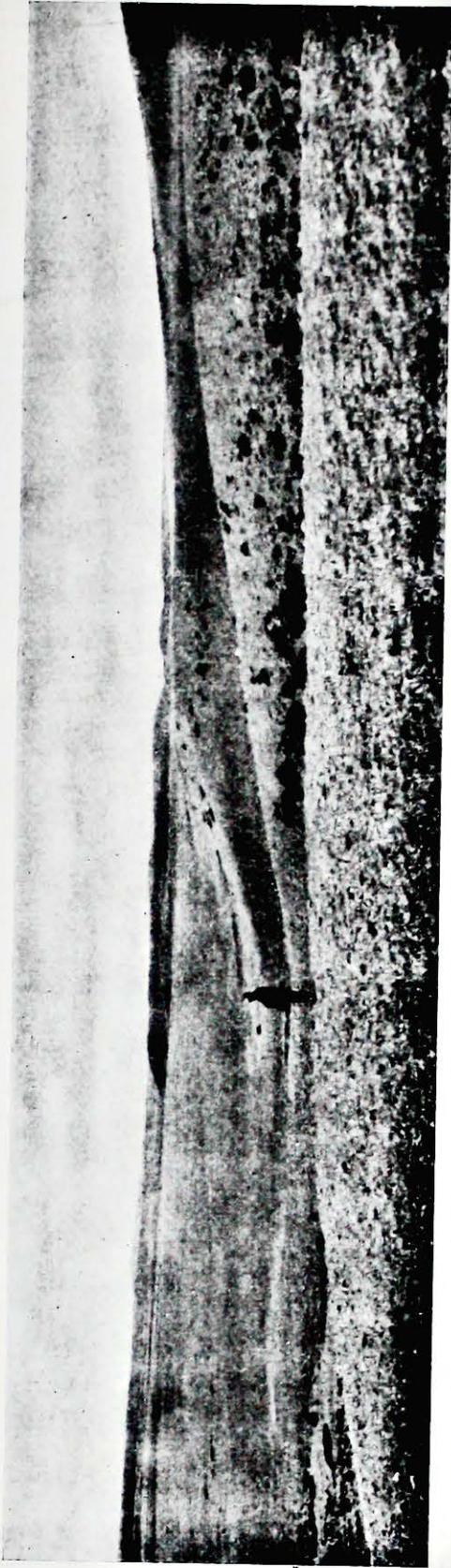


Fig. 100. Las morenas terminales de Tapi-Aike (daniglaciales) y las terrazas glacioluviales en el valle del río Coyle, 16 km al este de la estancia Tapi-Aike. — *The daniglacial terminal moraines and the glacioluvial terraces in the Coyle-river-valley, 16 km east from the estancia Tapi-Aike.*

Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

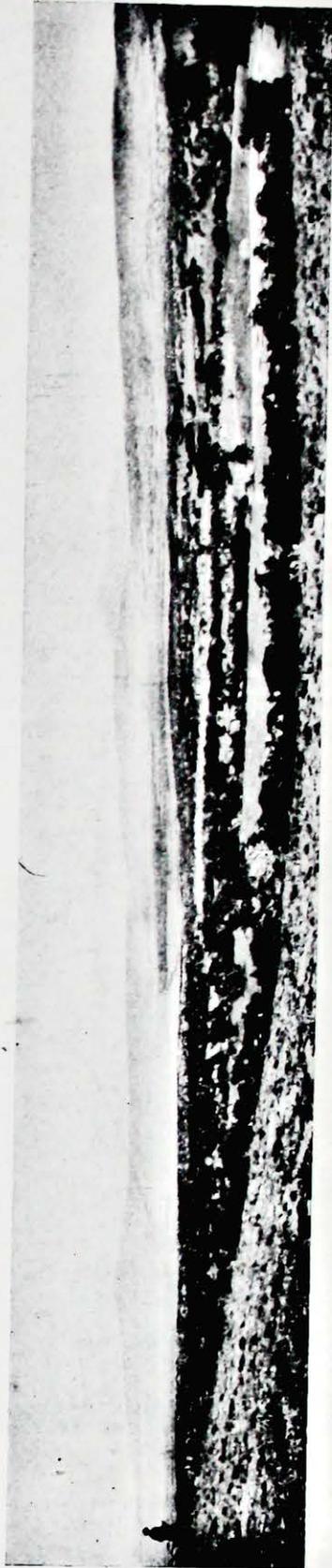


Fig. 101. El círculo de morenas del arroyo Guillermo (gotiglaciales) y el lecho del glaciar correspondiente, visto desde el camino, 40 km al oeste de la estancia Tapi-Aike. — *The gotiglacial terminal moraine circle at the Guillermo-rivulet, photographed from the road, 40 km west of the estancia Tapi-Aike.*

Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

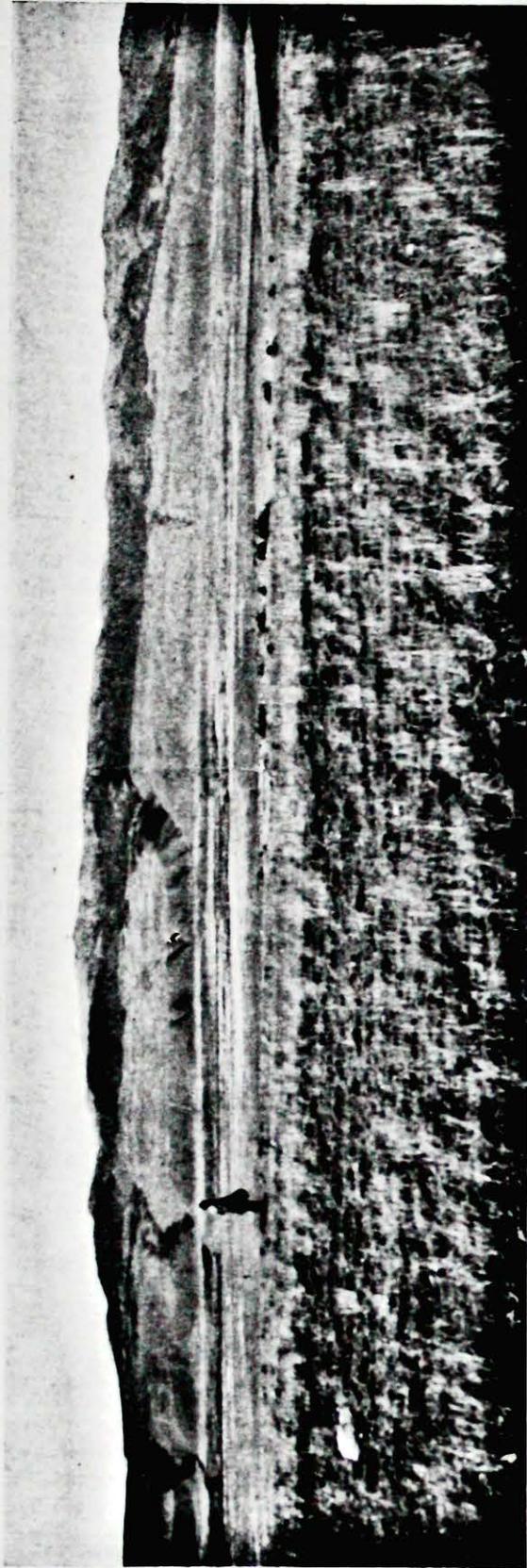


Fig. 102. La ladera occidental del cerro Cazador con las dos terrazas glaciolacustres. — *The western slope of the mountain Cazador with the two ice-lake-terraces.*

Foto J. Roman Guinazu, 1928.



Fig. 103. Morenas terminales inicioglaciales en el lado sud del valle del río Santa Cruz, 25 km al este del arroyo Bote. Fotografía hacia el sudeste. — *The initioglacial terminal moraines in the Santa Cruz-river-valley, 25 km east of the rivulet Bote. Photograph against the southeast.*

Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

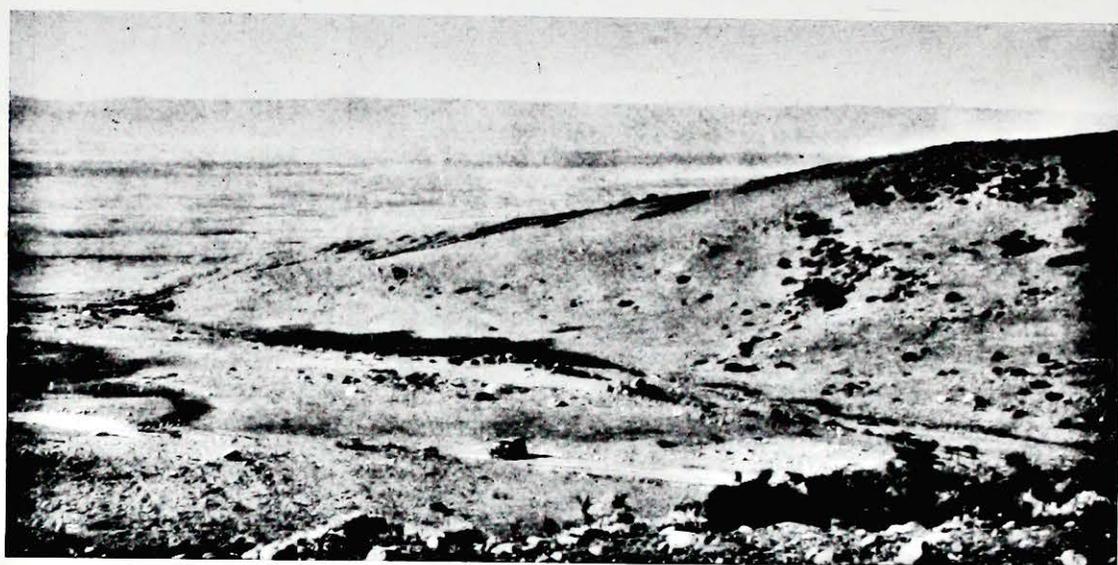


Fig. 104. Restos de las morenas del arroyo Bote, daniglaciales, en la bajada grande del camino sobre la ladera sud del valle del río Santa Cruz, unos 15 km al sudeste de dicho arroyo. — *The daniglacial moraines on the southern slope of the Santa Cruz-river-valley, - some 15 km southeast of the rivulet Bote.*

Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

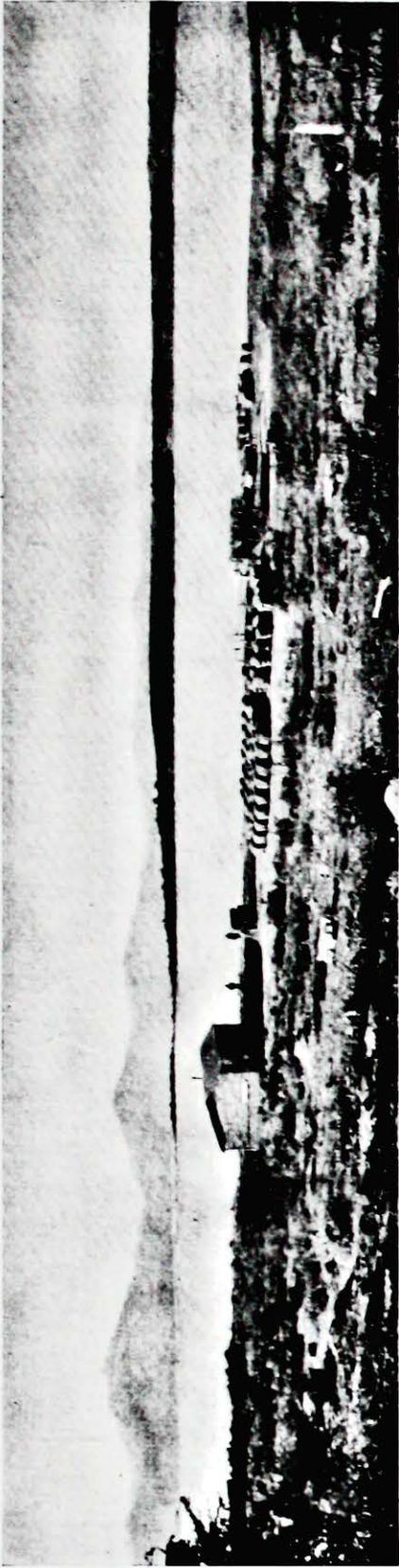


Fig. 105. Las morenas del puerto Bandera, finiglaciales, sobre el lado norte del lago Argentino. Fotografía hacia el norte. — *The finiglacial moraines on the northern shore of the lake Argentino, opposite Puerto Bandera.*



