



## INTRODUCCION

Son relativamente pocos los investigadores que se han dedicado en modo exclusivo al estudio de la fauna del Cuaternario. Este hecho no debe derivar, seguramente, de la circunstancia de que, ni el Pleistoceno con su Edad del Hielo, ni el Holoceno o Postglacial ofrezcan a la imaginación de aquellos menos fascinantes circunstancias ya develadas, ni menos enigmáticos acertijos a resolver. En el campo de la investigación biológica esto se debe en parte, al hecho de que los restos de su fauna, a menudo mal conservadas, ofrezcan limitado atractivo al zoólogo y, como por otra parte, la mayoría de las especies vive todavía, el paleontólogo suele mirarlas como algo ajeno a su campo. Las diferencias a ser detectadas, entonces, en la fauna del Reciente deben ser pequeñísimas y exigirán nuevas técnicas a quienes acostumbren trabajar con especímenes diferenciados a través de centenares de miles y hasta de millones de años.

De todos modos, este tipo de investigación requiere, según el concepto de ZEUNER (227, 1959), un acopio de datos históricos de tres clases a saber: a) ambientales, b) geográficos y, c) cronológicos. Los cambios naturales en el medio ambiente de una especie del Reciente son tan lentos que este ambiente puede ser mirado como estable o estacionario. Esto no ocurre si se considera un espacio de tiempo más prolongado, tal como el Cuaternario íntegro, por lo que es menester investigar la naturaleza de sus cambiantes medios ambientes y, de sus climas a través del tiempo y en diversos lugares. Adicionalmente, la distribución de la tierra y el mar, que si bien puede ser tenida como constante para el propósito del estudio de la fauna viviente, es en realidad el resultado de múltiples cambios en el curso de más largos períodos de tiempo; es necesario entonces obtener información acerca de los cambios geográficos, tales como el contorno de las costas, la altura del nivel del mar en ciertas épocas, cambios de altitud en la tierra firme, etc.

Estos datos de medio ambiente y geográficos proveen una secuencia de eventos que puede ser utilizada para signar a los fósiles

encontrados en sus depósitos una edad relativa, sabido como es que resulta esencial disponer de un sistema de cronología relativa si se intenta estudiar cambios en el curso del tiempo. Aunque a menudo el tiempo no puede ser establecido en años, es de la mayor importancia el saber cuál forma de vida es la más antigua y cuál es la más joven. Las diversas fluctuaciones del clima en el Cuaternario proveen un admirable marco para tal escala relativa de tiempo, que resulta indispensable si la historia de las especies va a ser investigada. El bien conocido método paleontológico de datación de los estratos por los fósiles contenidos en ellos fracasa casi por completo en el Cuaternario dado que la duración total de este período fué demasiado corta como para que sobreviniera de ella una extinción o la aparición de muchas especies bien caracterizadas.

Además, los sobrevivientes locales juegan un importante papel en el Cuaternario. Si se adopta, por ejemplo, el *Hippopotamus amphibius* como fósil guía, se deben considerar como contemporáneas una fauna del Primer Interglacial del Valle del Rin, una fauna del Tercer Interglacial del Valle del Témesis, una fauna prehistórica del Valle del Nilo, y la fauna del Reciente del Sudán. Ante tan cuestionables resultados, se hace evidente entonces que la escala relativa del tiempo que se requiere para el estudio de la fauna, debe ser obtenida sólo a través de evidencias geológicas que tengan en consideración las fluctuaciones climáticas y los cambios de carácter geográfico.

Es mucha la información acumulada sobre el período inicial del Cuaternario al que Lyell, en 1839 denominara Pleistoceno - "más reciente" - debido al moderno aspecto de los fósiles invertebrados de sus depósitos. Todo este conocimiento, actual y potencial, es posible realizarse, según FLINT (93, 1957), por lo comparativamente reciente de los depósitos sedimentarios, animales y plantas fósiles, multitud de formas terrestres y estructuras geológicas que integran los registros obtenidos. Estos aspectos son tan jóvenes que los lentos procesos geológicos - gliptogénesis (erosión y transporte),



litogénesis (sedimentación y consolidación) y orogénesis - han destruido sus evidencias sólo parcialmente, cuando nó en ninguna medida.

Para muchos, el Pleistoceno connota glaciación debido a que éste fenómeno ocurrió como hecho sobresaliente del mismo y cubrió con sus glaciares un área triple de la que estos ocupan hoy día.

Justamente, uno de los aspectos más sorprendentes de nuestros tiempos resulta ser el hielo glaciar que cubre unos 16,2 millones de km<sup>2</sup> de la superficie de la Tierra. El hecho resulta poco común dentro de la geología histórica, aún a despecho de que haya habido en ella varias glaciaciones aparte de la del Pleistoceno.

Las evidencias indican que durante la mayor parte de los últimos trescientos millones de años ha habido muy poco y hasta quizá, en algunos lapsos, ningún hielo. Ahora existen todavía dos calotas de hielo de proporciones continentales en las regiones polares, y glaciares de montaña esparcidos por todo el resto del mundo. En muchas áreas ellos determinan la fisonomía exterior dominante y en diversos modos tienen una considerable significación económica. El hielo glaciar representa la parte del ciclo del agua en la Tierra que se origina de la acumulación de la precipitación sólida sobre la tierra y su cantidad está sujeta a grandes variaciones. En el presente, el volumen de los glaciares existentes es de varias veces el estimado como correspondiente al agua de los lagos, de los ríos, al agua subterránea y a la suspendida como vapor en la atmósfera, pero representa sólo del 1 al 2 por ciento del volumen de los océanos. A pesar de representar esta pequeña parte del total del agua del planeta, el hielo glaciar actual resulta ser altamente crítico por cuanto si él se fundiera en su totalidad, el nivel del mar ascendería -sin considerar el ajuste isostático- en unos 66,3 m según THIEL (208, 1962), con lo que quedarían cubiertas por las aguas las zonas más pobladas de las áreas costeras en donde se disponen ciudades con importantes puertos. Si por el contrario, otro 1 ó 2 por ciento del total del agua de los océanos se transformara en hielo glaciar, el nivel del mar descendería aflorando vastas zonas de las plataformas continentales, por todo lo cual, la vida económica del mundo y la

distribución misma de la instalación humana están virtualmente condicionadas por la relación proporcional actual entre el agua de los océanos y el hielo glaciar.

Dado que el balance entre las diversas formas en que se presenta el agua -sólido, líquido, y gas- depende esencialmente del clima, se sigue que los cambios en las cantidades relativas de estas tres formas del agua son indicativos de cambio climático. El hielo glaciar particularmente es susceptible de ser objeto de mediciones de su extensión y de su volumen, y cuando estos parámetros disminuyen, deja claras evidencias de su pasado comportamiento. Los glaciares por lo tanto constituyen uno de los más importantes medios de determinar los cambios en el clima pasado y presente.

Ciertas grandes acumulaciones de hielo de proporciones continentales han desaparecido durante los últimos 15.000 años, mientras que otras en la Antártida y en Groenlandia han persistido hasta los días presentes con sólo una ligera reducción en sus medidas. El presente es por ello, parcialmente, una edad glacial que irá creciendo o decreciendo en los siglos o en los milenios por venir. La incertidumbre en decidir si será aumento o decrecimiento, se debe a que los estudios del pasado no son todavía lo suficientemente reveladores como para que, en base a ellos, se puedan pronosticar las futuras tendencias del clima. Esta incompetencia tiene que ver con la falta de un parejo conocimiento acerca de la glaciación en todo el mundo.

Se conoce ahora con considerable detalle la ubicación de gran parte de los glaciares en todo el mundo, y algo de su morfología. No obstante una gran tarea queda a ser cumplida con respecto a la elucidación de su comportamiento y de sus propiedades físicas. Hoy día, en muchas partes del mundo, estos problemas están siendo estudiados más intensivamente de lo que nunca lo fueron antes. Su comprensión parecería ser fundamental para obtener un concepto adecuado y práctico de las fuerzas dinámicas de nuestro mundo presente, tanto geofísico como ambiental, y de la historia reciente de nuestro planeta, sea que se las mida en términos de décadas, o de centurias, o de milenios. Ellas son también de importancia práctica inmediata en



el esfuerzo nacional por expandir la vida política y económica en las regiones polar y subpolar.

A fines del siglo XVIII y a comienzos del XIX se profujo en los Alpes un extraordinario avance de los glaciares allí ubicados; este crecimiento del hielo amenazó, y en algunos casos destruyó aldeas, caseríos menores, caminos, etc. Todo esto desde luego estimuló grandemente los estudios glaciológicos tendientes a establecer el futuro de esta máxima expansión moderna denominada por MATHIES (148 y 149) (1939 y 1942) "Pequeña Edad de Hielo". Pero aunque la disminución de la masa de hielo glaciar por la *que impetraban* los afligidos pobladores alpinos se produjo, el hecho causó más alarma que tranquilidad ya que casi sin solución de continuidad sobrevino el temor de que el agua de fusión, cada vez más abundante y torrencial dañara zonas más extensas que las que hubiera afectado el plástico hielo glaciar. Esto condujo a la iniciación de mediciones sistemáticas para registrar las variaciones seculares de los glaciares. Los Alpes, centralmente ubicados y, poblados con cierta densidad, han continuado siendo el centro de la investigación glaciológica de su tipo.

Henry BADER (15, 1949) describe el desarrollo de la glaciología asignándole dos fases: "la primera, que termina aproximadamente con el siglo pasado y comienzos del presente, que fue por mucho la más inspirada, llena de excitantes descubrimientos y de vigorosas polémicas". En cuanto a la segunda etapa, que según él terminó en la década que centraliza 1930, dice que "la rápida especialización de los científicos de esa época fue desastrosa para la glaciología. Ella fue clasificada como una ciencia geológica y desde entonces los glaciares fueron estudiados principalmente por geólogos que pusieron el mayor énfasis en la geología glacial .... así que, por décadas, los glaciares fueron de la pertenencia de exploradores, montañistas y geólogos. ...." Es lógico que de esta miscelánea no salieran bien parados ni la glaciología ni los geólogos, y todo por un simple error de enfoque. Desde entonces hasta aquí, nuevos conceptos han surgido y nuevos instrumentos han sido desarrollados en forma concorritante con el avance tecnológico, la incrementada actividad en las regiones polares y sub-

polares, y una creciente necesidad de referir los glaciares a sus ambientes naturales.

La glaciología puede ser definida como "el estudio de las propiedades físicas de los glaciares, incluyendo la morfología, la microclimatología, la hidrología y las propiedades dinámicas" (ADTIC, 1955). Sólo durante los últimos 25 años, la glaciología ha alcanzado el estado de una rama de la ciencia de la tierra, independiente. Hans W. son AHLMAN ( 8, 1947), ha señalado que: "Para servir a sus propósitos, la glaciología en lo futuro deberá fundarse en primer lugar en la física, la mecánica, la cristalografía y la meteorología, y debe pertenecer al complejo de ramas de la ciencia que en algunos países se conoce con el nombre de geofísica". Valiosísimos trabajos para el estudio de la glaciación y sus aspectos conexos, son el fruto de la contribución de los biólogos, principalmente en los campos de la botánica y de la biogeografía.

La geología glacial es entonces materia de geólogos (no de aficionados) que conocen la glaciación, o sea la ocurrencia y el comportamiento de los glaciares actuales sobre la tierra, para interpretar a distancia en el tiempo, el proceso que dió lugar a las formaciones por ellos estudiadas.

La glaciología, es materia de la definida motivación profesional de especialistas que, entre otras igualmente importantes ramas de la disciplina, conocen la geología glacial como un elemento indispensable para interpretar debidamente la potencia, la extensión, la edificación, el arrasamiento, etc. de que son capaces los glaciares, esos "cuerpos de hielo originados en la tierra por la recristalización de la nieve u otras formas de precipitación, y que muestran evidencias de flujo pasado o presente" (ADTIC, 1955).

Este trabajo, que trate de la glaciología argentina, no dejará de consultar el cuadro general de la geología glacial de todo el planeta, pero ubicar en la medida de lo que se lleva estudiado, lo que le compete en modo particular, así como también el cuadro del conocimiento glaciológico actual de la Tierra, al que la evaluación de



estos recursos naturales argentinos estará referida.

Fuerza es reconocer que la definición de la glaciología glosada más arriba es etimológicamente inexacta puesto que glaciología significa literalmente la ciencia del hielo, por consiguiente, del hielo en general y no solamente de los glaciares. Sobre esta base, SHUMSKIY (197, 1957) sostiene que se ha podido observar últimamente una tendencia a interpretar este término más ampliamente, haciendo entrar en el campo de las investigaciones glaciológicas todas las especies de hielo natural. Anteriormente, para designar la ciencia del hielo en general, DOBROWOLSKI (76, 1923) había propuesto el término cryología.