Fig. 106. Restos de las morenas terminales del río Barranca, finiglaciales, al lado norte del lago Viedma, al puesto de la estancia Los Lagos. Fotografía hacia el este. — *The strongly eroded remnants of the finiglacial moraines at the northwestern corner of the lake Viedma.*

Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

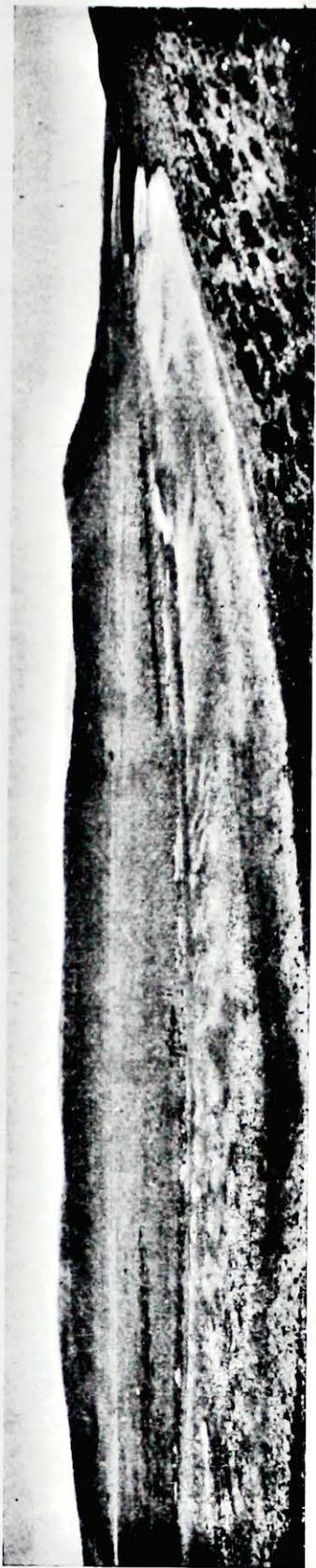


Fig. 107. El valle de desagüe hacia el valle del río Shehuen, de los lagos glaciales Viedma. Sobre las laderas del valle las morenas de Piedra Clavada, daniglaciales. — *The outlet-valley of the icelakes Viedma. The valleysides are coroned by the daniglacial moraines.*

Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

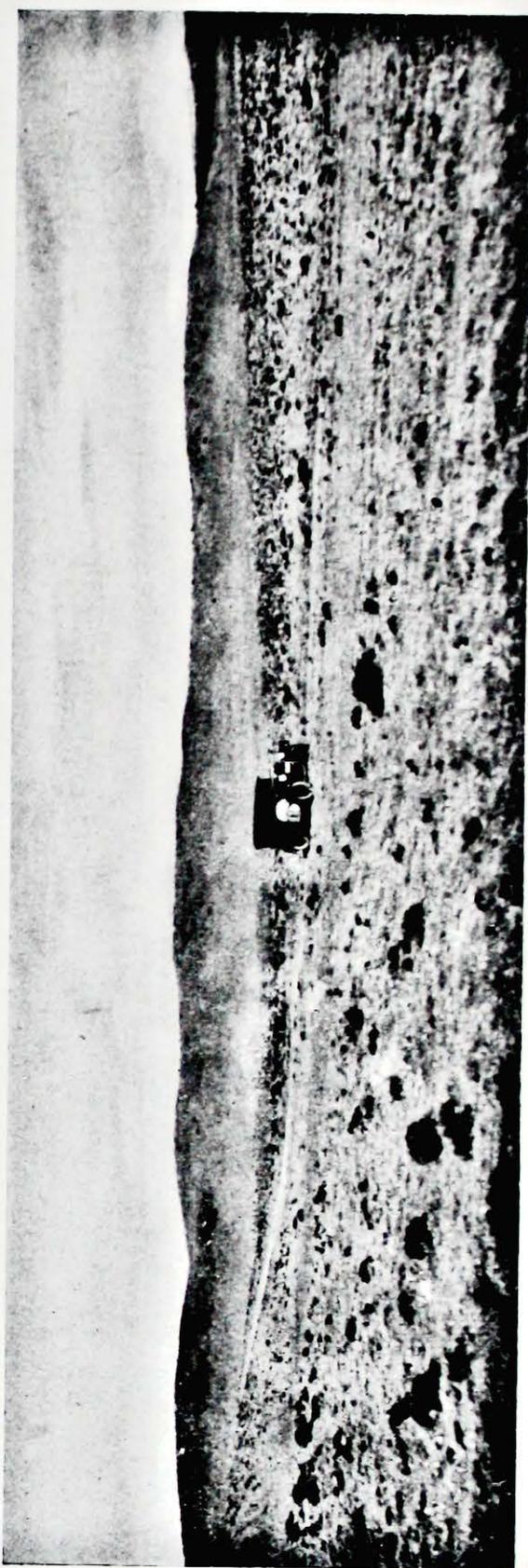


Fig. 108. Las morenas terminales de la bahía de la Lancha, finiglaciales, poco al este del arroyo Comunicación. Fotografía hacia el este. — *The finiglacial moraines, east of the Comunicación-rivulet, a few km from the eastern end of the lake San Martín.*

Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

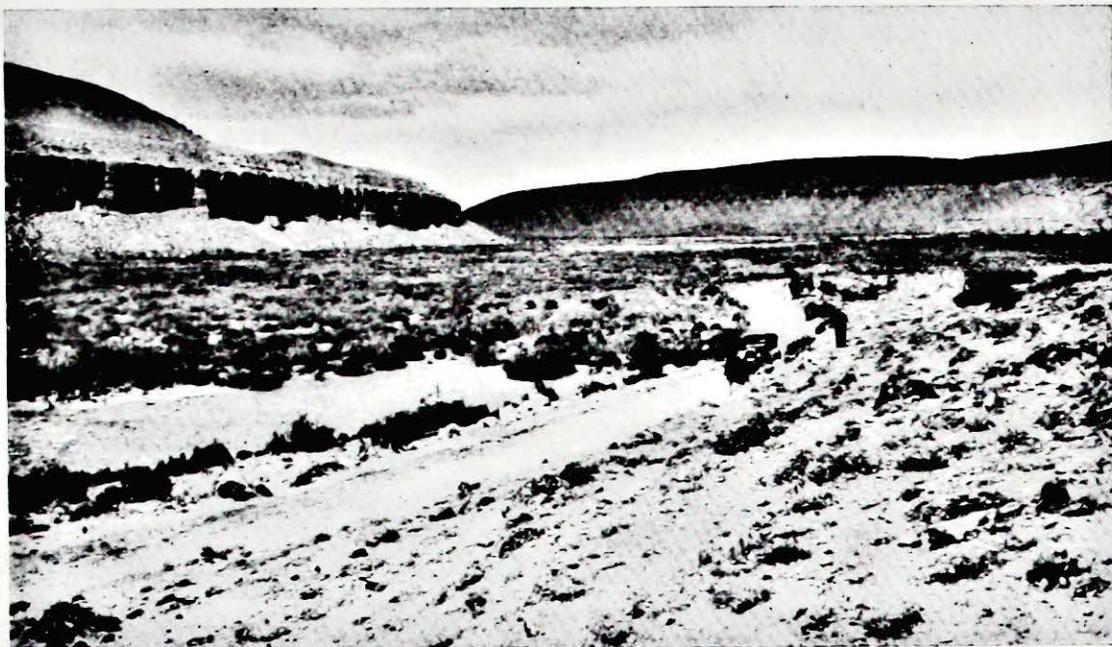


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 109. El valle de desagüe de los lagos San Martín, 20 km al oeste de Piedra Clavada, cortada en la formación cretácica. Sobre la meseta las morenas de la laguna Shekaiken, daniglaciales. Fotografía hacia el sudeste. — *The outlet-valley of the icelakes San Martin, cut in the cretaceous formation, 20 km west of Piedra Clavada. On the rockground lie the daniglacial moraines. Photograph against the southeast.*

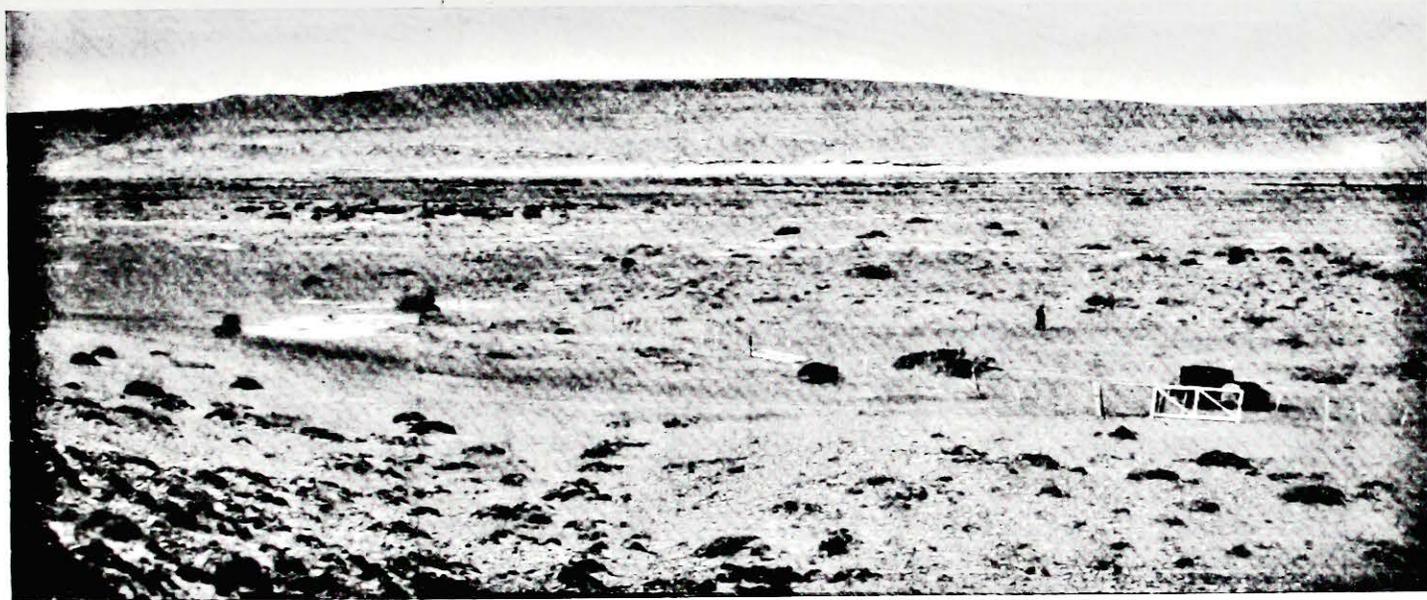


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 110. El valle de desagüe de los lagos glaciales San Martín, en que corre el río Shehuen, 27 km al oeste de Piedra Clavada. Sobre la ladera de la meseta en el fondo restos de las morenas de la laguna Shekaiken, daniglaciales. Fotografía hacia el norte. — *The outlet-valley of the icelakes San Martin. Remnants of the daniglacial moraines are visible on the plateau-mountain in the background. In the eastern continuation of the valley the Shehuen-river has its source. Photograph against the north from the road, 27 km west of Piedra Clavada.*



Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

Fig. 111. Talud de basalto sobre la terraza glaci-fluvial, 10 km al este de la estancia Tercera en el lago San Martín. — *Debris of basalt on the glaci-fluvial terrace, 10 km east of the estancia Tercera at the lake San Martín.*

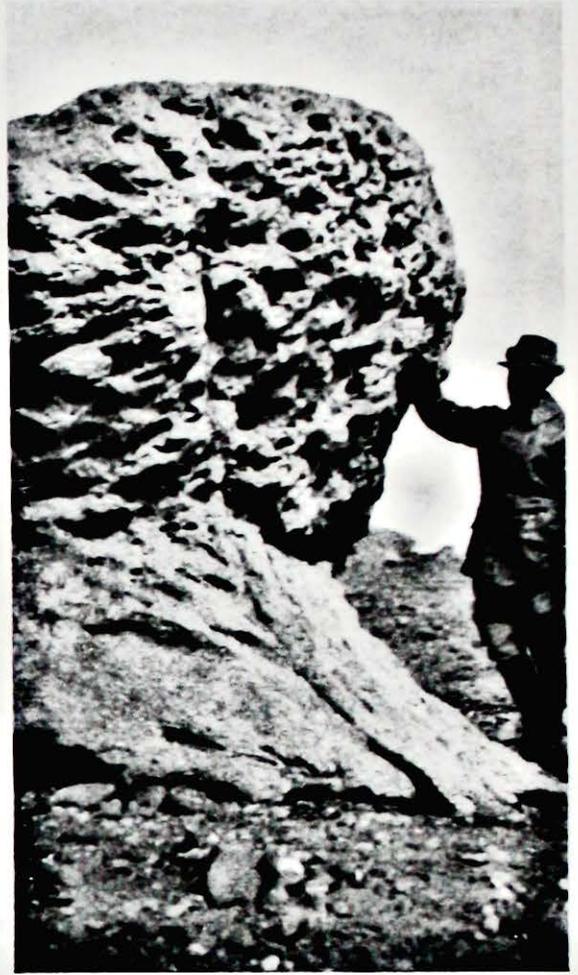


Foto Carl Cizon Caldenius, 1928.

Fig. 112. Bloque desgastado por la erosión del viento y de la insolación. La morena de la laguna Tar (gotiglacial). — *An erratic boulder, half destroyed by wind erosion and weathering on the gotiglacial moraine at the lagoon Tar.*



Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 113. Las morenas de la laguna Temenhua, gotiglaciales, sobre la ladera norte del valle del río Pico, 29 km al este de la estancia Hahn. Fotografía hacia el norte. — *The gotiglacial moraines on the northern slope of the Pico-river-valley, 29 km east of the estancia Hahn. Photograph against the north.*

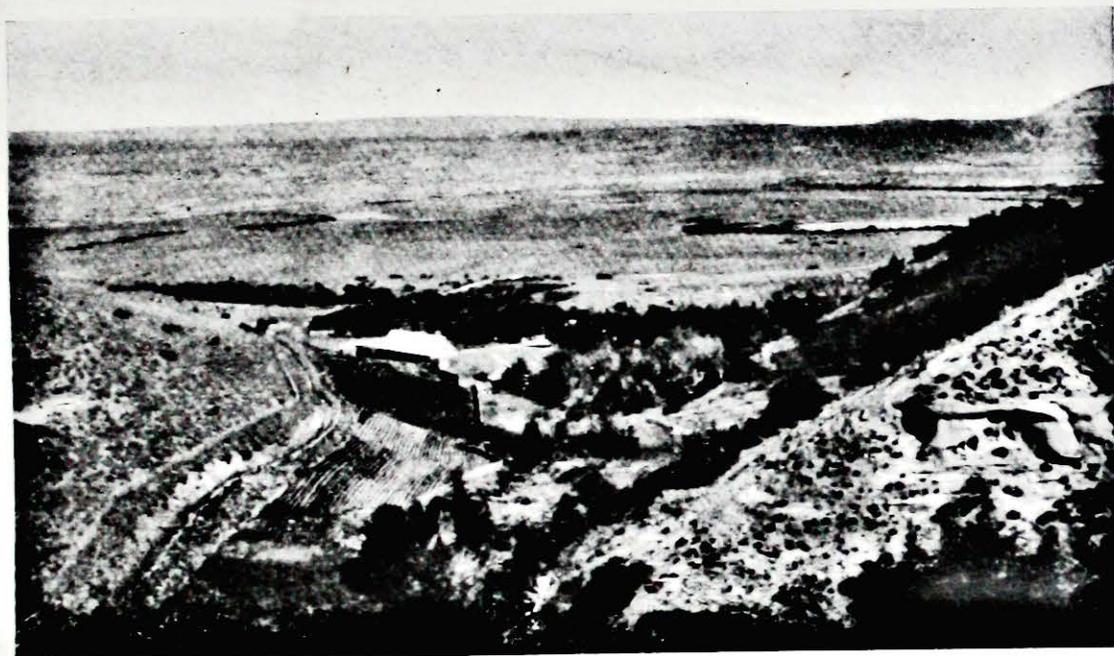


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 114. El valle del río Pico con el lecho del glaciar, ocupado por depósitos glacialacustres y circundado por las morenas terminales. Fotografía hacia el sud desde la estancia Hahn. — *View against the south from the estancia Hahn, showing the Pico-river-valley with the surrounding terminal moraines and the icelake-deposits on its bottom.*

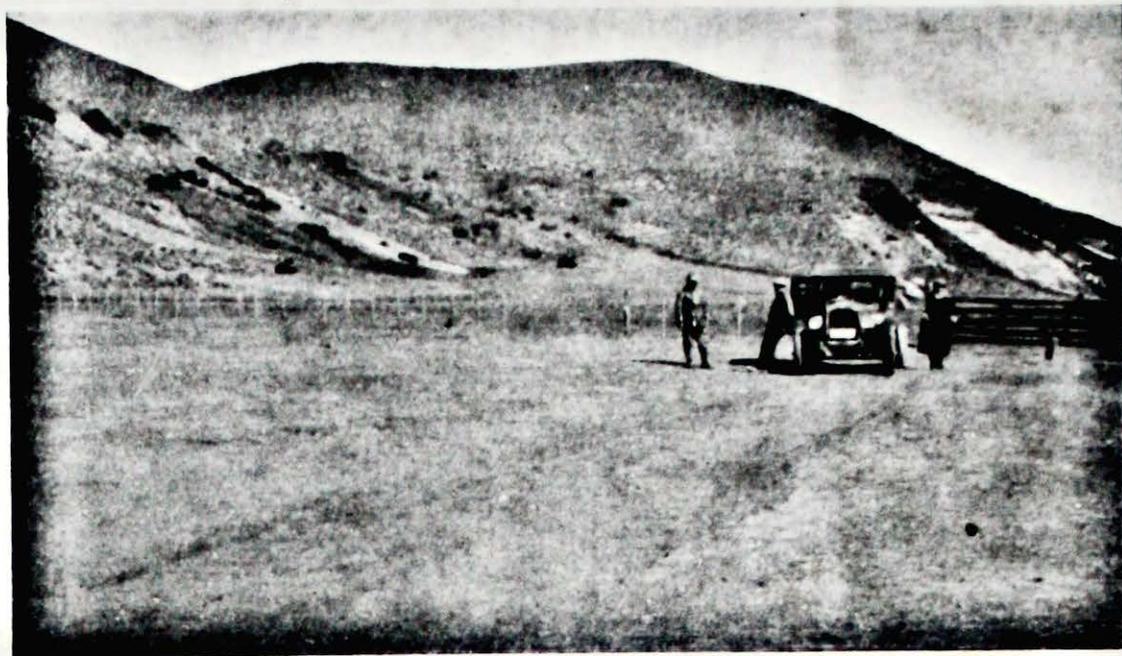


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 115. Las morenas del cerro Diablo, daniglaciales, 11 km al norte de la estancia Pampa Chica. — *The daniglacial moraines, 11 km north of the estancia Pampa Chica.*

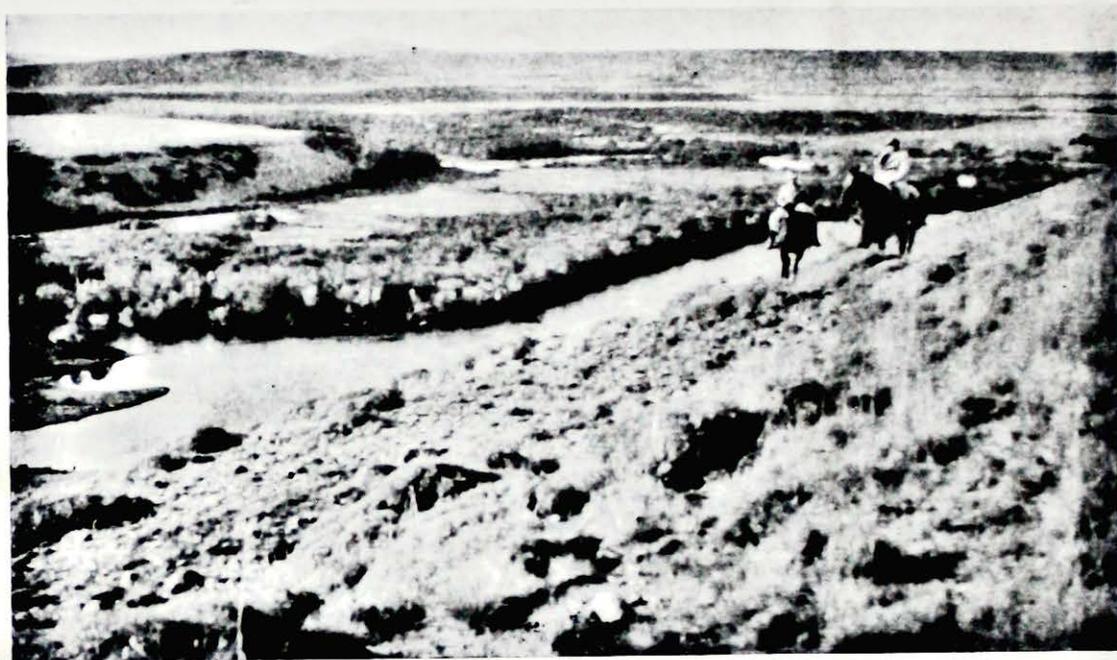


Foto Carl C:zon Caldenius, 1928.

Fig. 116. El valle del río Corcovado al este de la estancia Jaramillo. Las barrancas consisten en morena de fondo (gotiglacial) sobre depósito glacialacustre. Fotografía hacia el noreste. — *The Corcovado river-valley east of the estancia Jaramillo. In the banks gotiglacial moraine lying on icelake-sediment is exposed. Photograph against the northeast.*

## RESUMEN DE LOS SISTEMAS DE MORENAS TERMINALES Y SUS RELACIONES ENTRE SI.

Como se ve del examen general de los sistemas morénicos cuaternarios en la Patagonia y Tierra del Fuego presentado en el capítulo anterior, éstos se constituyen por lo menos de cinco, cuatro sistemas principales y uno, menos importante, pero todos claramente separados de la glaciación actual. Además hay otro sistema más moderno, todavía no detalladamente conocido, que está más íntimamente ligado a ella. Si el sistema más antiguo y más desplazado hacia el este debe subdividirse en dos o más sistemas, es cuestión que nuestra investigación sinóptica ha tenido que pasar por alto. Pero ciertas condiciones mencionadas en los valles del lago Buenos Aires, del arroyo Ñorquincó y del río Tecka, se muestran bastante decididamente en favor de una subdivisión.

Se debe agregar que hay razones suponer la existencia de más sistemas de morenas terminales que los ya descriptos en los capítulos anteriores, es a saber más modernos que el quinto sistema. Ciertos rasgos topográficos en los fondos de los valles de la Cordillera, tal como aparecen en los mapas de la comisión argentina de límites con Chile, indican umbrales de sedimento cuaternario, morenas terminales con sus conos de transición. Tales depósitos pueden notarse en los valles al oeste del valle 16 de Octubre, en los valles al sudoeste del lago Pueyrredón y en otros lugares. Están marcados en los mapas, lám. 18, 39 y 42, en los valles, donde hay razones fundadas presumir su existencia.

**Tipos de glaciación.** Las morenas de los cuatro sistemas principales se hallan generalmente juntas, las unas detrás de las otras, excepto las del valle del lago Nahuel-Huapí y desde el lago Viedma hacia el sud, donde están separadas por extensos espacios, que durante las oscilaciones de los glaciares fueron ocupados por lagos glaciales. Se puede decir que las glaciaciones cuaternarias casi hasta la Tierra del Fuego han tenido el tipo de glaciaciones de valle con lenguas de hielo distintamente desarrolladas. Durante la extensión máxima alcanzada por el hielo en la primera época de glaciación, éste parece haber llegado en ciertas regiones, como entre  $43^{\circ}$  y  $46^{\circ}$  lat. sud, muy afuera de las desembocaduras de los valles y diseminándose dentro del ancho valle longitudinal preandino, formando una vasta y continua cinta de hielo del tipo de la glaciación piedmond. Este tipo de glaciación parece haber reinado en la Tierra del Fuego al sud de la sierra Carmen Silva durante los dos estados de glaciación más antiguos (el  $1^{\circ}$  y el  $2^{\circ}$ ), durante los posteriores la glaciación también aquí ha sido reducida a una glaciación de valle, y solamente del lado sud del canal Beagle tuvo aún en la época del  $3^{\circ}$

sistema morénico la forma de glaciares, con vasta extensión a lo largo del pie de las montañas.