Si se analiza con detenimiento la definición de glaciar antes mencionada, y proveniente de la misma fuente que la definición de glaciología (ADTIC, 1955), y se la coteja con los hechos, surge claramente que el flujo o sea el movimiento de los glaciares ha venido representando el objeto principal de estudio de la glaciología alpina que, desde su origen ha estado estrechamente unida a la teoría de antiguas glaciaciones y a la explicación del mecanismo geológico de las variaciones del hielo terrestre. Entre las formaciones glaciales naturales, los glaciares, por su movimiento y por su masa, son las más complejas y son también las que juegan el rol más importante en la incidencia que ellas tienen en la vida sobre las regiones habitadas de la tierra. No obstante, ellos no son más que una de las formas de glaciación unida de la manera más estrecha a otras formaciones.

Hoy en día se estudian las formaciones intermedias entre los glaciares y las coberturas estacionales, como lo son las acumulaciones inmóviles y persistentes de nieve y de hielo; entre los glaciares y las coberturas estacionales de las aguas, como lo son las barreras de hielo, los témpanos y el hielo a la deriva. Se sabe ahora de glaciares escondidos, de variedad de hielos fósiles, de distintos hielos subterráneos, etc., todo lo cual concurre a una idea de unidad de los procesos de glaciación y la consecuente necesidad de estudiar sus interacciones. Haciendo abstracción momentánea del taxativo término del flujo, que obra en la definición que se analiza, y atendiendo

a los hechos que la práctica de la disciplina conjuga o reúne, se tiene que tanto los métodos de investigación como el contenido del estudio de los glaciares, de la cobertura nivosa, de las barreras de hielo, del hielo marino, del subterráneo, del fósil, etc. presentan infinidad de puntos comunes. Y esta comunidad no puede sino ser justificadamente atribuida a la unidad de composición y de propiedades físico-químicas del hielo, así como también a la analogía de la mayor parte de los procesos internos y de los procesos de interacción con la atmósfera, con la hidrosfera y con la corteza terrestre. El ahondamiento de este tipo de conocimientos conduce a la necesidad de estudiar la glaciación de la superficie terrestre en todas sus múltiples formas y dentro del marco estricto de una única rama de la ciencia: la glaciología. De donde se concluye que la glaciología es la rama de la ciencia que estudia todas las variedades de hielo natural.

La glaciología tiene estrecha vinculación con la meteorología, la hidrología y la criopedología. En la práctica, el hielo atmosférico y en algunos casos la cobertura nivosa han sido estudiados por meteorólogos y climatólogos, el hielo en la hidrosfera por los hidrólogos y los hielos subterráneos por criopedólogos. Pero la ausencia de un definido método de estudio con la dirección apuntada y de un parejo y suficiente conocimiento de los progresos logrados en los otros dominios de la disciplina impide asignar a estos profesionales el carácter de glaciólogos.

En la glaciología se mezclan las disciplinas físicas, geográficas y geológicas. Es en esta encrucijada quizá en donde se perdió el rumbo correcto a que Bader aludiera. Es menester entonces poner extrema cautela en el análisis de los objetivos propuestos. SHUMSKIY (197, 1957) aprecia que si se distingue una parte regional e histórica de la misma, la glaciología teórica no puede considerarse como



una simple parte de la geofísica, dado que la teoría general de los fenómenos de la glaciación, también está directamente ligada a la geografía y a la geología.

La glaciología teórica comprende tres partes:

- 1) física, consagrada a los procesos internos, a las propiedades físicas y a la estructura del hielo;
- 2) hidrometeorológica, concerniente a las interacciones del hielo con la atmósfera y con la hidrosfera;
- 3) geológica y geomorfológica, concerniente a las interacciones del hielo con la corteza terrestre.

Estas dos últimas, la (2) y la (3) pueden también ser consideradas como partes de la hidrometeorología propiamente dicha, de la geología física o de la geomorfología. En lo que concierne al hielo natural, la mayor parte del tiempo había venido siendo estudiado como un complemento de segundo orden ya que la dirección predominantemente seguida fue la señalada por las otras dos partes. No hace mucho tiempo que los glaciares en particular han venido a ser de interés para la hidrometeorología, a la que interesan como fuentes de energía y de agua para la irrigación, y para la geomorfología, que los considera en conexión con los problemas de las antiguas glaciaciones. Resulta por lo tanto evidente que el desarrollo de estas ramas de la glaciología, como tales, sólo es posible sobre la base de la primera, o sea del estudio de los procesos internos, de la estructura y de las propiedades del hielo natural.

Alcanzado este punto del análisis, se puede considerar que se ha dado un seguro paso hacia el esclarecimiento del camino que corresponde seguir; procede ahora determinar quien o quienes son los investigadores que, por su formación profesional académica dispongan de los conocimientos habilitantes básicos a los que deberán adicionar los que la especialidad vaya exigiendo en su progreso.

La glaciología física admite la siguiente subdivisión:

- 1) mecánica del hielo: estudio de las propiedades elásticas, plásticas y sólidas del hielo; distribución de las tensiones y del movimiento en el hielo natural;
- 2) termofísica del hielo: estudio de las propiedades térmicas, caloríficas y de irradiación del hielo; distribución y transformación de fases en el hielo natural;
- 3) glaciología estructural: estudio de la estructura del hielo.

Esta última, la (3), debe ser comprendida en el más amplio sentido de la palabra, y por lo tanto abarca la estructura de los cristales, de la red cristalográfica del hielo en este caso; y comprende también la estructura y la textura en el sentido petrográfico, y hasta las estructuras tectónicas.

El estudio de la estructura de la red cristalina del hielo constituye una parte de la cristalografía y viene a ser la viga maestra sobre la que descansan las propiedades físicas del hielo como mineral, o como grupo de minerales. El objeto de un estudio puramente físico del hielo, consiste en establecer las características constantes de las fases sólidas del agua en general.

Conviene apresurarse a señalar que el hielo puro no es más que una abstracción. Es que las propiedades del hielo natural están determinadas por la presencia de otras sustancias, y por la estructura del hielo como agregado de cristales que pueden diferir en formas, dimensiones y orientación recíprocas; y de las particularidades que dependen del modo de formación del hielo en cuestión. Por eso es que, para avanzar en el conocimiento del hielo natural, el estudio de la estructura fina y de las constantes del hielo mineral, no son más que un comienzo, una premisa necesaria, la esencial, tratándose del estudio genético-estructural del hielo como roca profunda. Sobre la base de lo antedicho ya se puede intentar una síntesis definitiva que quedaría así:



La glaciología estructural, es principalmente la petrología del hielo, es decir, la rama de la ciencia que trata de las rocas glaciares y de sus leyes de formación.

Como aval de esta definición, cabe reconocer que para que la glaciología estructural asumiera su identidad fue menester que se concretaran dos condiciones.

La primera es que fue indispensable reconocer la acumulación de hielo como roca profunda, posición que teóricamente resulta de toda evidencia. Ella fue expuesta ya por Link desde el origen de la geología y de la petrografía mismas, y repetidamente sostenida por sus sucesores.

Después, está el hecho de que la petrografía misma se orienta hacia el estudio de las estructuras. Tanto que la petrografía viene apuntando obstinadamente a la composición química y mineralógica de las rocas, por lo que, para inscribir el hielo en esta disciplina bastará considerarlo una roca monomineral, de composición química simple. La tarea habitual de petrógrafo, el diagnóstico de las especies minerales y el estudio de sus relaciones en la naturaleza, no existe prácticamente para el hielo, y las diferencias de composición química debidas a las inclusiones no aportan más que indicaciones generales sobre la procedencia del material. El estudio genético verdadero del hielo, descifrando el mecanismo y las condiciones de su formación sólo es posible sobre la base de los caracteres estructuro-petrográficos.

La importancia genética de la estructura de las rocas fué subrayada ya por Dana en 1836 y desde entonces se han dado a conocer diferentes estudios estructurales; pero el valor de la petrología de las estructuras, estudiando las propiedades espaciales, escalares o vectoriales de las rocas, y no la composición mineral, no se hizo

evidente sino hasta 1930, después de la publicación de los trabajos de SANDER (188, 1930) y de SCHMIDT (192, 1932) basada en los métodos de Fedorov. Es recién entonces cuando se pudo comenzar el estudio estructural y petrográfico del hielo.

<sup>B. Sander</sup>  
~~SANDER~~ (188, 1935) ha sido el primero en indicar la aplicación de la petrología estructural a la glaciología.

Tales son las premisas teóricas de la glaciología estructural. Con lo que parece haberse acreditado suficientemente las bases y objetivos de la disciplina como para ubicar a qué tipo de profesional o de profesionales compete, por gravitación de su preparación básica, teórica y práctica, el ejercicio de la glaciología.

Durante mucho tiempo la humanidad ha visto limitada su acción no sólo por las grandes acumulaciones de hielo estable, sino también por las formaciones estacionales, cobertura de hielo sobre las aguas, cobertura nivosa de los continentes. La glaciología dará la clave para transformar este escollo que cercaba al hombre, en útil auxiliar de sus necesidades, los aludes de nieve serán controlados, las vías de comunicación practicables sólo en verano, se utilizarán todo el año redondo, los aeropuertos funcionarán sin que las nevadas los clausuren y el agua en forma de hielo glaciar será aprovechada en proporciones hasta ahora desconocidas.

Existe una marcada disparidad entre el monto de información recogida mediante estudios glaciológicos en los hemisferios norte y sur. La República Argentina ofrece el más completo muestrario de glaciares que pueda darse en un sólo país.

La circunstancia de que las hipótesis tendiente a explicar el porqué de los períodos glaciales, se encuentran divididas fundamentalmente en dos grupos, según requieran que las glaciaciones hayan sido simultáneas en ambos hemisferios o nó, hace cobrar una mayor

actualidad a la necesidad de disponer de un conocimiento más homogéneo acerca de lo ocurrido en todo el globo durante la época referida.

La ubicación de la culminación de la "Pequeña Edad de Hielo" ocurrida en el hemisferio norte, a principios del siglo XVIII según LAWRENCE (135, 1959), cuyo carácter distintivo es el haber sido simultánea en todos los lugares en que fue estudiada, plantea el interrogante de su ocurrencia en el hemisferio sur. Por otra parte, lo relativamente reciente de sus oscilaciones extremas ha hecho posible su detección en forma muy precisa, en Europa por registro histórico directo, y en Norte América por el estudio de los anillos de crecimiento de los árboles.

En la parte continental sudamericana del territorio de la Argentina, la investigación glaciológica se ha limitado al estudio parcial de: glaciar Agua Negra (San Juan), glaciar Cráter Oeste del Cerro Volcán Overo (Mendoza), glaciar Rio Manso (Rio Negro), glaciar Torrecillas (Chubut), y glaciar Moreno (Santa Cruz). Una síntesis de la información recogida es el motivo de un capítulo del presente trabajo.

El resto de la actividad se ha dedicado al inventario glaciológico ya que, aunque conocida en su totalidad, la cordillera de los Andes, que es la depositaria de la gran mayoría de las manifestaciones glaciales actuales, no había sido reconocida, antes del Año Geofísico Internacional (A.G.I.) 1957-8, con vistas a la observación glaciológica. Siendo los glaciares y campos de nieve, reservas hídricas de gran importancia en el régimen de los ríos que se originan en la cordillera andina, el Instituto de Hidrometeorología del Servicio Meteorológico Nacional (S.M.N.) ha tenido a su cargo la casi totalidad de estas investigaciones, contando para ello con la Sección Glaciología y Nivología.

Cuando se concretó la labor del A.G.I., la ejecución material del plan de glaciología se distribuyó entre los organismos participantes, asignándose la parte cordillerana, desde La Quiaca hasta Tierra del Fuego al (S.M.N.), y todo lo relativo al Antártico, al Instituto Antártico Argentino (I.A.A.).



A los efectos de dar cumplimiento al inventario glaciológico se destacaron diversas comisiones que efectuaron reconocimientos en las zonas cordillerana, precordillerana y sierras pampeanas. Siendo tan vastas las mismas, se procedió previamente a determinar tramos cuyo reconocimiento se estimó insufriría aproximadamente lapsos equivalentes, teniéndose presente desde luego, no sólo su extensión, sino también las dificultades propias del lugar y la densidad del englazamiento local para los casos de que se tenía alguna referencia. A ello se debe que el reconocimiento efectuado no cubra un área continua, sino que haya claros en aquellos puntos a los que no se alcanzó a llegar, tal como puede verse en el mapa donde aparecen grisadas las zonas recorridas (Fig. 1).

El Instituto Nacional del Hielo Continental Patagónico contribuyó a esta labor haciéndose cargo de la parte del inventario glaciológico del tramo comprendido entre los paralelos 47° y 57°S. Este organismo continúa con su labor densificando la información recogida, también ha practicado la fotogrametría terrestre en algunos glaciares.