En el mapa lám. 42 es fácil ver que existe una íntima relación entre el tamaño de las lenguas de hielo y el de la región de alimentación. Verdad es que observaciones directas sobre la situación de la línea divisoria de los hielos durante las diferentes glaciaciones no se ha podido hacer, pero todas las probabilidades hablan en favor de que ésta debe haber coincidido más o menos con la línea de las cumbres más altas de la Cordillera, lo que evidentemente ha ocurrido en la última glaciación. Más es probable que la precipitación se haya efectuado aproximadamente de la misma manera durante las épocas de las glaciaciones que actualmente, con la diferencia que durante sus máximas debe haber sucedido hacia el este una dilatación de los isoiëtas anuales. Una comparación del curso de la línea divisoria de los hielos y de las líneas de los isoiëtas anuales nos da una imagen acertada del ancho de las zonas de alimentación en los diferentes valles transversales. Se desprende de esto que la región de alimentación al sud de 52° lat. sud se ensancha repentinamente de modo considerable, y al sud de esta latitud también los glaciares se extienden mucho más lejos del eje de la alta Cordillera que al norte.

Los lagos Viedma y Argentino están situados 3° a 4° al sud del lago Buenos Aires, pero a pesar de esto la glaciación ha sido mucho más intensa en el valle de este último lago. La región de alimentación estaba en los dos primeros limitada a una faja estrecha a lo largo de la línea divisoria de los hielos, pero abarcaba en el lago Buenos Aires vastas zonas sobre ambos lados del actual valle.

Los ejemplos se multiplican y sería arduo enumerarlos, bástennos los mencionados que son los más notables.

**Número de glaciaciones.** La topografía glacial primitiva está considerablemente mejor conservada dentro de los dos sistemas principales interiores que dentro de los exteriores y el material morénico está fresco y no descompuesto como en aquéllos. A menudo el lecho del glaciar atrás de estos sistemas morénicos más modernos se halla tan bien conservado que aparece como un molde, del cual el hielo justamente ha sido alejado. Dentro del sistema próximo más exterior de la topografía morénica primitiva se ven bien todavía los rasgos, mientras que este caso se presenta muy raramente respecto al más exterior.

Para la conexión de los sistemas de las morenas terminales de un valle a otro estas condiciones han sido una guía importante, y un apoyo más son las mediciones geocronológicas. Desgraciadamente ellas todavía son bien pocas y las perspectivas de conseguir nuevos datos de esta índole no son muy buenas, puesto que se puede suponer ahora que depósitos glacialacustres aptos para tales investigaciones se encuentran solamente en muy pocos lugares, todavía no recorridos. Las mediciones geocronológicas efectuadas se refieren, sin embargo, a puntos estratégicamente bien elegidos, situados cerca de los extremos septentrional y austral y aproxi-

madamente al medio de la anterior región de las glaciaciones continuas, y por esto han suministrado detalles muy importantes para fechar los sistemas morénicos. Puesto que estos resultados han afirmado las conclusiones anteriores sacadas por razones geomorfológicas respecto a la contemporaneidad de los sistemas morénicos dentro de los diferentes valles, hay motivos bastante fundados para presumir que el cuadro del mapa sinóptico de las diferentes glaciaciones en conjunto es correcto, también dentro de las regiones que no hemos podido visitar. Siempre naturalmente debe tenerse presente que el mapa como el primer ensayo en su género no puede considerarse como definitivo en todos sus detalles.

Uno de los más importantes resultados de las investigaciones geocronológicas son las exactas determinaciones cronológicas que por medio de ellas ha sido posible hacer de las grandes oscilaciones de los glaciares. El glaciar del valle del río Corintos, considerablemente menor que el del valle del lago Buenos Aires empieza a retirarse del 4° sistema morénico más temprano que éste, y el retroceso del pequeño glaciar del valle del lago Epuyén del 3° sistema vuelve a avanzar alrededor de 100 años antes que el del gran glaciar del seno Skyring. La extensión de la oscilación entre el 3° y el 4° sistema morénico del glaciar de Epuyén es relativamente mucho más grande que la del glaciar del seno Skyring. Aparte de las climatológicas son muy pocas las causas que explican estos grandes movimientos periódicos de los glaciares, cuya carencia de contemporaneidad se debe a la consabida condición de que el glaciar más grande ha reaccionado más tarde que el menor por la mutación del clima.

No es posible establecer a base del actual material de investigación, si el hielo durante los intervalos entre la formación de los sistemas morénicos anteriores, ha permanecido en los valles de la Cordillera alta en mayor extensión que actualmente. Esto, sin embargo, parece probable, por lo menos en lo que respecta al intervalo entre el 2° y el 3° sistema.

Sedimento glacialacustre cubierto por depósitos morénicos del tercer sistema hemos encontrado tan adentro en ciertos valles como los restos ahora existentes de las morenas laterales correspondientes. Es por ejemplo el caso en el valle del lago Viedma, donde puede seguirse al medio de la extensión del lago.

En las laderas de los valles se distinguen diferentes estados de erosión de los glaciares en forma de vastas terrazas, cortadas en la roca. En ciertos casos he creído poder establecer la relación entre estas terrazas y las glaciaciones. Parece que en los valles de los lagos La Plata y Fontana, Pueyrredón y San Martín se refieren principalmente a las glaciaciones 2 y 3 y se extienden hasta o también muy adentro de las morenas del 4° sistema. Más adentro de los valles, la erosión posterior las ha destruido. Su actual extensión habla en favor de la opinión que el hielo en su retroceso de los sistemas morénicos 2 y 3 se aproximó a la glaciación actual.

No se conocen con seguridad depósitos interglaciales.

**Cambio de nivel.** No tenemos conocimiento del nivel del país con relación al mar al principio de las glaciaciones, pero hemos podido determinar que la Tierra del Fuego y la Patagonia austral durante las dos épocas más modernas del retroceso del hielo se han hallado a niveles más bajos de lo que se hallan actualmente, y probablemente se han encontrado en un levantamiento progresivo, porque la sumersión ha disminuído desde la más antigua hasta la más moderna de estas épocas. El papel que han desempeñado los movimientos eustáticos en estos cambios de nivel no está bien establecido, pero que han tenido cierta influencia es seguro, porque parece que se pueda seguir la terraza marina levantada más moderna a lo largo de la costa atlántica del continente por el norte hasta el ecuador por lo menos. Tampoco poseemos todavía datos para juzgar si el movimiento de cambio de nivel ha estado sujeto a alteraciones, pero que el continente haya tenido un nivel más alto que el actual no es probable, pues que los fondos de los valles recientes parecen estar en buena relación con el actual nivel del mar.

Un ensayo para reconstruir las condiciones relativas de nivel al comienzo de las glaciaciones se pierde en el terreno de las conjeturas. Al presente no existe, según mi opinión, ningún dato seguro al respecto. Pero la Patagonia y Tierra del Fuego se extendieron mucho más al este. De una considerable traslación de la costa hacia el interior del continente son testigos no solamente las terrazas colgantes en grandes alturas a los lados de las desembocaduras de los valles transversales sino también el hecho de que las bahías atlánticas más importantes, como el golfo San Jorge, han demostrado tener una edad muy reciente, pues en ella se ha constatado un hundimiento repentino del nivel de las terrazas marinas levantadas, con restos de moluscos cuaternarios, en comparación con los niveles que alcanzan estas terrazas más al norte y más al sud.

---

## LAS RELACIONES ENTRE LAS GLACIACIONES CUATERNARIAS EN LOS HEMISFERIOS AUSTRAL Y BOREAL.

**Las conexiones transatlánticas entre los diagramas geocronológicos de la Patagonia y de la Escandinavia.** Los diagramas geocronológicos de los perfiles del río Corintos y de la laguna Blanca los ha comparado De Geer con los diagramas de la escala geocronológica sueca y los resultados de esta investigación han sido presentados en dos trabajos (De Geer 1927 a, 1929 a). Él consideró haber encontrado semejanzas tan grandes entre los diagramas de ambos hemisferios que se atrevió a fechar los varves patagónicos. Según su conexión los varves del perfil del río Corintos pertenecen al final del tiempo gotiglacial y al principio del finiglacial y los de los perfiles de la laguna Blanca a la parte posterior de la época gotiglacial. Las consecuencias inmediatas de este sincronismo son que el 4° sistema morénico patagónico corresponde a las morenas terminales finiglaciales, es decir las morenas centrales de Suecia, y el 3° sistema morénico patagónico a las grandes morenas bálticas. Otra de las consecuencias es que los glaciares del río Corintos y del lago Buenos Aires se retiraron de las morenas finiglaciales por lo menos 200 años más temprano de que el hielo escandinavo lo hiciera, lo cual coincide exactamente con nuestro conocimiento adquirido anteriormente respecto a la relación del tiempo entre los movimientos de los glaciares del lago Epuyén y del seno Skyring. Una vasta capa de hielo semejante a un «inlandice» como la de la península Escandinavia debe naturalmente ser un indicador de clima mucho más tardío que un glaciar de valle como los de la Patagonia.

Muchas razones hablan en favor de la exactitud de estas conexiones transatlánticas. Una de ellas es la manera en que se efectuó la conexión del diagrama del río Corintos. Como guía De Geer tenía una información mía que se refería a un depósito glacialacustre atrás del sistema morénico patagónico principal más moderno, que consideré debía paralelizarse con las morenas finiglaciales y en razón de esto él buscó dentro de la parte de la escala geocronológica sueca, conteniendo varves más jóvenes que estas morenas, sin poder encontrar ninguna semejanza. Sólo después de haber perdido toda esperanza de una conexión dentro de estas partes, se procedió a extender la comparación a la parte próxima más antigua de la escala geocronológica sueca, con el resultado ya conocido.

Otra razón que se debe citar en pro de la exactitud de la conexión es que en la parte superior del diagrama de la laguna Blanca, que ya se ha relacionado con la mitad posterior del tiempo gotiglacial, está claramente registrado el avance del glaciar del seno Skyring, que lleva a la formación de las morenas finiglaciales.

Una tercera razón es finalmente el descubrimiento hecho en el perfil del lago Buenos Aires de los varves que De Geer a causa de su conexión transatlántica del diagrama del perfil del río Corintos había anunciado como escapados de la medición de éste, es decir, los varves -843, -876, -993 y -1047 — -1049. Es verdad que se demostró, al comparar los diagramas de los perfiles del río Corintos y del lago Buenos Aires, que debía reemplazarse el varv -843 por el -861 y que tampoco fueron confirmadas algunas otras correcciones hechas por De Geer en el diagrama del río Corintos, pero respecto a los demás varves mencionados -876, -993 y -1047 — -1049 él había dado completamente en el blanco. No di mucha importancia al nuevo hallazgo de los varves aislados, pero eso de encontrar tres varves seguidos, justamente en el lugar donde habían sido declarados como ausentes, puede difícilmente atribuirse a la casualidad y me parece una prueba buena de la exactitud de la conexión.

Tanto los autores norteamericanos Coleman (Coleman 1929 a y b) y Reeds (Reeds 1929) como los suecos Antevs (Antevs 1925 y 1928) y Enquist (Enquist 1929) han criticado las conexiones transatlánticas hechas entre las mediciones geocronológicas en Norte América y Suecia por De Geer. La crítica ha tenido presente los resultados directos de esas conexiones también como asuntos de principio respecto a la posibilidad de efectuar conexiones transatlánticas o sobre distancias muy grandes en general.

El conocimiento de las condiciones locales es indispensable para poder rebatir ciertas de estas objeciones; en su defecto es menester que me limite a acentuar que, naturalmente, también estas conexiones están sujetas a errores. Pero los datos publicados por Coleman referentes a la edad de la cascada del Niágara y de los depósitos glacialacustres de Toronto discrepantes con los que arroja la conexión transatlántica no son suficientes para negar la exactitud de las conexiones en cuestión. Cuando el resultado de las investigaciones geocronológicas contradicen las opiniones usuales, no basta para refutarlas el repetir antiguos y conocidos argumentos cuya exactitud ha quedado desvirtuada por no decir desmentida por esta misma investigación geocronológica que nos ocupa, y por medio de la cual se ha descubierto que ciertos detalles habían quedado inadvertidos hasta ahora. La defensa presentada por Coleman en favor de una edad más antigua de los varves de Toronto que la arrojada por la conexión transatlántica no contiene nada de nuevo fuera de lo ya conocido. La solución definitiva de esta cuestión puede esperarse solamente de detalladas investigaciones geocronológicas en los alrededores de Toronto.

Reeds ha demostrado clara y convincentemente que las conexiones transatlánticas de los diagramas de los perfiles de Dutchess Junction y Hackensack en el valle del río Hudson y New Haven en el valle del río Connecticut efectuadas por De Geer son erróneas; para ello se apoya en las conexiones de Antevs, entre diagramas de perfiles en esos valles, que son exactas y cuyos resultados no coinciden con

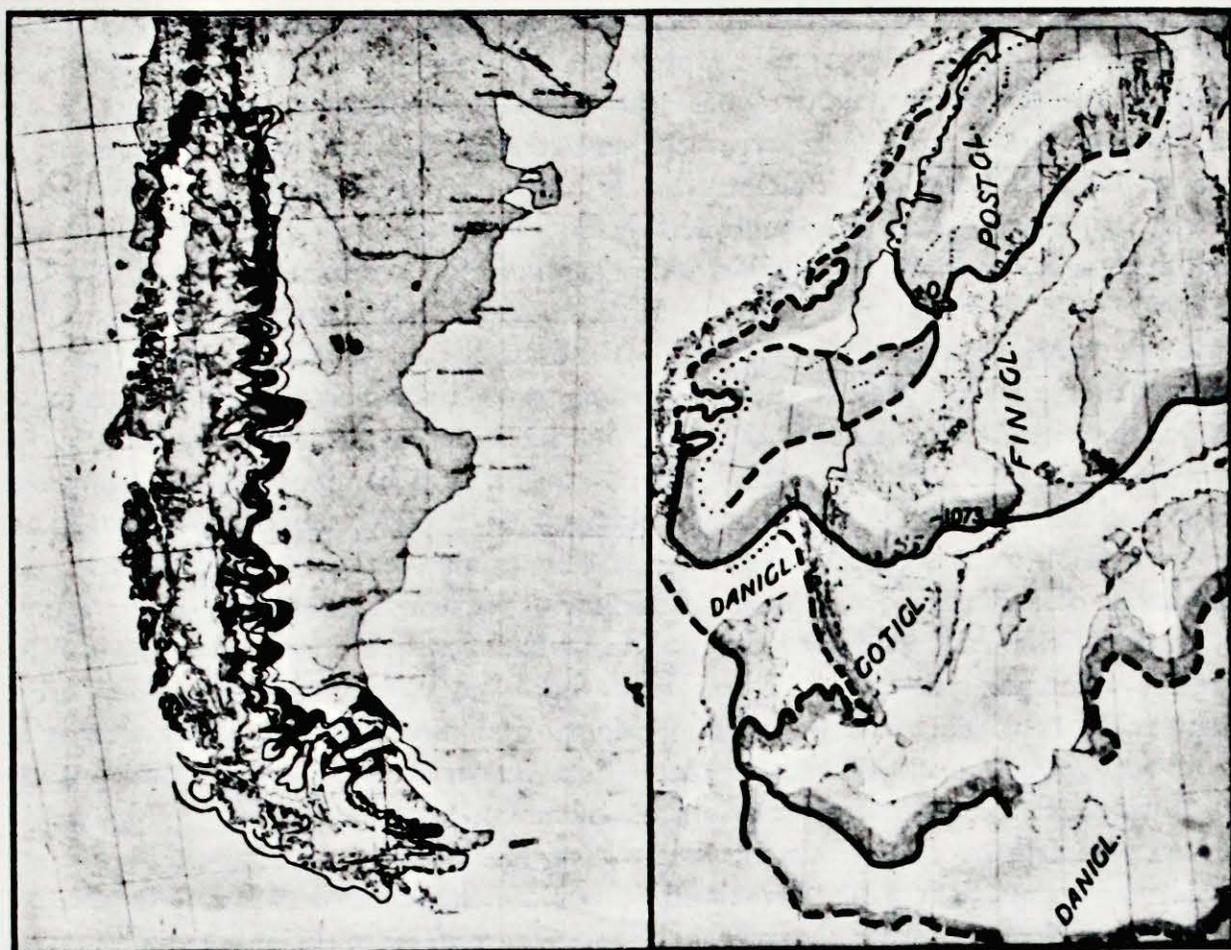


Fig. 117. La extensión del hielo cuaternario en las diferentes épocas geocronológicas en la Escandinavia y la Patagonia. — *The quaternary inlandices in Scandinavia and Patagonia, during the different geochronological epochs.*

los de De Geer. En este caso se trata de diagramas, cuya conexión transatlántica De Geer basó en un número relativamente pequeño o sea 133 varves. La falta no influye sobre el resultado en general de las conexiones transatlánticas entre los diagramas suecos y norteamericanos que queda intacto, pero es una indicación del grado de la prudencia que debe observarse.

Antevs y Enquist han negado por completo las posibilidades de conexiones transatlánticas y entre diagramas de diferentes regiones de glaciación, en razón de la gran influencia que el clima local ejerce sobre el derretimiento del hielo según sus opiniones. Antevs admite la posibilidad de conexiones en distancias muy grandes en una misma región de glaciación, y a base de sus mediciones geocronológicas ha efectuado algunas con buen éxito dentro de los valles Hudson y Connecticut. Además ha acentuado que los diagramas de los varves no ostentan variaciones tan características como para que las conexiones en grandes distancias

(teleconexiones) se puedan basar solamente en ellos y cita como ejemplo unos veinte varves, con igual variación, aproximadamente, de un par de sus perfiles en Canadá, que no son contemporáneos. En realidad sólo esta observación es digna de ser discutida porque se refiere a un caso concreto, mientras que los demás, a que ya he aludido, como también otras de las que no he hablado aquí se refieren a cuestiones, cuyas influencias sobre el derretimiento del hielo podemos muy bien suponer pero no establecer sin las series de mediciones directas del efecto de la radiación solar que desgraciadamente faltan todavía. Por deseables que sean tales series de mediciones como contribución a esta discusión, su valor quizá es dudoso, como Antevs mismo lo ha dicho, pues que una aplicación de sus resultados a las condiciones excepcionales de la desaparición de la glaciación cuaternaria es poco admisible. Al fin y al cabo no nos queda otro camino que el puramente empírico, es decir, el indicado por los ensayos de las teleconexiones. Abandonar la prueba de todas las posibilidades que este camino parece ofrecer a causa de oposiciones débilmente fundadas es a mi juicio demasiada timidez.

La repetición de combinaciones de las variaciones que en cierto grado existe en las series de varves medidos, es un hecho que en un principio de la investigación llamó la atención, pero el peligro que ofrece para las teleconexiones no es tan grande como Antevs lo cree. Estas conexiones se fundan generalmente en la comparación de diagramas de gran número de varves (500) y en tales casos la fuente de este error debe quedar eliminada por completo, especialmente porque no se da mayor importancia a las semejanzas absolutamente congruentes en la búsqueda de las conexiones sino mucho más a la sucesión y al largo de las series de varves con espesores igualmente normales. Según lo ha expresado De Geer estas series se demuestran ser como un instrumento muy sensible para las conexiones transatlánticas y hablan evidentemente de épocas, en las cuales los varves han sido acumulados sin influencias perturbadoras y bajo condiciones atmosféricas normales. Es también claro que si dentro de estas series con varves iguales se presentan algunos varves aislados o grupos de varves de diferente espesor es más fácil determinar su naturaleza local.

Enquist basa su oposición en la circunstancia que frío y calor alternan recíprocamente en diferentes regiones climáticas, pero no ha investigado más detalladamente como se distribuyen estas zonas en relación a las regiones de las antiguas glaciaciones. Por lo demás la experiencia de las investigaciones geocronológicas desmiente que esa condición climática pueda ejercer una influencia perjudicial de alguna importancia. Es muy difícil atribuir las grandes semejanzas entre los diagramas de Aardal en Noruega y de los perfiles del centro de Suecia, y entre los diagramas de Epuyén en el norte de Chubut y de Laguna Blanca en Magallanes, a otra causa que no sea la contemporaneidad.

Claro es que los varves de los diagramas conectados de los hemisferios austral

y boreal no son exactamente sincrónicos sino que entre los varves correspondientes existe una diferencia de un medio año, aproximadamente, puesto que la estación cálida en el hemisferio austral corresponde con la fría en el boreal. Pero una sucesión de años de una radiación solar más intensa debe registrarse de igual modo en los estratos del derretimiento del hielo en ambos hemisferios, de manera que no es tan inverosímil, como puede creerse en el primer momento, el que sea posible identificar con mediciones geocronológicas los varves contemporáneos por grandes que sean las distancias que medien entre ellos.

Un ligero examen de las semejanzas que ofrecen entre sí los diagramas patagónicos y de las que ostentan las conexiones transatlánticas, da como resultado una diferencia esencial. Mientras que los diagramas patagónicos se siguen los unos a los otros solamente con pequeñas interrupciones de varves que no coinciden, como es el caso general en los diagramas conectados dentro de una misma región de glaciación, las conexiones transatlánticas contienen en varias partes series bastante largas de varves, donde la semejanza entre los diagramas de ambos hemisferios es muy poca o ninguna. Estas condiciones se puede también interpretar como que la conexión entre diagramas de una misma región de glaciación ostenta un porcentaje más grande de semejanzas congruentes que las conexiones transatlánticas. Pero claro es que no puede esperarse que los diagramas teleconectados y de diferentes regiones de glaciación coincidieran en el mismo alto grado como los diagramas conectados de una misma región de glaciación. Sería pretender demasiado, teniendo en cuenta los factores perturbadores que influyen en el cambio de espesor de los varves al reflejar las variaciones de temperatura durante la estación cálida. Las semejanzas congruentes en los diagramas teleconectados son más pocas y ellas se reducen a ciertos grupos de varves. La teleconexión se basa, como ya he mencionado, sobre el igual largo de estos grupos de varves, que vuelven con sus diferentes coincidencias características y sobre el igual largo de los grupos de varves entre ellos, donde la concordancia falta o donde la curva está indiferentemente amoldada. Claro es que la concordancia expresada en porcentaje indica en una manera muy zafia y a menudo confusa las semejanzas que existen y a las cuales se ha aludido.

En efecto De Geer ha debido hacer algunas concesiones a la severidad en las teleconexiones y ha considerado poder hacerlo evidentemente, a causa de las semejanzas características y esenciales que ya había demostrado en las series de varves conformes. Pero es también evidente que esta coincidencia, hasta cierto punto defectuosa, constituye una debilidad y hace necesario que la conexión se apoye en otros datos acordes para poder pretender ser categórico. Respecto a las conexiones transatlánticas entre la Argentina y Suecia me parece que han sido hasta confirmadas por los datos expuestos.

Como excelentes ejemplos de semejanzas absolutas entre la escala geocronológica

sueca y los varves patagónicos, De Geer ha acentuado las series de varves 954—967, 1 022—1 045, 1 064—1 078, 1 095—1 140, 1 200—1 218, 1 254—1 277 en la conexión con el diagrama del río Corintos y 2 298—2 310, 2 318—2 338, 2 358—2 392, 2 412—2 428, 2 447—2 471, 2 485—2 515, 2 565—2 584 en la conexión con la parte inferior del diagrama de la laguna Blanca.