La investigación glaciológica argentina ha tenido un desarrollo decididamente unilateral, circunstancia que ha sido determinada por un doble motivo; a) escasez de especialistas, y b) carencia de instrumental. Ambos han actuado del modo siguiente:

a) puesto frente a un panorama en el que todo estaba por hacer en glaciología, el especialista ha debido resolverse por practicar aquellos tópicos que por su mutabilidad no pueden ser diferidos en su consideración, lo que le significó ser un glaciólogo de campo -a la manera del médico de campaña- y hubo de declinar el practicar la importante faz que significa la actividad de laboratorio; de ahí que, a la calificada tarea que es la petrología del hielo, se haya antepuesto el inventario, con detalle en donde fue posible, del estado de los glaciares, es decir si se encontraban en avance, en retroceso o estacionarios. En los estudios en particular de algunos glaciares se practicaron mediciones de la velocidad de desplazamiento superficial del hielo de sus lenguas, y perfiles de la condición física de los mantos de nieve y firn en sus acumuladores o en zonas periglaciales. Aspectos gla-

cio-meteorológicos fueron registrados en la zona de monte Tronador.

b) si bien la provisión del instrumental, meteorológico fue debidamente satisfecha por el S.M.N., en el campo de la nivología propiamente dicha sólo se ha dispuesto de equipo para determinar la densidad de la nieve, sonda ariete (ramsonde) para determinar la dureza de la nieve y la neviza, y ablatómetro; la práctica del estacamiento de la superficie del hielo fue suspendida por no disponer de equipo perforador ya que el utilizado durante el A.C.I. fue cedido en préstamo por el I.A.A. que lo utiliza actualmente en su zona específica de acción. Ante tal situación se ha atinado a salvar la información que puede obtenerse "de visu" con la esperanza de que los investigadores del futuro puedan disponer de estos registros ciertos; es por ello que se atribuye gran importancia al registro fotogramétrico de los glaciares y vecindades, labor que ha sido posible gracias a la colaboración del Instituto Geográfico Militar que ha facilitado repetidas veces este instrumental.

Con el advenimiento de la empresa del Decenio Hidrológico Internacional (D.H.I.), el Comité Nacional "ad hoc" ha adoptado un programa complementario del A.C.I. tendiente, por una parte, a ampliar la cobertura del inventario glaciológico, y por otra, a estudiar en detalle, aspectos glaciológicos de la quebrada del Agua Negra, en la provincia de San Juan, elegida como cuenca piloto. Colabora en esta última tarea el Departamento de Hidráulica de la mencionada provincia.

## RESEÑA HISTORICA DE LA TEORIA GLACIAL

### 1. TERMINOLOGIA

En 1829 apareció en París un trabajo de DESNOYERS (74,1829) con observaciones sobre un conjunto de depósitos marinos más recientes que los terrenos terciarios de la cuenca del Sena y constituyendo una formación geológica distinta; procedían a estas observaciones algunas apreciaciones sobre la falta de simultaneidad de las cuencas terciarias. Este autor acuñó el nombre de Cuaternario (Quaternaire) para la Cuenca París.

Entre 1830 y 1833 aparecieron en Londres los tres volúmenes de la obra de Charles LYELL (139,1830-33) "Principles of Geology" en la que el geólogo inglés, a despecho de algunos autores que pretendían prolongar el Pleistoceno hasta el presente, designaba al período que separa ambos con los nombres de "Post-Plioceno" o "Plioceno más nuevo".

El propio LYELL (140,1839) <sup>a</sup> en sus "Nouveaux éléments de géologie" que vieron la luz en París en 1839, designó con el nombre de Pleistoceno (Gr. Pleistos, más, Kainos, nuevo) a una serie de terrenos portadores de fósiles invertebrados bien conservados, pero considerándolos todavía como una subdivisión del Terciario. Posteriormente, en 1863 vuelve LYELL (141,1863) sobre sus palabras en la obra "Antiquity of Man" sugiriendo que se abandone la tal denominación por cuanto se le habían agregado significaciones diferentes a las propuestas por él.

La idea que da a entender la palabra Cuaternario acerca de la magnitud de los cambios que dieron por concluido el Plioceno resulta algo exagerada ya que éste y el Pleistoceno se entremezclan casi imperceptiblemente; los procesos tectónicos del Terciario continuaron en el Pleistoceno; los cambios en la distribución de la tierra y el mar no asumieron mayor importancia; y la flora y la fauna (marina, terrestre, vertebrada e invertebrada) no sufrieron modificaciones radicales. Sus relaciones son tan estrechas y sus formas tan específicamente idénticas que, sobre la base de los aspectos mencionados, sólo arbitrariamente podría trazarse una línea divisoria, según lo hasta aquí conocido, entre ambos períodos. Esto es particularmente cierto para las plantas. También la significación del período en la escala del tiempo resulta exagerada según CHARLESWORTH (57,1957), ya que su recorrido tiene una longitud en



ninguna manera comparable con la de las eras precedentes o con el espesor de sus sedimentos.

Pero no obstante, resulta ampliamente justificada la individualidad de esta cuarta era por dos motivos fundamentales: el primero, la aparición del hombre sobre la tierra que ha modificado sustancialmente, y con seguridad aún lo hará más profundamente todavía, la fauna y la flora de la tierra; el segundo, la glaciación, que ha dejado impreso su sello en la superficie de la tierra. Pero la era, aunque a menudo denominada la Edad de Hombre (con sus alternativas sugeridas para el post-Villafranquiano son la Psicozoica, la Antropozoica o Antopógena-Adolescente) cuya aparición y desarrollo pueden haber estado en cierto modo condicionados por esos cambios físicos, con toda probabilidad no han coincidido en su extensión.

Hay numerosos arqueólogos que postulan un hombre Terciario, basando su afirmación en los colitos descubiertos en 1867 en el Oligoceno superior, cerca de Thenay, al sur de Orleans, aunque el nombre les fue dado unos veinte años más tarde. Su origen ha sido motivo de prolongadas controversias, como surge de la consulta de SCHMIDT, R.R. y KOKEN, E. (191, 1912); SOLLAS, W.J. (203, 1924), BULLEN, R.A. (40, 1903); WIGGERS, F. (219, 1905) y otros; disidencias que deben atribuirse a la dificultad para distinguir entre el arte y la naturaleza, o sea en este caso, entre la elaboración humana y la simulación de sus artefactos por causas naturales.

Un desfase similar sería el que ocurriría en el caso de que resultara cierto el supuesto de que los glaciares pueden haber aparecido algo más tarde en el Cuaternario, por lo que el intervalo entre el Plioceno y la primera glaciación, a menudo vagamente aludido como "preglacial" pero denominado en firme, HERSHEY, O.H. (115, 1896), como el Ozarkiano, había sido bastante largo: él contiene las "terrazas preglaciares" de Alemania, la glaciación Donau, y las series ascendentes de avances glaciales.

Existen serias dudas respecto a algunas apariciones alternadas de glaciares que habrían aparecido ocurrido durante el Plioceno. Así por ejemplo, le han sido atribuidas algunas a los Alpes, BOULE, M. (32, 1906), DESOR, E. (75, 1875), EBERL, B. (80, 1930), FALSAN, A. y CHANTRE, E. (83, 1879-1880) y otros; a los Pirineos por ALIEN, H. (10, 1947); a los Vosgos por DELIBECQUE, A. (71, 1902), SCHUMACHER, E. (193, 1892), ~~SAVARD, L.V. (1892)~~ y otros; al nor-

te de Alemania y Holanda por RICHTER, K. (184,1935) y STOLLEY, E. (205,1930); a Alaska por CAPPS, S.R. (43,1916), MILLER, J.D. (155,1953) y otros; a la Antártida por JOERG, W.L.G. (124,1928), WRIGHT, C.S. (222,1923); WRIGHT y PRIESTLEY (223,1922). También se señalaron estos glaciares Pliocenos para la Selva Negra, Islandia, sur de Rusia, el Cáucaso, los Pamires, Siberia y Monte Rainiero. Esta fase de glaciación pre-Cuaternaria, que algunos llegan a ubicar en el Mioceno en Francia, Nueva Zelandia y los Alpes, ha sido denominada Policeno por GRABAU, A.W. (104,1940).

La glaciación Günz ha sido remitida al Plioceno por PAVLOW, A.P. (169,1922) y por MIRCINK, G.F. (157,1930), así como también lo fue hasta la Mindel bajo la responsabilidad de BECK, P. (19,1933), BOULE, M. (33,1923), GAMS, H. (98,1930), PETROVSKY, D. A. (178,1932) y otros. Se han postulado por parte de HOBBS, W.H. (119,1941) dos glaciaciones Pliocenas para Ucrania, y hasta las glaciaciones Nebraskan y Kansan han sido también ubicadas en el Terciario por STEFFEN, H. (204,1937).

Todo esto resulta ser bastante cuestionable pero, aunque no lo fuera, no debe perderse de vista el hecho de que para el objeto de la denominación del período no es algo decisivo, como lo prueba por ejemplo, el hecho de que otras glaciaciones del pasado geológico histórico, verbigracia la del Permo-carbonífero, no fueron usadas para crear períodos geológicos separados.

Así es que, a despecho de cuanto se le ha opuesto, la palabra Cuaternario es casi universalmente utilizada y probablemente continuará siéndolo, si nó por su rigor científico, por sus conveniencias de orden práctico. La glaciación de amplitud mundial y el desarrollo del hombre son entonces los eventos sobresalientes.

El Período Pleistoceno y la Edad de Hielo fueron contemporáneos, tal como FORBES, E. (94,1846) lo sugiriera en su trabajo sobre los cambios geológicos y la distribución de las faunas y la flora de las Islas Británicas. Pero ninguno de ellos abarca el período Holoceno o Reciente de ~~Lyeil~~<sup>Lyeil</sup>, o el Alluvium de ~~W. Buckland~~<sup>W. Buckland</sup> y los geólogos alemanes, entre los cuales no faltó quien postulara una quinta era prematuramente denominada Quintinario (Quintinaire).

El nombre de "período glacial" se puso de moda en 1840 después que ~~AGASSIZ~~<sup>AGASSIZ</sup> llamó la atención sobre su antigua existencia en Gran Bretaña. Pero dado que los glaciares aparecieron y desapare-

cieron en diferentes oportunidades, y se desvanecieron durante la larga época o épocas interglaciales que duraron más de la mitad del total del período, Pleistoceno es preferible como término general, aunque el clima sea probablemente lo que juega el rol más importante en su definición.

## 2. SE PLANTEA LA LUCHA

El Diluvium es un término primitivamente usado para designar las acumulaciones de arena, grava y arcilla que no podían ser adjudicadas a la acción normal de los ríos y del mar. A pesar de que esta formación es la más joven y accesible, ha sido quizá la última en ser debidamente estudiada, aparente paradoja que tiene su razón de ser en varias causas. Son éstas, su estado evidentemente caótico, la escasa ocurrencia en ella de caparzones y huesos fósiles, inatractivos ambos, y, la condición de "extraño desperdicio" en que se la tenía ya que impedía a los investigadores de alto vuelo, examinar en forma directa la geología sólida.

Quedó pues esta "tierra de nadie" vulnerable a la especulación de los más audaces teorizantes que sostuvieron en su campo fieras batallas que superaron todos los límites de lo imaginable. Cada paso que se dió adelante fue furiosamente debatido, de manera que para que esta rama particular de la indagación geológica emprendiera un camino de ordenado progreso, fue menester, no ya que la escuela que en definitiva resultaría triunfante prevaleciera nuevamente sobre sus contendientes, sino que debiera guardar a su exterminio, ya que mientras les quedó algún hálito de vida, tomaron a la lucha con renovado vigor.

El desarrollo de esta contienda puede ser seguido a lo largo de más de un siglo consultando las obras que, como partes de guerra, han ido dando una crónica acerca del estado del conocimiento de ciertos lugares en el momento de su publicación. Para mencionar sino las que pueden juzgarse como jalones del trayecto recorrido se cita: Revistas y tratados sistemáticos que tienen por autor a AGASSIZ (45, 1840, 1847), MOUSSON (59, 1854), HEIM (113, 1885), FAISAN (82, 1889), HESS (116, 1904), WOLDSTEDT (220, 1929, 1954) y, R. v. KLEBELSBERG (128, 1948/49), SHUMSKIY (196, 1955), en el continente europeo por A. GEIKIE (99, 1863), J. GEIKIE (101, 1874, 1878, 1894, 1914), W.B. WRIGHT (226, 1914, 1937), CHARLESWORTH (57, 1957) en Gran Bretaña, y por WRIGHT (224, 1889, 1911, 1920), COLEMAN (45, 1926, 1941)



y FLINT (92,1947) en Norte América. En ellas ha quedado registrado el progreso de la observación glacial, y sobre todo, la evolución del pensamiento glaciológico durante los últimos cien años.

Cuando PENCK y BRUCKNER (172,1909) produjeron la fundamental obra *Die Alpen im Eiszeitalter*, coordinaron en ella los datos que hasta entonces existían dispersos sobre los Alpes y dieron una base para la nomenclatura y la cronología glacial que han tenido trascendencia mundial.