Antevs ha advertido que las concordancias se muestran excelentes solamente por la razón que diagramas de varios perfiles suecos están representados y que la coincidencia transatlántica salta del uno al otro de éstos. En tal manera es naturalmente posible demostrar cualquiera clase de semejanza. Pero investigando detalladamente los diagramas suecos, los cuales entre sí están seguramente conectados, se ve que las pocas diferencias que hay entre ellos son apenas mayores que su término medio da una concordancia transatlántica de igual carácter que la indicada por De Geer. Para la exploración continuada me parece ser de mayor valor la accesibilidad del material originario que una curva de los términos medios, cuyo estudio no hace posible juzgar la exactitud. Por medio de un análisis matemático es imposible alejar la parte del espesor de un varv que depende de influencias locales.

La teoría fundamental en pro de las teleconexiones, que el espesor de varv registra la radiación solar durante la estación cálida en los casos, donde las circunstancias locales no han influido sobre la acumulación, ha obtenido una confirmación muy buena por las investigaciones de Chester A. Reeds sobre la periodicidad en los diagramas de más de 700 varves de Haverstraw en el valle del río Hudson y New Haven en el valle del río Connecticut. Él encontró que el espesor de la mayor parte de estos varves depende de las condiciones climáticas y que demuestra cambios periódicos iguales a los de la radiación solar, tal como se conoce éste de las compilaciones de Abbot de las mediciones desde 1905. Clayton ha investigado la correspondencia entre los cambios de la radiación solar y del tiempo y se considera haber determinado que los cambios de la radiación del sol están seguidos por cambios del tiempo comprendiendo toda la tierra, los cuales aparecen claramente de las observaciones meteorológicas tanto dentro de la faja ecuatorial como en las zonas templadas boreal y austral. Lo que nos interesa especialmente en este caso es que las variaciones anuales y las de períodos más largos de radiación solar se reflejan en ambos hemisferios en las variaciones periódicas correspondientes de la presión barométrica, de la precipitación y de la temperatura.

Por consiguiente estamos en presencia de una hipótesis que promete un resultado feliz de tales comparaciones y determinaciones de tiempo, como las que las teleconexiones tienen en vista. La condición necesaria es solamente que el complejo de varves se halle individualmente bien desarrollado. Estudiando los diagramas con cuidado, se encuentra que las variaciones que la curva muestra, contienen muchas formas más o menos específicas. Naturalmente ocurren repeticiones; y, en

general, se puede decir que a medida que aumenta la inseguridad, vinculada a la orientación de los perfiles, se necesita una sucesión de varves mayor para una identificación segura; pero, no es posible establecer normas invariables a ese respecto. Con el conocimiento del largo de las épocas goti- y finiglaciales, obtenido por la escala geocronológica sueca, y la idea, dada por ella de la clase y de la distribución de las fluctuaciones de clima, los ensayos de las conexiones transatlánticas deben descansar sobre un fundamento seguro.

**Comparación de los sistemas de morenas terminales en los Alpes y la Patagonia.** Steinmann (Steinmann 1929) en el Perú y Rovereto (Rovereto 1913) en el lago Nahuel-Huapí han creído encontrar rasgos de cuatro diferentes glaciaciones e inmediatamente las paralelizaron con las cuatro glaciaciones de Penck-Brückner en los Alpes.

A pesar del muy detallado conocimiento y del examen general que se ha hecho sobre los sistemas de las morenas terminales en la Patagonia, reina aún incertidumbre respecto a su número exacto. Los sistemas principales patagónicos se hallan en concordancia con los de los Alpes en las desembocaduras de los grandes valles o poco afuera y, partiendo de la analogía de esta situación, me parece que, tomando en consideración el estado de conservación de la topografía glacial primitiva, hay base bastante sólida para tratar de paralelizarlos. En los Alpes las morenas Würm forman el límite de la topografía glacial primitiva bien conservada y en la Patagonia lo forma el 3° sistema morénico, mientras que afuera de ellos en ambos casos la erosión y la descomposición han destruido en gran extensión el relieve glacial y los depósitos glaciales más antiguos. Las morenas terminales  $\alpha$  y  $\beta$  del sistema Würm corresponderían en consecuencia a las de los 3° y 4° sistemas patagónicos. Penck considera aquellas morenas como pertenecientes a una misma glaciación pero separadas por una oscilación muy grande del glaciar, que yo he demostrado ser el caso con las morenas patagónicas correspondientes. Si esta paralelización es correcta, como es muy posible, podemos afirmar, fundándonos en las conexiones transatlánticas, que ambas morenas Würm son respectivamente goti- y finiglaciales. Durante los veranos 1927 y 1928 De Geer ha efectuado investigaciones geocronológicas en los Alpes de cuyo resultado se debe esperar datos terminantes en pro o en contra de la paralelización propuesta con la escala geocronológica sueca.

El quinto sistema morénico patagónico que se halla muy adentro en los valles de la Cordillera corresponde probablemente a las morenas Bühl en los Alpes, las cuales tienen una situación análoga, pero si continuamos con las comparaciones a base de nuestro conocimiento actual, nos extraviaremos en el campo de la especulación pura.

Es evidente que investigaciones geocronológicas comparativas dentro de diferentes regiones de glaciación componen la única posibilidad tanto para una exacta deter-

minación cronológica y una paralelización del desarrollo geográfico en las diferentes partes del mundo como para un conocimiento más detallado del génesis de los cambios climáticos, origen de las glaciaciones. Pues puede considerarse como establecido que las glaciaciones cuaternarias han sido contemporáneas y en número igual sobre toda la tierra, queda como explicación de las grandes oscilaciones de los glaciares sólo una sucesión de períodos de frío y de calor. La determinación del largo de aquellos períodos posteriores al daniglacial lo obtendremos a base de la escala geocronológica sueca, pero para la fijación de los períodos de clima más antiguos debemos atenernos a las exploraciones geocronológicas dentro de otras regiones de las glaciaciones cuaternarias. Por causa de la facultad conservadora del hielo a pesar del cambio de clima, se puede fechar exactamente los períodos climáticos sólo con las conexiones entre diferentes centros de glaciación; pero ya hemos obtenido ciertas indicaciones definidas para fechar la mutación climática que llevó a la formación de las morenas finiglaciales.

La comparación entre los diagramas patagónicos y la escala geocronológica sueca demuestra que el empeoramiento de clima finiglacial empezó antes de -2040 y el mejoramiento de clima de la misma época antes de -1340, a juzgar por el avance y el retroceso de los glaciares patagónicos de las morenas finiglaciales. Es verdad que ambas determinaciones son valores mínimos, pero su diferencia de 700 años, quiere decir el lapso del empeoramiento del clima finiglacial, confirma en cierto modo la exactitud de las conexiones transatlánticas, porque coincide con el largo de tiempo, que duró el estacionamiento del hielo escandinavo en las morenas finiglaciales.

Habiendo resultado convincentemente que el tercero y el cuarto sistema morénico patagónico corresponden a los sistemas *goti-* y *finiglaciales* escandinavos respectivamente, he denominado, como ya hemos visto, el segundo sistema patagónico *daniglacial* según la denominación de la escala geocronológica sueca sobre su subépoca anterior. He hesitado como denominar el primero sistema patagónico que puede incluir varios o por lo menos dos sistemas. Elegí por fin *inicio-glacial*, formado en analogía con *fini-glacial*. Si se demostrara por exploraciones futuras que este sistema antiguo se compone realmente de varios, el nombre *inicio-glacial* debe reservarse al componente más antiguo y se dará a los demás nombres según la norma de *goti-* y *daniglacial*. La denominación del quinto sistema patagónico dejo por el momento para el futuro.

Como varios autores lo han acentuado, es muy probable que haya sido una simultánea cooperación de diferentes circunstancias, favoreciendo un empeoramiento de clima, la causa de la época glacial. Si las glaciaciones dependieron sólo de alteraciones periódicas de la radiación solar, sus apariciones debieran haber sido con mayor regularidad que en el caso de la historia geológica de nuestro planeta. Para la Patagonia y Tierra del Fuego se puede citar como causas contribuyentes

al empeoramiento de clima cuaternario el gran levantamiento de la Cordillera durante las épocas del terciario superior y la antigua expansión del continente hacia el este por la emergencia de primitivos depósitos marinos. Mientras que la posición altimétrica de la Cordillera parece no haber sufrido alteraciones dignas de mencionarse, la anchura del continente se ha reducido considerablemente desde el principio de las glaciaciones.

---

## BIBLIOGRAFIA.

- ABBOT, G. G. (1929). Solar radiation and solar cycles. *Reports of the conferences on cycles. Carnegie Institution 1929.*
- AGASSIZ, A. (1872). South American expedition. *Nature 1872.*
- DE AGOSTINI, ALBERTO M. (1923). I miei viaggi nella Terra del Fuoco. *Cartografia F:lli De Agostini. Torino 1923.*
- (1924). Zehn Jahre im Feuerland. *Leipzig 1924.*
- ANDERSSON, J. G. (1906). Geological fragments from Tierra del Fuego. *Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala. Vol. 8. Upsala 1906.*
- ANTEVS, ERNST (1922). The recession of the last ice sheet in New England. *Amer. Geogr. Soc. Research Ser. n:º 11. New York 1922.*
- (1925). Retreat of the last ice sheet in eastern Canada. *Canada Geol. Survey. Memoir 146 Ottawa 1925.*
- (1928). The last glaciation. *Amer. Geogr. Soc. Research Ser. n:º 17. New York 1928.*
- (1929). Cycles in glacial and postglacial deposits and cycles in variations of glaciers and ice sheets and in ice melting. *Reports of the conferences on cycles. Carnegie Institution 1929.*
- BELT, TH. (1877). The glacial periods in the southern Hemisphere. *Quarterly Journ. Science. London 1877.*
- BONARELLI, G. (1917). Tierra del Fuego y sus turberas. *Anal. del Min. de Agricult. de la Nación; Secc. Geología etc. Tomo 12, Núm. 3. Buenos Aires 1917.*
- BONARELLI, G. y NAGERA, JUAN JOSÉ (1921). Observaciones geológicas en las inmediaciones del Lago San Martín. *Dirección General de Minas, Geología é Hidrología, Bol. 27, Ser. B. Buenos Aires 1921.*
- BROOKS, C. E. P. (1928). The problem of the varves. *Quarterly Journ. Royal Meteorological Society. Vol. 54. 1928.*
- BRÜCKNER, EDUARD y PENCK, ALBRECHT (1901—1909). Die Alpen im Eiszeitalter. *Bd. 1—3. Leipzig 1901—1909.*
- BRÜGGEN, J. (1920). Über den Ursprung der chilenischen Seen. *Verh. Deutsch. Wissensch. Verein. Bd 6. Santiago de Chile 1920.*
- (1921). Curso de Geología. *Santiago de Chile 1921.*
- (1929). Zur Glazialgeologie der chilenischen Anden. *Geol. Rundschau, Bd 20. Berlin 1929.*
- BURMEISTER, CARLOS (1891). Breves datos sobre una excursión a Patagonia. *Revista del Museo de La Plata, Tomo 2. La Plata 1891.*
- (1892). Nuevos datos sobre el territorio Patagónico de Santa Cruz. *Revista del Museo de La Plata, Tomo 4. La Plata 1892.*
- CALDENIUS, CARL C:ZON (1924). Ragundasjöns stratigrafi och geokronologi. *Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca, No. 12. Stockholm 1924.*
- (a). Informe preliminar sobre los resultados de las investigaciones glaciogeológicas y geocronológicas en la Patagonia septentrional. *Memoria de la Dirección General de Minas etc., corresp. al año 1926.* (Todavía no publicado.)
- (1928). Comunicación preliminar sobre glaciaciones en la Patagonia austral y Tierra del Fuego. *Memoria del Min. de Agricult., corresp. al año 1927. Buenos Aires 1928.*
- (b). Informe preliminar sobre el desarrollo y la extensión de las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia austral y Tierra del Fuego. *Memoria de la Dirección General de Minas etc., corresp. al año 1927.* (Todavía no publicado.)
- (c). Informe preliminar sobre los resultados de las investigaciones efectuadas sobre la geología cuaternaria de la Patagonia durante los años 1927—1928. *Memoria de la Dirección General de Minas etc., corresp. al año 1928.* (Todavía no publicado.)
- (1931). Från en treårig geokronologisk forskningsresa i Patagonien. *Ymer, H. 1. Stockholm 1931.*
- (d). Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego y sus relaciones con las glaciaciones en el hemisferio boreal. Un estudio geocronológico. *Anal. de la Soc. Científica Argentina. Buenos Aires.* (Todavía no publicado.)
- CLAYTON, H. H. (1923). World weather. *New York 1923.*
- (1927). World weather records. *Smithsonian Miscellaneous Collections, Vol. 79. 1927.*

- COLEMAN, A. P. (1901). Glacial and interglacial beds near Toronto. *Journal of Geology*, Vol. 9. 1901.
- (1913). Toronto and vicinity. (Excursion B. 2.) *Congr. Geol. Int. 12 Sess. Guide-Book no. 6. Ottawa 1913.*
- (1929 a). Ice ages, recent and ancient. *New York 1929.*
- (1929 b). Long range correlations of varves. *Journal of Geology*, Vol. 37. 1929.
- DARWIN, C. (1842). On the distribution of the erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Trans. Geol. Soc. Second Ser. Vol. 6. London 1842.*
- (1846). Geological observations on South America. *London 1846.*
- DIRECCION GENERAL DE MINAS, GEOLOGIA E HIDROLOGIA (1925). Hoja topográfica 40 b, San Carlos de Bariloche. Escala 1 : 200 000. *Buenos Aires 1925.*
- DUSÉN, P. (1913). Kvartergeologiska undersökningar av Nordpatagonien. *Geol. För. Förh. Bd 35. Stockholm 1913.*
- ENQUIST, FR. (1915). Eine Theorie für die Ursachen der Eiszeit und die geographischen Konsequenzen derselben. *Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. 13. Upsala 1915.*
- (1929). Studier över samtliga växlingar i klimat och växtlighet. *Svensk Geogr. Årsbok 1929. Lund 1929.*
- FELSCH, JOHANNES (1912). Reconocimiento geológico de los alrededores de Punta Arenas y de la parte noroeste de la Tierra del Fuego. *Boletín de la Inspeccion de Geografía y Minas, año 8. Num. 34. Santiago de Chile 1912.*
- (1916). Informe preliminar sobre los reconocimientos geológicos de los Terrenos Petrolíferos de Magallanes del Sur. *Boletín de la Sociedad Nacional de Minería. Ser. 3 a. Num. 224. Santiago de Chile 1916.*
- FENTON, E. G. (1921). Studies in the physiography and glacial geology of southern Patagonia. *The Scientific Proceedings of the Royal Dublin Soc. Vol. 16, n:o 19. Dublin 1921.*
- FONCK, F. (1866). Naturwissenschaftliche Notizen über das südliche Chile. *Petermanns Mitteilungen 1866.*
- (1891). Gletscherphänomene im südlichen Chile. *Zeitschrift für wissenschaftl. Geographie. Bd 8. 1891.*
- FRONTERA ARGENTINO-CHILENA EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES (1901). *Londres 1901.*
- GALLOIS, L. (1901). Les Andes de Patagonie. *Annales de Géographie, Tome 10. 1901.*
- DE GEER, EBBA HULT (1918). Bibliographia De Geeriana 1881—1918. *Geol. För. Förh., Bd 40. Stockholm 1918.*
- (1928). Late glacial clay varves in Iceland. Measured by H. Wadell, dated and connected with the swedish time-scale. *Geogr. Annaler, Bd 10. Stockholm 1928.*
- GERARD (1884). Om möjligheten av att införa en kronologi för istiden. *Geol. För. Förh., Bd 7. Stockholm 1884.*
- (1885). Om istidens kronologi. *Geol. För. Förh., Bd 7. Stockholm 1885.*
- (1908). On late quaternary time and climate. *Geol. För. Förh., Bd 30. Stockholm 1908.*
- (1910 a). Geochronology of the last 12 000 years. *Compte Rendu du 11 Congrès Géol. Intern. Stockholm 1910.*
- (1910 b). A thermographical Record of the Late-Quaternary Climate. *Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. Stockholm 1910.*
- (1912). Geochronologie der letzten 12 000 Jahre. *Geologische Rundschau, Bd 3. Leipzig 1912.*
- (1914). Om naturhistoriska kartor över den baltiska dalen. *Populär Naturvetenskaplig Revy. Stockholm 1914.*
- (1916). Om internationell användning av den svenska kvartärkronologien. *Geol. För. Förh. Bd 38. Stockholm 1916.*
- (1917 a). Om de finiglaciala gränsmoränerna och motsvarande klimatväxlingar. *Geol. För. Förh. Bd 39. Stockholm 1917.*
- (1917 b). Fjärrkonnektioner längs de finiglaciala gränsmoränerna. *Geol. För. Förh. Bd 39. Stockholm 1917.*
- (1917 c). Om fjärrkonnektioner längs de gotiglaciala gränsmoränerna i Scanodania och Nordamerika. *Geol. För. Förh. Bd 39. Stockholm 1917.*
- (1917 d). Om striden mellan sol och is på jordklotet. *Förhandl. Skand. Naturf. 16 möte 1916. Kristiania 1917.*
- (1920). On the Determination of Geochronology by a Study of Laminated Deposits. *Science, Vol. 52. 1920.*
- (1921 a). Correlation of late glacial clay varves in North America with the Swedish time scale. *Geol. För. Förh. Bd 43. Stockholm 1921.*
- (1921 b). Nordamerikas kvartärgeologi belyst av den svenska tidskalan. *Geol. För. Förh. Bd 43. Stockholm 1921.*
- (1925). Förhistoriska tidsbestämningar. *Ymer, Vol. 45. Stockholm 1925.*

- DE GEER, GERARD (1926 a). Om New York-moränens verkliga ålder och betydelse. *Geol. För. Förh. Bd 48. Stockholm 1926.*
- (1926 b). On the solar curve as dating the Ice Age, the New York moraine and Niagara Falls through the Swedish time scale. *Geogr. Annaler, Vol. 8. Stockholm 1926.*
- (1927 a). Late glacial clay varves in Argentina, measured by Dr. Carl Caldenius, dated and connected with the solar curve through the Swedish time scale. *Geogr. Annaler, Vol. 9. Stockholm 1927.*
- (1927 b). Geochronology as based on solar Radiation. *Science, Vol. 56. 1927.*
- (1929 a). Gotiglacial clay varves in Southern Chile, measured by Dr. Carl Caldenius, identified with synchronous varves in Sweden, Finland and U. S. A. *Geogr. Annaler, Vol. 11. Stockholm 1929.*
- (1929 b). Geochronology as based on solar radiation and its relation to archeology. *Smithsonian Report 1928. Washington 1929.*
- GROEBER, PABLO (1925). La región de Copahue y su glaciación Diluvial. *Anales de la Soc. Argentina de Estud. Geogr. Gaa. Buenos Aires 1925.*
- GUINÁZÚ, J. ROMAN (1928). Algunas observaciones sobre geomorfología, suelo y clima de Rio de Janeiro, San Pablo y sus zonas adyacentes (Brasil). *Anales de la Soc. Argentina de Estud. Geogr. Gaa. Buenos Aires 1928.*
- HALLE, THORE G. (1910). On Quaternary deposits and changes of level in Patagonia and Tierra del Fuego. *Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. 9. Upsala 1910.*
- HATCHER, J. B. (1897). On the geology of Southern Patagonia. *Amer. Journal of Science, Vol. 4. 1897.*
- (1903). Reports of the Princeton University Expeditions to Patagonia 1896—1899. Vol. I. Narrative and Geography. *Stuttgart 1903.*
- HAUTHAL, R. (1894). Observaciones generales sobre algunos ventisqueros de la Cordillera de los Andes. *Revista del Museo de La Plata, Tomo 6. La Plata 1894.*
- (1895). Gletscherstudien aus der argentinischen Kordillere. *Globus, Bd 71. 1895.*
- (1899). Erforschung der Glacierscheinungen Südpatagoniens. *Globus, Bd 75. 1899.*
- (1904). Gletscherbilder aus der argentinischen Kordillere. *Zeitschrift d. Deutsch. und Öster. Alpenvereins, 1904, Bd 35. Innsbruck 1904.*
- (1908). Zur Geschichte der glazialen Erforschung Südamerikas. *Petermanns Mitteilungen 1908.*
- HEIM, ALBERT (1921). Geologie der Schweiz. Bd I. *Leipzig 1921.*
- HOLMBERG, E. (1906). Viaje al interior de Tierra del Fuego. *Anales del Ministerio de Agricultura, Tomo 1, Núm. 1. 1906.*
- HULTINGTON, ELLSWORTH and VISHER, S. S. (1922). Climatic changes, their nature and causes. *New Haven 1922.*
- HÖGBOM, A. G. (1889). Om relationen mellan kalcium- och magnesiumkarbonat i de kvartära aflageringarna. *Geol. För. Förh. Bd 11. Stockholm 1889.*
- JOHNSTON, N. A. (1922). Sedimentation in Lake Louise, Alberta Province, Canada. *Amer. Journal of Science, Ser. 5. Vol. 4. 1922.*
- KEIDEL, H. (1917—1919). Über das patagonische Tafelland, das patagonische Geröll und ihre Beziehungen im Argentinischen Andengebiet und Litoral. *Zeitschrift Deutsch. Wissensch. Verein. Argentinien 1917, 1918, 1919.*
- KLUTE, FRITZ (1925). Die Eiszeit in Nordpatagonien und Nordchile. *Petermanns Mitteilungen, Vol. 71. 1925.*
- KRÜGER, P. (1910). Die Patagonischen Anden etc. *Petermanns Mitteilungen, Ergänzungs Heft Num. 164. 1910.*
- KÜHN, F. (1913). Aus den Hochkordilleren von San Juan (Argentinien). *Petermanns Mitteilungen 1913.*
- (1914). Estudios geográficos en las Altas Cordilleras de San Juan. *Dirección General de Minas, Bol. 8, Ser. B. Buenos Aires 1914.*
- (1927). Argentinien. *Handbuch zur physischen Landeskunde, Bd 1, 2. Breslau 1927.*
- KÖLLIKER, A., KÜHN, F., REICHERT, F., TOMSEN, A. y WITTE, L. (1917). Patagonia 1 y 2. *Soc. Cient. Alemana. Buenos Aires 1917.*
- KÖPPEN, W. und WEGENER, A. (1924). Die Klimate der geologischen Vorzeit. *Berlin 1924.*
- (1927). Das Klima Patagoniens im Tertiär und Quartär. *Gerlands Beiträge zu Geophysik, Bd 17. 1927.*
- LEVERETT, FRANK (1910). The comparison of the North American and European glacial deposits. *Zeitschr. für Gletscherk. Bd 4. 1910.*
- (1926). The Pleistocene glacial stages: Were there more than four? *Proc. Amer. Philos. Soc. Vol. 65. 1926.*
- LIDÉN, RAGNAR (1911). Om isafsmältningen och den postglaciala landhöjningen i Ångermanland. *Geol. För. Förh. Bd 33. Stockholm 1911.*