### 3. INTERPRETACION PRIMITIVA DE LOS BLOQUES ERRATICOS

Los bloques erráticos, o "niños huérfanos" (Ing. Foundlings; Alem. Findlinge; Ital. Trovanti) atrajeron siempre la atención de los naturalistas; es que su presencia resulta muy llamativa debido a su color y textura contrastantes con las rocas subyacentes y los suelos, salpicados sobre las planicies o descansando sobre los flancos montañosos.

Según los primeros intérpretes de su presencia, los erráticos fueron esparcidos por la iracunda Naturaleza. Es así que Estrabón y Esquilo los vieron como remanentes de una lluvia de piedras arrojadas por Hércules y Júpiter, posteriormente hubo autores que los supusieron derivados de planetas o cometas y no faltaron quienes los ubicaron como tomando parte en el escenario de una mitología especial asignándoles los papeles de "balas de lanzamiento con que se ejercitaban los gigantes", "cargas a disposición del diablo", piedras de hogueras de brujas", traídos por Sansón o Goliat, o por gigantes, enanos, el demonio, Thor, Oden o, hasta por Robin Hood. FALSAN y CHANTRE (83,1879/80) dan cuenta de que en 1875 había quienes veían los bloques erráticos como los productos in situ de la precipitación marina.

Los erráticos que concitaban mayor interés son los que se disponen sobre los flancos orientales de las montañas del Jura; en los Alpes, en cambio pasaban algo más desapercibidos debido a la ocurrencia de glaciares, aludes, tormentas montañosas, etc. No obstante en Monthey, en Valais hay erráticos de granitos provenientes del Mont Blanc que dista 43 km. La Pierre des Marmettes en este lugar es un errático de más de 2.000 m<sup>3</sup> de roca, y la Pierre à bot, cerca de Neuchâtel, mide 19m x 12m x 15m; los erráticos alcanzan su más elevada altura del otro lado de los grandes valles alpinos, especialmente en el Rhône.

GRUNER (107,1806) ha sido quien primero sostuvo que los blo-

ques vinieron de los Alpes, pero fue von <sup>Buch</sup> ~~BUCH~~ (~~1811~~) quien se encargó de disipar cualquier duda al respecto ya que los fue rastreando hasta su origen en Mont Blanc y Valais, llegando a demostrar también que la dispersión no quedó restringida a los valles que se abren sobre la planicie suiza sino que fue radial desde los Alpes, y que los erráticos del noroeste de Europa, aunque más esparcidos y más distantes de su origen presentaban marcada similitud con los de Suiza en su modo de ocurrencia. Según KLEBELSBERG (178, 1948/49), se atribuye a F. Hoffmann la tarea de haberles seguido la pista a través de Westfalia y Sajonia, en tanto que PUSH (178, 1836), los siguió a través de Polonia y Rusia. Hubo autores que sostuvieron que los erráticos eran locales, explicando que se trataba de remanentes de montañas o de rocas que habían sido ya destruidas.

Las estrias en las rocas fueron motivo de encontradas especulaciones; hubo quienes las vieron como afloramientos de rocas con clivaje pizarroso, y hasta aún después de que la teoría glacial fuera enunciada, se atribuyeron al asentamiento de rodados de arcilla siguiendo el proceso de infiltración, a deslizamientos de tierra, a huellas de ruedas de carromatos, y hasta de botas clave-teadas, RAMSAY (179, 1856).

Las rocas aborregadas tuvieron mejor suerte ya que sólo se les adjudicó como causa la exfoliación y la meteorización ordinaria.

Es de este modo como los erráticos incitaron al estudio de las desordenadas arenas, arcillas y gravas del Diluvium y, aunque muchos presumían de que para ellos el origen era claro, ninguna de sus ideas se aproximaba a la realidad. Entre los que dudaban se acordó unánimemente que ninguna fuerza hasta entonces conocida podría haber transportado los erráticos a tan grandes distancias y, a través de la cuenca del Báltico, en la zona de dispersión del norte de Europa, o sobre la planicie suiza en el caso de la radiación alpina.

#### 4. LAS CATASTROFES COMO EXPLICACION

Antes de la enunciación de la Doctrina de la Uniformidad de Lyell y de la del Aktualismus de Hoff, los acarreos de escombros y sus fenómenos asociados fueron objeto de un conjunto de absurdas y extravagantes hipótesis; las mesas glaciares, por ejemplo, habrían

brotado como hongos sobre sus tallos. Las deducciones más fantásticas fueron el fruto de la imaginación de cuanto curioso se interesó por el problema. Caóticos tumultos y catástrofes habrían sido los responsables de los acarreos, y las causas aducidas que originaron aquellos, eran a menudo más difíciles de comprender que los fenómenos mismos.

Entre la nómina de postulantes de la fase catastrófica puede mencionarse a ~~GREENOUGH~~ <sup>Greenough</sup> (~~1819~~), según el cual se habrían producido grandes convulsiones provocadas por la aproximación de cometas, a CHABRIER (54,1823) para quien los escombros eran consecuencia del despedazamiento de cuerpos celestes, a SEFSTRÖM (194,1838) para quien se produjo una detención o un cambio en la revolución de la Tierra alrededor de su eje, a FÜCHSEL (97,1773) que postuló extensos colapsos de las montañas, a los que se agregó, según relata DE LUC (72,1778-80) el hundimiento de los techos de vastas cavernas subterráneas que expelieron gases con explosiva impetuosidad y, en fin, tantas que resulta engorroso enumerar. KIRWAN (127,1797) y RAZOUMOWSKY (180,1789) responsabilizaron a erupciones volcánicas subterráneas y pensaron que los erráticos serían bombas o lapillis, mientras que los cordones morénicos serían los rebordes de los cráteres. Hasta el propio LYELL (142,1881) adujo que los terremotos podían explicar algunos erráticos alpinos.

No en forma tan violenta pero no menos descabelladamente fue lo postulado para los erráticos suizos que habrían sido transportados por troncos a la deriva sobre lagos glaciales o sobre una simple capa de agua que sumergió la planicie suiza y penetró en los valles alpinos. Alternativamente se habrían deslizado sobre las laderas tallando así el presente relieve que tiene un continuo declive desde las cumbres alpinas al Jura. Esta reconstrucción es a todas luces incompatible con las dimensiones de los erráticos.

## 5. LA HIPOTESIS DILUVIAL

Lo desordenado y tumultuoso de los depósitos de escombros que posteriormente atribuido al pasaje de una vasta inundación. El Diluvio o Sintflut concebido como la última catástrofe fue larga, amplia y obstinadamente aceptada y defendida como la causa de los depósitos glaciales. Sus "irresistibles corrientes mundiales", la violente et grande débacle de que DE SAUSSURE (73,1779-96) habla en sus Voyages dans les Alpes fueron postulados concretamente



como un serio intento de explicar el problema específico de la presencia de los depósitos glaciales. Esta concepción tuvo tanta aceptación que aún hoy día en ciertos países de habla germana todavía se usa el término Diluvium para denominar el período Pleistoceno.

En un principio se comenzó por diferenciar los "depósitos superficiales" de los "estratos regulares" asignándoseles un origen distinto y sumamente tumultuoso. Es así que se distinguían en forma unánime, los del Diluvio a los que se denominó aufgeschwemmtes Gebirge, de los del Alluvium cuyo origen obedecía a causas todavía operantes. La separación entre ambos depósitos se basaba en la invariable sucesión del Diluvium por el Alluvium con remanentes orgánicos diferentes, incluyendo la ausencia de rastros del Hombre en los depósitos más viejos y basándose también en la formación tranquila del Alluvium.

A este Diluvio que habría provenido en general desde el Norte hacia el Sur, aunque se sostenía también que en Suiza vino del Sudeste fuera de los valles alpinos, se le atribuyeron los siguientes efectos: excavó valladas, esculpió y transformó los rasgos terrestres, grabó las estriaciones sobre las rocas, horadó agujeros sobre la superficie que daba frente al impacto de la corriente, excavó cuencas de lagos, incluyendo los Grandes Lagos, separó Inglaterra del Continente y regó el mundo con los restos del naufragio a que se lo sometió. A esta catástrofe se deberían los bloques erráticos y los acarreos de escombros denominados "Diluvium cataclísmico", Terrain diluvien cataclystique según NECKER (162, 1841) o Terrain Clysmien ou Diluvien según BRONGNIART (36, 1829), aunque hubo quienes prefirieron términos más neutrales como "terrenos erráticos", "napas erráticas" o "Erráticos Terciarios".

Los efectos sobre la vida habrían sido de vasto alcance, el Diluvio rompió los huesos de vertebrados alcanzados por él; transportó plantas árticas a más bajas latitudes; mezcló los animales terrestres y los acuáticos; las especies nórdicas con las australes y borró mucha fauna antediluvial. Fue menester una nueva creación postdiluvial dado que los huesos que se pensó antes pertenecían a grifos, a dragones, a una raza de hombres gigantes, resultaron ser, según Cuvier, pertenecientes a elefantes y rinocerontes específicamente distintos de las especies vivientes.

La hipótesis diluvial tuvo muchos adherentes en Gran Bretaña

9

ña y que enérgica y repetidamente defendida por BUCKLAND (37,1823) quien postuló una inundación universal que sumergió hasta las más altas cumbres. La hipótesis reinó sin disputa en Norte América hasta 1841 y que firmemente mantenida en Suiza en donde el cataclísmico retiro de las aguas habría purgado las cuencas de los lagos suizos. Mientras medio-siglo XIX entró en su abandono general, algunos geólogos como Sedgwick y J. Phylips en Gran Bretaña le permanecieron adictos.

Quizás la expresión culminante de estas dinámicas paroxísmicas postuladas esté en la "onda de traslación" enunciada por HALL (109,1815) y elaborada por varios matemáticos de Cambridge. Este intento de ubicar la hipótesis diluvial en una base sistemática postuló un sollevamiento terrestre por sucesivos y potentes saltos, de cuya percusión habrían resultado las gigantescas olas oceánicas que se proyectaron sobre la tierra.

Las objeciones a las inundaciones fueron establecidas por numerosos autores, pero ninguno quizá más convincente de lo que fueron CHARPENTIER (58,1835) y AGASSIZ (3,1837). Las principales oposiciones son la falta de estratificación del till, no hay ninguna separación concordante con su peso y su volumen, los erráticos tienen bordes cortantes y ángulos, los lagos han sido preservados y no rellenados, etc.

Fuerza es reconocer, no obstante, que algunos hechos sugerían una sumersión, así por ejemplo, las conchas marinas en los acarrees de escombros, superficies rocosas perforadas por Pholades, y el cloruro de sodio en el loess belga.

## 6. TEORIA DEL MATERIAL A LA DERIVA

La ocurrencia de rayones sobre las rocas marcándolas a través de centenares de kilómetros condujo a la necesidad de recurrir a la presencia del hielo (flotante por esta vez) para explicar el viaje de pesadísimos y voluminosos erráticos por tan largas distancias. Con este nuevo aditamento la hipótesis diluvial ya no seguía entrando en conflicto con la doctrina de la uniformidad, dado que ahora lo importante realmente era la duración y no la intensidad, lo que significó sacar al Pleistoceno del campo conjetural de las catástrofes. A la luz de los frescos descubrimientos de los exploradores polares como W. Parry, W. Scorseby, J. Franklin y E.K. Kane, se comenzó por imaginar que los glaciares de las más altas cum

bres montañosas liberaban balsas de hielo, así como también que participaban ocasionalmente hielos costeros que navegaban mar afuera sobre tierras sumergidas en un mar polar o "paleocrístico". Los hielos a la deriva de esta época de Gran Sumersión rastrillaban el fondo al pasar sobre el Oeste de Escocia y las Hébridas Exteriores desde el noroeste en un mar de 900 m de profundidad. Estos hielos habrían raspado sobre el piso y los costados de los valles dejando en ellos las estrías y, al rotar habrían producido muescas entrecruzadas y una curvatura terminal triturando y levantando parte de las rocas que hallaban a su paso. Al fundirse, la carga que transportaban en su masa o en su superficie era dejada caer como erráticos y como escombros removidos de lugares lejanos.

Las corrientes glaciares habrían compelido a todos los animales, incluyendo los nórdicos, a migrar hacia el Sur. También actuaron a la manera de gigantes escoplos, abriendo vías en los escombros y llegando a hacer sentir su fuerza erosiva en Suiza, los Grandes Lagos y la cuenca del Mar del Norte.

Las ranas y los pájaros árticos hallados en el Sur de Francia así como las plantas árticas en Devonshire y Escocia testimoniaron la severidad climática de las tierras adyacentes.

Esta hipótesis glacio-flotante que, aunque ya anticipada por HALL (109,1815), BREISLAK (35,1882) y hasta por GOETHE (103,1829) en su Wilhelm Meisters Wanderjahren, fue elaborada como tal por <sup>Lyell</sup> ~~HALL~~ (~~109,1815, 1819~~), cuya gran personalidad y vehemente defensa condujo a la amplia adopción de la hipótesis. Conforme a ella, en Suiza se interpretó que los erráticos sobre los flancos del Jura aparecieron allí traídos por el hielo flotante que había varado sobre la región; conceptos que fueron rápidamente adoptados en el Noroeste de Europa, Gran Bretaña y Norte América.