- LIDÉN, RAGNAR (1913). Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. *Svensk Geol. Unders. Ser. Ca, No. 9. Stockholm 1913.*
- MORENO, FRANCISCO P. (1879). Viaje a la Patagonia austral. 2. Edición. Tomo I. Buenos Aires 1879.
- (1899). Explorations in Patagonia. *The Geogr. Journal. 1899.*
- NORDENSKJÖLD, OTTO (1897). Algunos datos sobre la Naturaleza de la región Magallánica. *Anal. de la Soc. Científica Argentina, Tomo 44. Buenos Aires 1897.*
- (1898). Über die Posttertiären Ablagerungen der Magellansländer etc. *Svenska expeditionen till Magellansländerna, Bd 1, No. 2. Stockholm 1898.*
- (1899). Geological map of the Magellan territories with explanatory notes. *Svenska expeditionen till Magellansländerna, Bd 1, No. 3. Stockholm 1899.*
- (1900). Die Landschaftsformen der Magellan-Länder mit besonderer Rücksicht auf die glacialen Bildungen. *Verh. der 7 Intern. Geograph. Kongr. in Berlin 1899. Berlin 1900.*
- (1909). Die Polarwelt und ihre Nachbarländer. *Leipzig und Berlin 1909.*
- NORIN, E. (1927). Late glacial clay varves in Himalaya connected with the Swedish time scale. *Geogr. Annaler, Vol. 9. Stockholm 1927.*
- OCHSENIUS, C. (1903). Über junge Hebungen in den Anden. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd 55. 1903.*
- PHILIPPI, O. A. (1867). Die Gletscher der Anden. *Petermanns Mitteilungen, 1867.*
- QUENSEL, P. D. (1910). On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia. *Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. 9. Upsala 1910.*
- (1911). Geologisch-petrographische Studien in der Patagonischen Cordillera. *Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. 11. Upsala 1911.*
- RASSMUS, JUAN (1922). Apuntes geológicos sobre los hallazgos de carbón al sur del Lago Nahuel Huapi. *Bol. Núm. 28. Ser. B (Geología). Ministerio de Agricult. de la Nación. Dirección General de Minas, Geología é Hidrología. Buenos Aires 1922.*
- REEDS, CHESTER A. (1927). Glacial lakes and clays near New York City. *Natural History, Vol. 27. 1927.*
- (1929). Weather and glaciation. *Bull. of the Geol. Soc. of America, Vol. 40. 1929.*
- REICHERT, F. (1923—1924). La exploración de la Cordillera central Patagónica desconocida entre los paralelos 46° 30' hasta 47° 30' Cerro San Valentín. *Informe preliminar de la expedición Hicken y Reichert. Gaea, Tomo 1. 1923—1924.*
- RIGAL, REMIGIO (a). El carbón de Epuyén. *Dirección General de Minas, Geología é Hidrología. Buenos Aires. (Todavía no publicado.)*
- ROTH, SANTIAGO (1900). Die Glacialverhältnisse bei Ultima Esperanza und die Berechtigung des Namen Grypotherium domesticum. *Globus, Bd 8. 1900.*
- (1920). Investigaciones geológicas en la llanura pampeana. *Revista del Museo de La Plata, Tomo 25, Ser. 3: 1. Buenos Aires 1920.*
- (1922, 1924—1925). Investigaciones geológicas en la Región norte de la Patagonia durante los años 1897—1899. *Revista del Museo de La Plata, Tomos 26 y 28. 1922 y 1924—1925.*
- ROVERETO, G. (1913). Studi de Geomorfologia Argentina 3, La valle del Rio Negro. *Bolletino della Società Geologica Italiana, Tomo 32. 1913.*
- RUSSELL, D. SALISBURY (1915). En y sobre la Patagonia. *Science 1915. Revista Physis, Tomo 2. Buenos Aires 1915—1916.*
- SAURAMO, MATTI (1918). Geochronologische Studien über die spätglaciale Zeit in Südfinnland. 1. Bull. de la Comm. Géolog. de Finlande, No. 50. *Helsinki 1918.*
- (1923). Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland. *Bull. de la Comm. Geolog. de Finlande, No. 60. Helsinki 1923.*
- (1926). Den seniglaciala kronologien i Sverige och Finland. *Geol. För. Förh., Bd 48. Stockholm 1926.*
- SCRIVENOR, J. B. (1900). Notes on the geology of Patagonia. *Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London, Vol. 59. 1900.*
- SIEVERS, W. (1911). Die heutige und die frühere Vergletscherung Südamerikas. *Verhandl. d. Gesell. Deutsch. Naturf. u. Ärzte, 83 Vers. zu Karlsruhe. 1 Teil. Leipzig 1911.*
- SOBRAL, JOSÉ M. (1921). Problemas hidrográficos en los Andes australes: Contribución al estudio de la cuestión de límites Chileno-Argentina en el Canal Beagle. *Suplemento al Boletín del Centro Naval Núm. 429. Buenos Aires 1921.*
- STEFFEN, HANS (1900). Reisen in den Patagonischen Anden. *Verh. der Gesell. für Erdkunde zu Berlin, Bd 27. Berlin 1900.*
- (1909 y 1910). Viajes de exploración i estudio en la Patagonia occidental. *Tomos 1 y 2. Santiago de Chile 1909 y 1910.*

- STEFFEN, HANS (1919). Westpatagonien. *Berlin 1919.*
- JUAN (1897). Informe preliminar sobre la expedición exploradora del río Aisen. *Santiago de Chile 1897.*
- (1898 a). Informe sumario acerca del trascurso i resultados jenerales de la expedición exploradora del río Cisnes (en la Patagonia occidental). *Santiago de Chile 1898.*
- (1898 b). Viajes i estudios en la rejión hidrográfica del Río Puelo (Patagonia occidental). *Anales de la Universidad. Santiago de Chile 1898.*
- (1909). Studien über Westpatagonien. *Hettners Geogr. Zeitschrift, Bd 15. Leipzig 1909.*
- (1914). Das sogenannte patagonische Inlandeis. *Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd 8. 1914.*
- STEINMANN, GUSTAV (1906). Über Diluvium in Süd-Amerika. *Monatsbericht d. Deutsch. Geol. Gesell. Bd 58, H. 4. 1906.*
- (1929). Geologie von Perú. *Heidelberg 1929.*
- TROLL, KARL (1925). Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. *Mitt. Geogr. Gesell. in München, Bd 18. 1925.*
- WEHRLI, L. (1899). Rapport préliminaire sur mon expédition géologique dans la Cordillère Argentine-Chilienne du 40° et 41° latitude Sud (region du Nahuel-Huapi). *Revista del Museo de La Plata, Tomo 9. 1899.*
- WHARTON, W. J. (1884). Notes on a few of the glaciers in the Main Street of Magellan during the summer of 1882—83 in H. M. Sh. Sylvania. *Nature, Vol. 30. 1884.*
- WILCKENS, O. (1907). Erläuterung zu R. Hauthals Geologische Skizze des Gebiets zwischen dem Lago Argentino und dem Seno Ultima Esperanza. *Berichte d. Naturf. Gesell. zu Freiburg, Bd 15.*
- WILLIS, BAILEY (1911—1914). El Norte de la Patagonia. Naturaleza y riquezas. *Ministerio de Obras Publicas, Com. de Estud. Hidrol. de la Dirección General de Ferrocarriles. 1911—1914.*
- WILSON, A. (1887). Estudio sobre la isla de Santa Maria. *Anuario Marina, Chile, Tomo 12. 1887.*
- WINDHAUSEN, ANSELMO (1926). Rasgos geológicos y morfológicos de la región del Lago Nahuel-Huapi. *Gza. Tomo 2, Núm. 2. Buenos Aires 1926.*
- WOLDSTEDT, PAUL (1925 a). Die grossen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell. Abhandl. Bd 77. 1925.*
- (1925 b). Die »Äussere« und die »Innere« Baltische Endmoräne in der westlichen Umrandung der Ostsee. *Zentralbl. für Mineralogie, Abteil. B. 1925.*
- (1929). Das Eiszeitalter. Grundlinien und Geologie des Diluviums. *Stuttgart 1929.*

## INDICE.

	Página
Prefacio .....	1
Introducción .....	6
El método de investigaciones geocronológicas .....	12
Regiones de la Patagonia investigadas geocronológicamente .....	15
CAP. I. El valle del lago EpuYén .....	15
Topografía glacial .....	16
Morenas terminales y depósitos glacifluviales extramarginales .....	17
Depósito glacialacustre .....	21
Diagramas geocronológicos. Desarrollo geográfico, en EpuYén, durante el intervalo de los dos últimos sistemas morénicos .....	28
Terrazas glacifluviales y glacialacustres. Desarrollo geográfico en el valle de EpuYén después de la formación del sistema morénico más moderno .....	30
Comentarios a los diagramas, lám. 5 y 6, y al mapa, lám. 8 .....	31
Láminas 1—8.	
CAP. II. El valle del seno Skyring y de la laguna Blanca .....	33
Topografía y rocas .....	33
Sistemas de morenas terminales .....	35
Formaciones glacifluviales y glacialacustres .....	36
Desarrollo geográfico del lago glacial .....	42

	Página
La conexión entre los diagramas del lago Epuén y de la laguna Blanca .....	46
Comentarios al mapa, lám. 12 .....	47
Láminas 9—12.	
CAP. III. El valle del río Corintos .....	49
Topografía glacial .....	50
Sistemas de morenas terminales .....	51
Depósitos glacialacustres .....	52
Desarrollo de los sistemas glacialacustres durante el último retroceso del hielo.....	56
Comentarios a los diagramas, lám 17, y al mapa, lám. 18 .....	57
Láminas 13—18.	
CAP. IV. El valle del lago Buenos Aires.....	59
Topografía y rocas.....	59
Topografía glacial .....	59
Sistemas de morenas terminales .....	60
Depósitos glacialacustres extramarginales .....	62
Depósitos glacialacustres .....	63
Los varves anuales.....	67
Desarrollo geográfico de los sistemas glacialacustres .....	70
Conexión entre los diagramas geocronológicos del río Corintos y del lago Buenos Aires ..	72
Comentarios al mapa, lám. 24 .....	73
Láminas 19—24.	
Sistemas de morenas terminales y de lagos glaciales en la Patagonia y Tierra del Fuego .....	75
CAP. V. La Tierra del Fuego .....	76
El canal Beagle y las islas al sud y al oeste del mismo.....	76
Sistemas de morenas terminales .....	76
Sistemas de lagos glaciales .....	78
Glaciación actual .....	79
El valle del lago Fagnano (lago Cami) .....	79
Sistemas de morenas terminales y lagos glaciales .....	79
La bahía Inútil y el estrecho de Magallanes .....	81
Sistemas de morenas terminales .....	81
Lagos glaciales .....	87
Glaciación actual .....	88
CAP. VI. La Patagonia al sud del lago Buenos Aires .....	91
El seno Otway .....	91
Sistemas de morenas terminales .....	91
Lagos glaciales .....	91
Glaciación actual .....	92
El seno Skyring y la laguna Blanca .....	92
El valle del río Gallegos y del seno Almirante Montt.....	92
Sistemas de morenas terminales .....	92
Lagos glaciales .....	96
Glaciación actual .....	97
Los valles del río Coyle y del río Vizcachas .....	97
Sistemas de morenas terminales .....	97
Sistemas de lagos glaciales .....	100
Glaciación actual .....	101
El valle del lago Argentino .....	102
Sistemas de morenas terminales .....	102
Lagos glaciales .....	105
Glaciación actual.....	106

	Página
El valle del lago Viedma .....	107
Sistemas de morenas terminales .....	107
Lagos glaciales .....	110
Glaciación actual .....	111
El valle del lago San Martín .....	112
Sistemas de morenas terminales .....	112
Lagos glaciales .....	113
Glaciación actual .....	114
Los valles de la laguna Sterea, del lago Burmeister y del lago Belgrano .....	114
El valle del lago Pueyrredón .....	114
Sistemas de morenas terminales .....	114
Lagos glaciales .....	115
Glaciación actual .....	118
Comentarios al mapa, lám. 39 .....	118
<b>CAP. VII. La Patagonia al norte del lago Buenos Aires .....</b>	<b>119</b>
El valle del lago Buenos Aires .....	119
Los valles de los manantiales del río Aysen .....	119
El valle de los lagos Fontana y La Plata .....	120
Los valles de los ríos Frías y Pico .....	121
Sistemas de morenas terminales .....	121
Lagos glaciales .....	122
Glaciación actual .....	124
El valle del lago General Paz .....	124
Sistemas de morenas terminales .....	124
Lagos glaciales .....	126
Glaciación actual .....	126
El valle del río Corintos .....	127
El valle del lago Epuyén .....	127
El valle del lago Nahuel-Huapí .....	127
Sistemas de morenas terminales .....	127
Lagos glaciales .....	129
Glaciación actual .....	129
Comentarios al mapa, lám. 42 .....	130
Láminas 25—41.	
Resumen de los sistemas de morenas terminales y sus relaciones entre sí .....	131
Tipos de glaciación .....	131
Número de glaciaciones .....	132
Cambio de nivel .....	134
Las relaciones entre las glaciaciones cuaternarias en los hemisferios austral y boreal .....	135
Las conexiones transatlánticas entre los diagramas geocronológicos de la Patagonia y de la Escandinavia .....	135
Comparación de los sistemas de morenas terminales en los Alpes y la Patagonia .....	141
Bibliografía .....	144
Lámina 42.	

*Advertencia:* Fig. 76 y 77 suprimidas.