Cabe destacar que esta hipótesis se afincó de tal manera en la mentalidad de los investigadores de las Islas Británicas que, aún cuando la teoría glacial ya había sido aceptada para los distritos montañosos de Escocia, aquellos permanecían fieles a la idea de Lyell, especialmente los de Lincolnshire, Anglia Este, Lancashire, Cheshire y la frontera galesa, y la Planicie Central de Irlanda. Análogamente los geólogos en Alemania Norte, los Países Bajos y las provincias Rusas Bálticas perseveraron en sus puntos de vista después que los de Escandinavia los habían abandonado hacía mucho. Entre los múltiples debates que se plantearon sobre la Edad del Hielo



probablemente el que resultó más enconado de todos fué el que trató sobre el monto de la sumersión. Las cifras corrieron entre 300 y 1.200 m para Gran Bretaña, de 900 a 1.500 m para Norte América, y hasta cerca de 9.000 m para los Alpes. Los geólogos alemanes y los rusos apreciaron cifras más modestas por cuanto ellos no tenían cumbres elevadas sobre las que hubieran podido registrar mayores profundidades.

Como en un tácito acuerdo todos los autores atribuyen esta sumersión a causas no-catastróficas; ellas incluyeron el desplazamiento del centro de gravedad de la Tierra debido a la alternada glaciación de los hemisferios; la fusión del hielo polar como resultado de la creciente oblicuidad de la órbita; la depresión isostática bajo la carga de hielo; la atracción de las aguas marinas por el hielo, y el enfriamiento subglacial.

Pero la teoría se presta a objeciones insuperables; CHARPENTIER (<sup>58</sup>/<sub>59</sub>, 1835, 1841) demostró esto en forma indubitable; la fuerza de la movilidad de los témpanos está provista por los vientos y por las corrientes marinas cuya fuerza y dirección varían con la profundidad, así que los témpanos de diferente calado derivan en diferentes cursos o a diferentes velocidades. Pero estos agentes, con su oscilante movimiento, no podrían producir la forma dómica de las rocas y haber inscripto las estrías que corrían sobre vastas superficies con sorprendente regularidad, ni las muescas que aparecían sólo en las caras que daban hacia la dirección de donde venía la corriente, en tanto que las caras opuestas aparecían sin ellas, es to, sin contar con el exacto ajuste que debiera haber existido entre la profundidad del mar y el calado de los témpanos. Sólo con esta última objeción ya se tendría suficiente para descartar la hipótesis de la sumersión.

Tampoco explica satisfactoriamente las cuencas rocosas pulidas y libres de escombros, los kettles gigantes, los drumlins, los "crag and tails", la no estratificación del till, la angulosidad de los erráticos y su distribución en definidos regueros que están alineados con la dirección de las estrías, y de los drumlins.

Finalmente es irreconciliable en lo que hace a las relaciones topográficas del límite del acarreo de escombros, tal como lo señalara Charpentier, con los canteros restringidos desde los cuales los témpanos podrían haber irradiado. Esto se deduce fácilmente

de la consideración de que, si la inmersión hubiera sido tan potente como para permitir el alcance que señalarían los escombros abandonados, las cumbres montañosas emergentes cubiertas de hielo glacial habrían sido muy pequeñas como para armar tan tremenda flota de témpanos, ya que las partes más bajas no alcanzaban cotas que permitan asignarles una severidad climática productora de abundante hielo.

Como corolario final debe señalarse que los mismos argumentos que sirven para descalificar la hipótesis del material a la deriva, concurren a establecer la glaciación por hielo terrestre. Tanto las rocas estriadas como las aborregadas encontradas antes son producidas exactamente iguales por los glaciares actuales, lo que fatalmente condujo a la inferencia de su origen tal cual hoy se concibe.

## 7. LA TEORIA GLACIAL

Aunque la presencia de los glaciares era conocida por supuesto desde mucho antes, según toda apariencia fue J.J. SCHEUCHZER (1707-08) quien comenzó con su estudio, aunque precario, ya que observó y consignó el flujo y la estratificación de los glaciares, así como su transporte de material. Pero fue sin duda de Saussure quien, hacia fines del siglo XVIII, dió un poderoso impulso a esta actividad ya que agregó una abundante información a la hasta entonces obtenida; fue él quien en 1787 reconoció los rodados yacentes sobre las laderas de las montañas del Jura, todavía claramente provenientes de los Alpes, a 80 km al sur. A comienzos del siglo XIX, G. Wahlenberg fue el promotor de la mayor parte de lo que estaba llamado a conocerse acerca del hielo noruego en su época, él observó el arrastrarse de los glaciares hacia abajo, el origen de las grietas incluyendo la rimaya, la transformación de la nieve en firm o neviza, las morenas, las estrías producidas por el hielo y las turbidas corrientes glaciales. El estudio de los glaciares volvió a estancarse, aún después de la aparición de los Voyages de Saussure, con la sola destacada excepción de Ignaz Venetz-Sitten; con todo, la atmósfera de la época, el espíritu del tiempo estaba cargándose de inquietudes motivadas por el problema glacial, situación que estaba llamada a conducir al estallido de actividad ocurrido en la cuarta década del siglo. Fue en ésta que se hicieron presentes Agassiz, Desor y otros con sus investigaciones en el glaciar Aar,

15  
y, Tyndall y Forbes en Chamonix. Los años 1840 y 1841 fueron memorables en la historia de la investigación glacial ya que aparecieron en rápida sucesión las publicaciones de J. Fröbel, C. Godeffroy, C. Martins, C.M. Engelhardt, C. Rendu, L. Agassiz y J. de Charpentier.

El retroceso de los glaciares alpinos al promediar el siglo condujo a un esfuerzo o empeño general por estudiarlos en detalle; se elaboraron mapas de los glaciares comenzando a insinuarse aquí una técnica especial para ellos; así F. Simony elaboró mapas del Dachstein, F. Seeland del Pasterze, E. Richter del Karlingerkeer y del Obersulzbachferner, S. Finsterwalder del Gliederferner, el Gepatschferner y el Suldenferner, etc., etc. Una nueva fase comenzó con la fundación de la Comisión de Glaciares del Club Alpino Suizo en 1869, y con la sistemática investigación del Glaciar Rhone.

Según el Dictionnaire des Sciences Naturelles de C.P. BRARD (34,1821) habría sido un guía alpino apellidado Deville quien primitivamente atribuyó el origen de los erráticos al transporte por los glaciares. Fue a BORDIER (22,1773) a quien correspondió en realidad el acierto de ser quien formalmente reconociera su origen. J.A. De Luc, N. Desmarest y de Saussure, casi simultáneamente observaron que los glaciares transportaban material.

Tal como ha ocurrido con otras teorías científicas notables, la teoría glacial se le ocurrió a diversas personas casi al mismo tiempo, aunque no en idéntica forma. En 1822, K. Kastofer publicó en Bemerkungen auf einer Alpenreise..., que sobre la base de las superficies rocosas estriadas, arribaba a la conclusión de que los glaciares alpinos habían tenido una extensión mucho mayor que la de su actualidad; otros naturalistas llegaban a igual conclusión a partir del examen de los erráticos y de las morenas distantes del hielo de entonces. CHARPENTIER (59,1841) dice que Y.Y. Perraudin, un cazador de antas del Val des Bagnes en los Valais observó en 1815 la alineación de los bloques erráticos y las estriaciones paralelas con los ejes longitudinales de los valles, lo que lo llevó a concebir el valle del Rhône como lleno en algún tiempo con un vasto glaciar único que llegaba hasta Martigny. Este habría sido quien sugirió a Venetz y a Charpentier la idea clave. Venetz se interesó por primera vez en el estudio de los glaciares cuando fue designado, en su condición de ingeniero, para proyectar un drenaje para las aguas que en Merjelen See, indicaban aquellos. En su Mémoire sur



les variations de la température dans les Alpes de la Suisse, (216, 1821), trabajo presentado ante la Sociedad Helvética de Ciencias Naturales en Luzerna, llevó los límites del hielo hasta las montañas del Jura.

Un colega de la Sociedad Helvética, Jean de Charpentier, que se manifestó en un principio muy incrédulo al respecto, fue estimulado por otros miembros asociados, por lo que organizó una expedición destinada a reunir material para refutar a Venetz; pero a fines de 1834, y como fruto de su reciente viaje, presentó CHARPENTIER (<sup>584</sup>/<sub>54</sub>, 1835, 1841) una comunicación con la cual apoyó decididamente los puntos de vista de Venetz a los que vigorizó con las pruebas obtenidas. En su clásico trabajo de 1841 incorporó sus observaciones de 25 años de incursiones montañosas, ordenadas ahora conforme a su nueva concepción. Su confirmación de la ponencia previamente hecha por de Saussure y otros acerca de que los valles eran quienes determinaban la dirección seguida por los erráticos y las estrías, demostró que la glaciación siguió y no precedió a la erección de las montañas como Agassiz había supuesto. Anticipándose a todos los demás investigadores, HUTTON (121, 1795) apoyó resueltamente la idea de que los glaciares suizos se habían esparcido hasta muy lejos sobre las planicies; FLAYFAIR (174, 1822) ya en 1802 había apodado a los glaciares "los más poderosos motores, sin ninguna duda, que la naturaleza emplea para el transporte de los erráticos". Cuando la finalización de las guerras napoleónicas le permitió en 1816 inspeccionar personalmente los erráticos yacentes sobre los flancos del Jura, su convicción se vió más vigorizada que nunca.

Jens Esmark en 1824 en Noruega había llegado a una conclusión similar para el Noroeste de Europa, observando las morenas (que llevan su nombre) en Lysefjord y que tienen superficies aplanadas y acanaladuras en las rocas, rasgos evidentemente producidos por los glaciares existentes. Fueron estas las primeras morenas descritas como tales en el Noroeste de Europa.

BERNHARDI (22, 1832) comparó los erráticos germanos del Norte con los de Suiza y trazó un cuadro del país bajo una gruesa capa de hielo polar, frialdad climática que los mamuts siberianos congelados venían a confirmar. El sublime GOETHE (103, 1829) mismo que, aunque algunos sugieren concibió en modo independiente otros sostienen que probablemente confió en conclusiones ajenas, afirmó que los glaciares habían nacido al Norte de Alemania, excéntricos de sus

entonces presentes posiciones.

Pero como ni Playfair ni Bemark se preocuparon por desarrollar la teoría glacial como tal ni procuraron fortalecerla con hechos adicionales, la teoría en ciernes languideció y fué materia de objeciones entre las que sobresalieron los requerimientos de un clima frígido y la demanda de glaciares de dimensiones continentales. Como en el Noroeste de Europa, los glaciares fácilmente accesibles al estudio y las morenas con rocas estaban ausentes, la aceptación de la teoría fue diferida por algún tiempo. En general ocurrió que siendo las morenas menos llamativas que los erráticos, no fueron suficientemente esgrimidas como argumento glacial.

## 8. LOUIS AGASSIZ

Es indudable que la exposición del concepto de la glaciación por hielo terrestre tiene por iniciadores principales a Hutton, Playfair, Bemark, Venetz y Schimper, y que gran mérito le corresponde a Charpentier por el desarrollo que le imprimió. Pero es evidente también que la imposición final se debe, en modo principal a la energía y al poder de convicción expositiva de Agassiz, como surge de la lectura de pasajes de su vida y correspondencia, E.C. AGASSIZ (2, 1885). Fuerza es reconocer, no obstante, que fueron otros los que sacaron las conclusiones más importantes. Como ocurrió con Schimper en 1837, el poeta-naturalista que fue el primero en sospechar la existencia de la Edad de Hielo, a la que propuso este nombre ante la Sociedad Helvética de Ciencias Naturales. Charpentier data el nacimiento de la teoría glacial en la fecha de la publicación del poema de Schimper.

Con todo, Agassiz ha venido a ser tenido como el fundador de la teoría, a pesar de que en un principio evidenció falta de interés por la causa de la Edad de Hielo y, sobre todo, a pesar de sus crudas ideas catastróficas según las cuales los Alpes habrían sido elevados repentinamente a través de la cubierta de hielo, perforada de este modo y reteniendo consigo gran cantidad de rocas que serían los erráticos. También sostuvo que la fauna preexistente fue destruída y otra nueva creada.

Este gran naturalista suizo estudió los glaciares bajo la conducción de Charpentier como una actividad recreativa para distraerse de su trabajo sobre peces fósiles en que estaba preocupado, lo que le llevó a un conjunto de conclusiones sobre las que basó su

Discours sur l'ancienne extension des Glaciers presentado ante la Sociedad Helvética de Ciencias Naturales el 24 de julio de 1837. En este trabajo y otros subsiguientes, Agassiz pintó la Suiza íntegra bajo una gruesa capa de hielo (grandes nappes de glace) y el norte de Europa similarmente envuelta en el hielo que aprisionó, durante un período de frío universal, a los mamuts siberianos. Aunque este pronunciamiento debió mucho a los autores anteriores que ya sustentaban esta idea, precedió sólo por pocos años a las primeras descripciones de la calota de hielo antártica hechas por J.D. d'Urville en 1842, C. Ross en 1846, y C. Wilkes en 1848.

La Teoría Glacial fue, en su momento, motivo de las más audaces conjeturas de largo alcance y de notable fertilidad en la historia de la geología. DARWIN (66, 1887) en 1881 la comenta como "el más llamativo paso de la geología dado en los previos cincuenta años". Es que resultó tan vasta que fue recibida con incredulidad y hasta con burla. La mayor parte de los contemporáneos de Agassiz, incluso la poderosa autoridad científica de Sir Charles Lyell en Gran Bretaña, W. Whewell, H.B. De la Beche, G.A. Mantell, A. Sedgwick y R.I. Murchison, todos los cuales abogaron por la teoría del Material a la Deriva resistiéndose a aceptar la Teoría Glacial.

## 9. CALOTAS POLARES DE HIELO

Toda nueva teoría con carácter revolucionario que arremete contra conceptos clásicos suele llevar implícita una dosis de extravagancia tendiente a superar con la magnitud del cambio de rumbo, la diversidad de objeciones que debe satisfacer. La Teoría Glacial no escapó a esta frecuente condición que fue parcialmente tal vez lo que produjo la enconada renuencia a su aceptación con que chocó en algunas partes. Al principio se concibió una masa de hielo que unía no sólo la glaciación alpina con la del Noroeste de Europa -punto de vista éste que fue inicialmente postulado también por Agassiz; que posteriormente lo desechó- sino que también concebía, según TORELL (211, 1877), a América como glaciada desde Groenlandia, con lo que la masa de hielo se habría hecho continua a través del Atlántico Norte, ARLDT (13, 1907). El hielo se habría presentado entonces como una masa continua a partir de "hemisferios de hielo" alrededor de los polos. La capa polar o circumpolar que creara la imaginación de Bernardi resultaba atractivamente simple: ella era la forma más plausible para una calota de hielo.



El concepto sobre estas calotas polares encontró el apoyo de Charpentier y de Agassiz, y posteriormente de muchos británicos así como de geólogos de otros países; se llegó de este modo a concebir casi unánimemente entre ellos que las Hébridas por ejemplo, habían sido glaciadas desde el Noroeste. Debido al incremento del gran frío reinante, las capas de hielo se habrían extendido hasta alcanzar las regiones ecuatoriales, penetrando en el valle del Amazonas y en Brasil, Nicaragua, Jamaica, Sud Africa y Australia, o como lo postulara RENOIR (182, 1841a, /1841b) se habrían extendido bajo la forma de una sábana <sup>universal</sup> que rellenó las cuencas oceánicas. Así como ocurrió con los "diluvistas", estos "glacialistas" a ultranza concibieron también la aniquilación total de la vida por acción del hielo, siendo menester entonces una nueva creación, o bien que los sobrevivientes se vieron forzados a ocupar las planicies costeras bajas que quedaron al descubierto cuando grandes cantidades del agua marina fue tomada para las edificaciones del hielo.

Estas extravagancias catastróficas tienen su origen en la equivocada identificación que algunos autores hicieron de los rodados de exfoliación o "cabezas de negros" con erráticos, y de las superficies de descamación, con rocas aborregadas, como ocurrió por ejemplo en Brasil, ~~BRANNER~~ <sup>Branner</sup> (~~1893~~) y <sup>por</sup> CREVAUX (59, 1876).

La capa de hielo polar, en la concepción abrumadora que fuera concebida, fue abandonada, aunque ha sido ocasionalmente defendida en años recientes, especialmente por aquellos autores que centran las calotas de hielo en un polo trashumante y reducen la extensión de las calotas a pequeñas capas de hielo viajeras. Este abandono obedece a dos razones principales. La primera es que el Artico no estuvo mucho más severamente glaciado de lo que se encuentra en la actualidad y a que, como ocurre en Groenlandia, DANA (60, 1873), su precipitación fue insuficiente para alimentar masas de hielo mucho mayores. En segundo lugar, porque los movimientos del hielo, denunciados por múltiples rastros como son los eskers, las estrías en las rocas fijas, los bloques erráticos, no fueron paralelos en todas partes y ni siquiera provenientes del Norte sino que, como muy pronto se demostró para Escandinavia, divergían de centros distintos a los que se denominó "radiantes glaciales". De aquí la crucial importancia que cabe asignar al descubrimiento que hizo BÖTHLINGK (<sup>29</sup>/<sub>30</sub>, 1840, 1841a, 1841b), en la península de Kola y en el Mar

y31

Blanco, de estriaciones que avanzaban "hacia el Norte" en el costa do ártico de los centros irradiantes (en realidad se trataba de un avance hacia el Noroeste).

También en el Artico americano se encontraron rastros de movimientos similares. La perspectiva de que el acarreo de escombros glaciales provinieran invariablemente del Norte, como está implícito en los términos de la ponencia de Murchison del Avance Nórdico, y que tan frecuentemente fuera invocada por los geólogos británicos, condujo a falsas determinaciones de erráticos.

Una tercera y más convincente refutación de las capas circumpolares, un corolario obvio de las dos ya mencionadas que fue advertida sólo mucho más tarde, ocurrió cuando se descubrió que el hielo en tierras tan nórdicas como lo son las de Alaska, Labrador, Groenlandia, Spitsbergen, Rusia y Siberia, tenía un límite nórdico tal como tenía uno sur y que, como DAWSON (1890) lo demostró para Canadá, se retrajo hacia el Sur.

(68)

#### 10. LA TEORIA GLACIAL EN SUIZA

Salvo ocasionales discusiones, la Teoría del Material a la Deriva fue prontamente abandonada para la planicie suiza. Los argumentos de CHARPENTIER (59, 1841) y la retractación de STUDER (206 y 207 1863 y 1839) hicieron mucho para lograr esto y, a mayor abundamiento, las detalladas investigaciones de <sup>GUYOT</sup> ~~GUYOT~~ (1842, 1843, 1844 y 1848) sobre la distribución de los bloques erráticos proveyeron la más refinada prueba que pudiera pedirse. Rastreando el material rocoso transportado, hasta su origen, encontró un orden de sucesión que correspondería al de los picos alpinos, reflejado en la planicie suiza en líneas paralelas de erráticos. Descubrió también incidentalmente que el gran hielo Helvético estuvo formado por varios glaciares, cada uno de los cuales quedó delimitado de sus vecinos por bloques erráticos. El mitin en Chambéry de la Société géologique de France en 1844, al que asistieron Agassiz y Rendu, fue testigo del triunfo final de la teoría en Suiza; FAVRE (84, 1884) en 1875 dio a conocer por primera vez su mapa de la Planicie Suiza en el que aparecen los glaciares Rhône, Aare, Reuss, Limonet y Rhine con detalles a diferentes colores de la primitiva extensión inferida de los erráticos, labor que contribuyó en alto grado a confirmar la teoría glacial en aquella región.

## 11. LA TEORIA GLACIAL EN EL RESTO DE EUROPA

A pesar de que ESCHER (81,1842) demostró acabadamente que las inundaciones producirían resultados en absoluto opuestos a los que se encontraron en los países glaciados, la hipótesis de la sumersión perduró en la región del Báltico durante mucho tiempo. Las evidencias encontradas por Agassiz y por Charpentier de que los glaciares acarreaban erráticos y cincelaban rayones idénticos a los del Noroeste de Europa, tampoco fueron suficientes. Es que cerca del mar, y apareciendo como una incontrovertible evidencia de la sumersión, aparecen arcillas conchíferas, lo que explica fácilmente la tendencia. Además obraba en la misma dirección la vigorosa fe que demandaba la concepción de Agassiz respecto a un descenso general de la temperatura hasta el grado de que sobreviniera una Edad de Hielo.

Pero pasado el tiempo, la confianza en la Petridilauniska Flod y en el mar paleocrístico se fue desvaneciendo. La dificultad en explicar el origen de las aguas de la pretendida inundación, la dispersión radial de los erráticos, las observaciones zoogeográficas de NILSSON (165,1847) en Escandinavia, el importante trabajo de TORELL (210,1859) para Suecia y las investigaciones glaciales de RINK (185,1857, ~~1852, 1853~~) y otros en Groenlandia terminaron por superar la convicción de la inundación. Son ellos, en rigor de verdad, quienes aseguraron el triunfo de la teoría en los países bálticos.

Resulta en cierto modo natural que la conversión se viera retardada en Alemania del Norte ya que allí se presentan pocas superficies estriadas, aunque sí muchos escombros conchíferos al que se une la carencia de altas montañas de donde pudo haber provenido el hielo; mucho se debe también a la directa influencia del diluvista von Buch.

Otto Torell, que había estudiado glaciares en Suiza, Islandia, Spitsbergen y Groenlandia, defendió la Teoría Glacial ante la Deutsche geologische Gesellschaft en 1875, apoyándose principalmente en la fuerza probatoria que le confería el análisis de las estrias en las rocas. Su trabajo fue sostenido por PENCK (171,1879) con lo que se arribó al punto crítico en el curso de la opinión alemana.

La teoría prosperó rápidamente en la Rusia continental en donde fue decididamente apoyada por la mayoría de los geólogos,



pero en los Países Bajos no pudo desplazar la hipótesis de los escombros hasta 1881 y 1885 cuando CALKER (42,1885) postuló la teoría glacial para ese país y reconoció la naturaleza morénica del Hondsrug.

Los geólogos franceses por su parte, se embanderaron indistintamente en una u otra tendencia participando a distancia en la disputa sobre el origen de los acarreos glaciares alpinos y escandinavos. No podía por supuesto la cultura gala, resultante de su arte y de su ciencia, permanecer al margen de tan importante cuestión como lo era el apenas penúltimo capítulo de su historia geológica. El anuncio del descubrimiento de una fauna fría en Auvergne y otros lugares prestó apoyo al concepto glacial. FALSAN (82,1889) que conjuntamente con E. Chantre catalogó los erráticos y las superficies estriadas de la cuenca del Rhone, ha descrito con seguro pulso literario, la progresiva difusión de la teoría glacial en Francia. Cuando el 6 de abril de 1846 Agassiz pronunció su conferencia sobre el tema ante la Société géologique de France, la teoría glacial barrió en aquel país con las demás.

## 12. LA TEORIA GLACIAL EN GRAN BRETAÑA

William Buckland, profesor de geología en Oxford y destacado proponente de la teoría de la inmersión se sintió fuertemente interesado por los descubrimientos realizados en Suiza, razón por la que en 1838 hizo una visita a Louis Agassiz quien prontamente le invitó a que ambos examinaran "in situ" las evidencias en que basaba su teoría. Convencido Buckland de que su propia interpretación no duraría ya mucho tiempo en pie, dado lo correcto de gran parte de las inferencias de Agassiz, invitó a éste a visitar el Reino Unido, viaje que se concretó en 1840. Al acompañar a Agassiz mientras éste hacía sus observaciones adhirió calurosamente a sus conclusiones que luego fueron expuestas por ambos, individualmente, ante la Sociedad Geológica de Londres; el primero en exponer fue Agassiz quien desarrolló el tema: "Sobre los Glaciares y la Evidencia de su haber Existido en Escocia, Irlanda e Inglaterra". Buckland siguió a Agassiz esa misma noche del 4 de noviembre de 1840 con una conferencia sobre: "La Evidencia de Glaciares en Escocia y en el Norte de Inglaterra" en que valientemente se retractó de sus opiniones diluviales.

El debate que siguió fue muy vivo y evidenció la enconada oposición con que tendría que habérselas la teoría que había llegado para batirse en Gran Bretaña.

La visita de Agassiz convenció sólo parcialmente a Lyell quien se avino a admitir que los glaciares habían desembocado de los Grampianos sobre las tierras bajas de Angus. DARWIN (64,1842) reconoció que las estriás, rocas aborregadas y bloques encaramados, eran relictos de antiguos glaciares en Carnavonshire.

En cuanto Agassiz abandonó Gran Bretaña ocurrió una parcial pero notoria recaída entre los geólogos británicos. Así por ejemplo DARWIN (65, ~~1849~~, 1855) intentó demostrar que los témpanos podían hacer marcas rectilíneas sobre las rocas fijas, mientras que BUCKLAND (38, ~~1841~~, 1842) refirmó su original fe en las ondas diluviales y corrientes acuáticas como parte al menos de la explicación de los fenómenos. Sobrevino a esto una fase ecléctica en la que alternaban el hielo terrestre y la sumersión. Se admitió una secuencia británica que consistía en una primera glaciación extensiva por hielo terrestre seguida por una "Gran Sumersión" durante la cual el mar, lenta o repentinamente ascendió hasta alcanzar los límites superiores de los escombros conchíferos; en tercer y último lugar habría sobrevenido una gradual re-emergencia en la que una segunda instalación de glaciares habría arado los escombros marinos.

Es interesante seguir el curso del cambio gradual del punto de vista de los británicos respecto al modo de acarreo de los bloques erráticos; esto puede hacerse consultando los informes hechos por el Comité de Rodados de la Real Sociedad de Edimburgo (Proceedings 1872-84) sobre el intercambio de información de éste con el Comité de Cantos Rodados de Francia; al principio los erráticos eran aludidos como material transportado por balsas de hielo; posteriormente en cambio, se habla concretamente de glaciación local. La conversión fue acelerada por los informes del Comité de Bloques Erráticos de la Asociación Británica publicados anualmente entre 1873 y 1913: ellos pusieron de manifiesto su modo de dispersión a partir de centros definidos. La evolución de la opinión británica quedó reflejada en la aparición de trabajos que, como jalones que marcaron el camino del progreso hacia el esclarecimiento, clavaron: GEIKIE (99, 1863) sobre Escocia, el ensayo de CROLL (53, 1870) sobre el till de Caithness y la primera aplicación del transporte por hielo a la

dispersión del granito Shap en erráticos y, ~~TIKEMAN~~ (209,1872) 1875 § quien fue realmente el primer británico que arriesgó un decisivo ataque a la idea de la sumersión de Inglaterra. La teoría glacial por sí sola explicó satisfactoriamente los fenómenos en áreas montañosas tales como Escocia, Gales, Donegal y el Lake District, así como también en las tierras bajas, como ser Caithness, Holderness, East Anglia y Planicie Central de Irlanda.

No obstante, la sumersión porfiaba todavía en su conscripción de adherentes; la naturaleza del till, sus inclusiones de foraminíferos y de perfectas conchas, conjuntamente con otros hechos, habían conducido a una resurrección de aquella, fortalecida ahora con una incrementada fe en las oscilaciones isostáticas. Con algunas excepciones, ahora el monto de la sumersión reclamado, que antes fuera de unos 600 m, se conforma con cifras más modestas; GREGORY (105,1921) que es su principal defensor sugirió una sumersión de 120 m para Irlanda Central, en tanto que otros postulan 150 m para Escocia.

En época reciente también se ha sostenido que la glaciación del Mar del Norte en Anglia Este fue un episodio en el medio de una transgresión marina, ~~BOSSCH (11,1937)~~, y que los tills de Holderness fueron depositados en el agua, como se deduciría de la presencia de cloruro de sodio en los tills de tierra adentro, denunciados por MELMORE (151,1945).

### 13. LA TEORIA GLACIAL EN NORTE AMERICA

El año 1846, Agassiz se hizo cargo de su cátedra en Harvard significando su presencia para Norte América, un importante apoyo a la difusión y aceptación de la Teoría Glacial en su medio; en efecto, de inmediato inició Agassiz trabajos y estudios en los que aplicó la teoría en las Montañas Blancas y en los Grandes Lagos, cuyos resultados publicó AGASSIZ (6,1848) en los Proceedings of the American Association for the Advancement of the Science. Aunque defendida por los compatriotas de Agassiz, la teoría encontró en América, sólo pocos adherentes entre los que se destaca HITCHCOCK (118,1841) que fue uno de los primeros en adoptarla a continuación de la lectura de los trabajos presentados por Agassiz y por Duckland en Londres. Pero esta tan rápida adhesión era el fruto de una humoral personalidad ya que, cuando en 1841 y 1842 Marchison y Lyell

visitaron Norte América, el propio Hitchcock fue su más fervoroso correligionario en la teoría de la sumersión.

Empero, el apoyo de DANA (<sup>61</sup>62, 1856a, 1856b, 1865) en 1855 y años posteriores condujo a una aceptación <sup>62</sup>general, aunque no fue sino hasta 1867 que se reconoció universalmente y fue tomada como base para los reconocimientos de campo. La gran elevación a que se encontraban los erráticos y la ausencia de montañas en el centro del continente de las cuales pudieron haber provenido los glaciares, son causa de su tardío reconocimiento. A pesar de esto, fue en Norte América precisamente en donde hubo el núcleo de geólogos más radicalmente glacialistas, no importando el hecho de que sus lugares de trabajo quedaran usualmente alejados del mar.

Fuerza es reconocer que la teoría glacio-flotante todavía había quedado significativamente retenida, aún por tan convencidos glacialistas, como debía ser Dana y como debería haber sido <sup>AGASSIZ</sup> Agassiz (7, 1876) ya que ambos aparecen admitiéndola en la interpretación del litoral Atlántico. Es así que los escombros conchíferos de Boston, por ejemplo, fueron tenidos como prueba de sumersión hasta que ~~UPHAM~~ (<sup>UPHAM</sup> 1889a, 1889b, 1894) aplicando las conclusiones de Lewis y otros en Gran Bretaña afirmó que el hielo los había dragado del fondo marino adyacente.

14. EL PROBLEMA DE LOS ESCOMBROS CONCHIFEROS

Las objeciones que se oponen a la Teoría Glacial son en realidad pocas y su dificultad está condicionada en gran medida por el imperfecto conocimiento que se tiene de las capas de hielo. Se ha dicho así, ~~DANSON~~ (~~1885~~), que las capas de hielo del Pleistoceno son, climáticamente imposibles de alimentar, y que su flujo a través de terrenos irregulares o sobre vastas planicies con pequeño o ningún gradiente, o hasta con declives reversos, demanda poderes por parte del hielo que, se asegura, no coinciden con sus cualidades conocidas. Ha sido DUROCHER (78, 1846) el primer y principal expositor de esta argumento. Hasta Charpentier resultó impotente en sus últimos años para reprimir un sentimiento de desasosiego en lo concerniente a la hipótesis glacial.

Es muy probable que ante el apremio por explicar satisfactoriamente la innegable presencia de las acumulaciones conchíferas, ampliamente distribuidas en las partes costeras de las Islas Britá-



nicas, los glacialistas en ciernes y hasta los confesos giraran tan agudo problema a la confusión atribuyendo su ocurrencia a "desperdicios de la alimentación de pueblos prehistóricos". Se ha registrado la presencia de estos conchíferos, LAMPLUGH (132, 1891), ~~LENDALL (-, 1899)~~, WOODWARD (221, 1886) desde Cleveland hasta Anglia Oriental en el Cheshire Gap entre los Peninos del Sur y el Norte de Gales según ~~MURCHISON (-, 1834)~~, MORTON (157, 1871) y otros, y a lo largo de las costas nórdica y occidental de Gales, BELT (20, 1874) y TRIMMER (213, 1853), desde Anglesey a Pembrokeshire. En Escocia, CHARLESWORTH (55<sup>5</sup>, 1926a, 1926b), PEACH y HORNE (170, 1881) y JAMIESON (123, 1882), ellos ocurren en Caithness, Bauff, Aberdeenshire, costa de Ayrshire, etc. También se los encuentra en la Isla del Hombre y en Irlanda Costera, LAMPLUGH et al. (133, 1903), COLE y HALLISSY (44, 1914), DE HINCH (70, 1902) y otros.

Los depósitos clásicos de Gran Bretaña están al Oeste de Macclesfield a 390 m sobre el flanco Oeste de la Cadena Penina, en Gloppa cerca de Oswestry a 340 m, y en la Montaña Tres Rocas, Dublin a los 366 m. En Moel Tryfaen se encuentra la más célebre de todas; los lechos de las corrientes de gravas conchíferas, descubiertas por TRIMMER (212, 1831) yacen sobre la primera elevación del terreno sobre el Estrecho de Menai a 390 m y contiene muchos moluscos y foraminíferos. Es interesante la historia de la opinión sobre estos depósitos porque ella resume la totalidad de las teorías británicas sobre la materia: inundaciones, ondas de traslación, témpanos, hielo a la deriva, hielo costero, el mar que se precipita sobre la tierra, y calotas de hielo, todos, han sido invocados.

Las caparazones marinas de los escombros británicos, salvo las de Kintyre y de Clava en donde ellas forman un lecho, suelen encontrarse diseminadas entre arenas, gravas o arcillas. De las numerosas especies de moluscos encontrados, los más comunes son quizás la *Cyprina* islandica, la *Tellina*, y la *Turritella*. Se encuentran en amplia difusión, foraminíferos propios de profundidades moderadas y de mares ligeramente más fríos en la proximidad de la costa que los actuales, habiéndoselos registrado desde Irlanda y las Hébridas en el Oeste, hasta Cambridgeshire en el Este. Suelen presentarse hialinas en apariencia y vacías de materia mineral confundiendo con ostracodos y espículas de esponjas en arenas que rellenan el interior de las espirales de *Turritella* y las cavidades que

la *Saxicara rugosa* ha cavado. En asociación con moluscos y foraminíferos aparecen articulaciones terminales de los garfios de cangrejos, rayos y discos de estrellas de mar, espinas de *Echinus* y *Spatangus* y ocasionales lapas y sérpulas.

Los escombros alemanes han producido caparazones de agua dulce y los que bordean el Báltico desde Rusia en el Este hasta Dinamarca en el Oeste, contienen caparazones marinos y foraminíferos.

A lo largo del litoral atlántico de los EE.UU. y del Canadá han sido encontrados escombros conchíferos, como ser en Cape Cod, Isla Reina Charlotte y en el valle del San Lorenzo. Los foraminíferos, transportados por el viento conjuntamente con polvo de los bajíos marinos del Oeste del continente han formado depósitos en el Saskatchewan River y otros lugares del corazón del Canadá en alturas de hasta 580 m. ANDERSSON (11,1908) y HALLE (110,1910) han consignado arcillas con caparazones marinos en lechos subyacentes de hasta 10 m de espesor en la Patagonia.

Fueron CROLL (53,1870) y TIDDEMAN (209,1872) los primeros en Gran Bretaña que aseguraron que las caparazones habían sido dragadas por el hielo que avanzaba sobre el fondo del mar. Algún tiempo más tarde JAMIESON (123,1882) aplicó este concepto en la interpretación de la zona de Aberdeen, y BELT (20,1874) y otros a sitios en los que los depósitos de caparazones marinos se encontraban muy altos. Se debe tener muy en cuenta la sagaz observación-advertencia que LEWIS (36,1886) hizo respecto de las famosas caparazones en el sentido de que en realidad se trataba de "guijarros de caparazones" o escombros de caparazones, como los bloques erráticos transmarinos con los que están asociados. Su naturaleza errática ha sido completa y abrumadoramente demostrada, es así que los bivalvos rarisísimamente se encuentran unidos o en yuxtaposición, la epidermis casi nunca ha quedado preservada y las caparazones suelen estar tan molidas que han quedado reducidas a "migajas". Los especímenes hallados enteros suelen ser diminutos foraminíferos y pequeños gasterópodos, como ser *Trophon* y *Fusus*.

J. WRIGHT (225,1896) da cuenta de que se han encontrado delicadas y largas espinas de *Polystonella crispata*, delicadamente preservadas en el escombros conchífero de Glasgow, y MATHER (147,1942) recientemente ha señalado la presencia de diatomeas y espículas de esponjas en el de Cape Cod. Pero esta perfección no es incompatible

6

con el transporte glacial porque la arena envolvente, la grava o la arcilla fueron muy probablemente congeladas reciamente antes de que la corriente de hielo las encerrara y acarrearla englacialmente, tal como PEACH y HORNE (1881) lo habían explicado antes. Esto está concluyentemente probado por las caparazones perfectas, con las epidermis sin lastimaduras encontradas en masas recientemente transportadas en Tierra Victoria Sur, en el glaciar que pasa al lado de la Casa de Nordenskjöld en Snow Hill en la actualidad (observación personal); y en las más pequeñas islas Articas, en Groenlandia y en Spitsbergen. Frágiles foraminíferos cretácicos han sido acarreados unos 210 km desde Canadá hasta Montana, como lo ha consignado KAYE (1952). REID (1885) apreciaba que la mejor prueba de este modo de transporte la constituía el estado de las caparazones finamente pulidas y estriadas que, por otra parte se encuentran a veces rellenas con material diferente del que las rodea. La mezcla de especies correspondientes a diferentes temperaturas es otra prueba del largo transporte glacial desde un fondo marino. LAMPLUGH et al. (1903) ha consignado formas frías y calientes íntimamente asociadas en la Isla del Hombre.

Bancos de caparazones formados sobre el piso del mar fueron capturados por mantos de hielo que barrieron el fondo; o el hielo que ya los había incorporado a su masa recibió importantes incrementos que lo pusieron en marcha hasta ganar el suelo firme continental.

## 15. CONCLUSION

La incontrolada fantasía, las crudas generalizaciones, las vagas conjeturas de la infancia de la geología han dado paso a un cuerpo de bien sustentadas inducciones. Las ideas sobre desastrosos cataclismos han debido ceder su lugar a las que proponen una ordenada secuencia de eventos.

La Teoría Glacial, que al principio no fue más que una hipótesis de trabajo, una postulación, ha pasado exitosamente por el más minucioso escrutinio y la más rigurosa censura, lo que le ha significado su promoción a la categoría de una doctrina fundamental de la geología. Aunque no sin dificultades, ella explica mejor que sus rivales un amplio margen de fenómenos y se apoya para ello en un sólido cuerpo de evidencias.

EL HIELO Y SU EVOLUCION

El fuerte impulso que venia manifestándose progresivamente en lo que se refiere a la investigación geofísica, quedó concretado en empresas de magnitud desconocidas hasta entonces cuando desembocó, en 1957-58, en la del año Geofísico Internacional (A.G.I.) y su posterior continuación de algunas actividades durante el plan de Colaboración Geofísica Internacional (C.G.I.). El intercambio de científicos, la generalización de los métodos e instrumentos elegidos como más apropiados, y la abrumadora cosecha de datos produjo un acopio de información sobre la geofísica del planeta cuya elaboración total llevará seguramente décadas. Pero de lo que se lleva ya analizado y computado, pueden inferirse algunas conclusiones generales entre las que se destaca con perfiles netos, el rol del hielo en los fenómenos geofísicos y en las leyes generales de su distribución y cambios. Es que, según SHUMSKIY et al. (202, 1964), el gran progreso logrado en la glaciología en esta oportunidad, puede ser atribuido a tres razones fundamentales: a) la simultaneidad de las observaciones sobre la mayor parte de las áreas conteniendo hielo, conforme a un plan único, b) el estudio de todos los procesos geofísicos interdependientes, y, c) una considerable extensión de una teoría física de los fenómenos del hielo.

La labor de investigación glaciológica ha continuado en diversos países ajustándose a programas locales y bilaterales. El desarrollo del Decenio Hidrológico Internacional (D.H.I.) actualmente en ejecución, ha determinado una nueva acción colectiva que atiende a planes de investigación que, no sólo simultánea e internacionalmente, sino también durante una década íntegra, practicará observaciones hidrológicas entre las que se hallan involucrados los aspectos que cubre la glaciología. En esta empresa participa también la Argentina, que espera obtener



un conocimiento glaciológico regional más acorde con el que se tiene de los demás aspectos hidrológicos de su territorio.

El Intercambio de Calor Externo y su Relación con el Hielo

La Tierra posee una especie de "funda" en la que se producen temperaturas inferiores al punto de fusión del hielo, lo que posibilita la formación y conservación de éste, sino en la superficie terrestre misma, en el aire. Esta funda de aproximadamente 100 Km de espesor fué denominada por DOBROWOLKI (76, 1923) con el nombre de criosfera y se encuentra entre la zona de las altas temperaturas interpuestas entre la estratósfera y la ionósfera, por la parte superior, y la zona de las altas temperaturas de la corteza terrestre por debajo. Significa esto que los límites de la criosfera varían en el curso del año; es así que para las regiones de pergelisol, SHUMSKIY (197, 1957) señala que está continuamente siendo separada en una parte subterránea y en otra atmosférica por la superficie terrestre caliente y las capas inferiores del aire. En la corteza terrestre la criosfera suele penetrar hasta una profundidad de 600 m. De modo entonces que, expresándose en un sentido restringido, se puede decir que la criosfera es la esfera de distribución del hielo. Debajo de ella no hay condiciones termodinámicas adecuadas para la existencia de hielo; encima de ella no hay prácticamente moléculas de agua -su concentración es del orden de  $10^{-6}$ - dado que la tropopausa con sus bajas temperaturas actúa, según BATES (17, 1957) "como una trampa para el vapor de agua".

La precipitación atmosférica, conforme a BERGERON (21, 1928) suele estar vinculada al proceso de condensación de vapor de agua de gotitas superenfriadas en cristales de hielo que precipitan saliendo fuera de las nubes. Es la distribución de temperaturas y de humedad en las capas de aire más bajas, lo que determina que esos cristales alcancen la superficie de la tierra en forma de partículas sólidas o /

lluvia, o aún, que no lleguen a ella por haberse evaporado nuevamente en el trayecto. En algún tiempo este modo principal de condensación fué considerado como el único, pero en la actualidad se han observado algunos casos de formación de lluvia sin transición a través de la forma sólida. Pero aún si se supone, para mayor seguridad en el cálculo, que este modo principal de condensación es el que produce sólo las tres cuartas partes de la precipitación atmosférica, entonces resultaría que tiene lugar en la criosfera de la Tierra la cristalización y la fase de transformaciones reversas de aproximadamente  $4,29 \times 10^{20}$  gm/año de hielo, con liberación y absorción de más de  $2,66 \times 10^{23}$  cal/año. El calor de la fase de transformación del hielo hace casi el 35 por ciento del total del intercambio externo de calor de la Tierra como planeta que alcanza un valor aproximado de  $7,65 \times 10^{23}$  cal/año, sin contar la energía reflejada. De este modo, la liberación del calor por cristalización, la transferencia del hielo hacia abajo y, en las latitudes menores, la subsiguiente absorción de calor de fusión es un poderoso factor de redistribución de calor entre la troposfera superior y la superficie de la Tierra. Sus efectos causan un descenso en el límite inferior de la criosfera y un decrecimiento de los gradientes de temperatura en la zona de transferencia.

Además, el efecto del hielo en los procesos de radiación promueve el enfriamiento de la superficie de la Tierra. El 74 por ciento de la radiación solar de onda corta asimilado por la Tierra es absorbido directamente por su superficie, cuyo albedo promedio según BUDYKO (39, 1956), es del orden del 0,14. Al mismo tiempo la troposfera es opaca a la radiación terrestre de onda larga debido a la considerable cantidad de vapor de agua, anhídrido carbónico y ozono que contiene.

BADY (79, 1957) al tratar la circulación general de la atmósfera y de los océanos, sostiene que la superficie de radiación efectiva desde la cual la radiación de la Tierra va al espacio sin absorción



H.3

secundaria es aproximadamente el medio de la troposfera. Debido a este efecto de invernadero o incubadora, la radiación entrante excede a la saliente en un valor promedio de  $6,8 \times 10^4$  cal/cm<sup>2</sup>/año. Este exceso de calor es transferido hacia arriba con el flujo de aire turbulento.

Refiriéndose al balance térmico de la superficie de la Tierra, BUDYKO (39, 1956) sostiene que la superficie de radiación efectiva de la Tierra alcanza solo el 29 por ciento del total de la radiación terrestre, como resultado de lo cual la superficie de la Tierra, absorbiendo la radiación, resulta ser 40° más caliente que la superficie de radiación efectiva.

Esta situación tiende a ser radicalmente modificada por el hielo ya que éste, y en especial la cobertura de nieve, son los únicos tipos ampliamente distribuidos en la superficie natural de la tierra teniendo una más alta reflectividad -del 0,45 al 0,95- que el albedo promedio del planeta que es de 0,40. Al mismo tiempo la capacidad radiativa de la cubierta de nieve alcanza al 0,99 de un cuerpo negro absoluto. Esto es importante porque su consecuencia es que tanto el Antártico como el Ártico centrales, cubiertos constantemente de nieve y hielo tienen -a diferencia del resto del planeta- un balance de radiación anual negativo, y resultan ser potentes fuentes de enfriamiento.

Las temperaturas de la superficie de la nieve a menudo caen por debajo de las temperaturas promedio de la estratosfera (-50° -55°C), y la mínima absoluta de la temperatura de la superficie de la nieve (-88,3° en la Estación Vostok, a 78°27'S. y 106°E., el 24 de agosto de 1960) está próxima a la de la atmósfera libre (-97°C a 23 Km de altitud sobre Halley Bay, a 75°31'S. y 26°36'W., el 9 de agosto de 1959).

Temperaturas en la estratosfera, anormalmente bajas, resultan de la influencia de la superficie de nieve-hielo subyacente. La razón está en la ausencia de calentamiento convectivo de la troposfera desde abajo. La existencia de la troposfera sobre las capas de hielo polares está justificada sólo por advección de aire caliente en profundas inversiones sobre el hielo. Cubierta por éste, la superficie de la Tierra se torna de una fuente de calor, en un absorbente del mismo, impidiendo el desarrollo de la inestabilidad atmosférica convectiva que crea un efecto de invernadero y tiende a desempeñar el papel de una superficie radiante efectiva por sí misma.

Si toda la superficie de la Tierra estuviera cubierta con hielo, la atmósfera caracterizada por la ausencia de troposfera diferiría completamente de la presente. Con un albedo de 0,80, el intercambio de calor atmosférico disminuiría unas tres veces -a  $2,55 \times 10^{23}$  cal/año. La temperatura promedio de la superficie estaría condicionada por el balance de radiación y, de acuerdo a la ley Stephan-Boltzmann, sería de  $184,6^\circ \text{K}$ , o lo que es lo mismo,  $-88,6^\circ \text{C}$ . En comparación con la presente ( $14,3^\circ \text{C}$ ), la temperatura promedio de la superficie caería más de cien grados centígrados.

La tierra no ha estado nunca completamente glaciada, el estado opuesto de la superficie es, evidentemente, uno caliente, sin hielo, y éste ha prevalecido durante la mayor parte de la historia de la Tierra. Pero ahora que en promedio durante un año, unos 72.000.000 de  $\text{Km}^2$  de la superficie de la Tierra, en latitudes altas y medias de ambos hemisferios están cubiertos con nieve, estas áreas recogen menos calor solar (65 por ciento, o aproximadamente  $3,9 \times 10^{22}$  cal/año, menos que lo normal). Por esto, la presente diferenciación climática latitudinal, en una considerable magnitud, causada por el efecto de las capas de nieve y hielo polares. Ambos estados extremos de la superfi-



H.J.

cie de la Tierra estarían caracterizados por diferenciación de temperaturas, expresadas menos agudamente, de las áreas polares y ecuatoriales y, correspondientemente por una circulación atmosférica menos intensa. Esto ha sido confirmado por la paleobotánica y por otros datos para el estado cálido.

## 2.- Cantidad y Variedades de Hielo

La criosfera contiene en la actualidad un promedio de  $(2,42 \pm 0,30) \cdot 10^{22}$  gm de hielo, alrededor del 1,62 por ciento del agua libre ( $1,5 \times 10^{24}$  gm) y 0,0004 por ciento de la masa de la Tierra ( $5,976 \times 10^{27}$  gm). Sin embargo el hielo es el mineral sólido más ampliamente difundido de la capa superficial de la Tierra. Es suficiente como para formar una capa continua sobre la total superficie terrestre de  $53 \pm 5,9$  m de espesor. La fusión de todo el hielo, sin considerar movimientos isostáticos compensativos, y con  $0^{\circ}\text{C}$  de temperatura de fusión del agua, provocaría una elevación del nivel del océano de  $64 \pm 8,8$  m. Su área en tal circunstancia se incrementaría en  $(14,9 \pm 1,5) \times 10^6$  km<sup>2</sup>.

La cantidad de hielo que se genera y, que se funde durante el año es de  $4,29 \times 10^{20}$  gm y alcanza a totalizar un promedio del 1,8 por ciento de la totalidad del hielo existente, así que la vida promedio de todas las clases de hielo no excede, al presente, de 56 años. La acumulación del hielo está relacionada con el decrecimiento de la velocidad del intercambio de masa y con la prolongación del tiempo de vida del hielo debido a la reducción del hielo atmosférico de corta vida, por una parte, y al incremento de las acumulaciones del hielo perenne y del estacional, por otra, sobre la superficie de la tierra y en las capas superiores de la corteza terrestre.

Hielo Atmosférico

La velocidad de evaporación y de precipitación ha sido evaluada en  $5,186 \times 10^{20}$  gm/año o sea un promedio de  $10,2 \text{ gr}^2/\text{año}$ , por cuanto el contenido de vapor de agua en la atmósfera corre aproximadamente de  $7 \times 10^{18}$  a  $1,2 \times 10^{19}$  gm. Por lo tanto, la humedad atmosférica hace unos 55 ciclos por año promediando un ciclo por cada 6,7 días. Si no menos de las tres cuartas partes de esa humedad pasa a través de la fase sólida, la velocidad promedio de cristalización del vapor de agua atmosférico, alcanza a no menos de  $3,89 \times 10^{20}$  gm/año ó  $7,55 \text{ gm}/\text{cm}^2/\text{año}$ . No menos de  $2,63 \times 10^{23}$  cal/año de calor quedan liberadas así. De esta manera, el repetido proceso de cristalización y precipitación de hielo atmosférico es la más poderosa fuente de hielo, acompañada por los mayores efectos calóricos: produce el 90 por ciento de la formación anual total de hielo, y el 98,8 por ciento del calor de cristalización.

Cada partícula de hielo atmosférico permanece en el aire durante un corto tiempo y la mayor parte de él se funde o se sublima sin haber alcanzado la superficie de la tierra. Se puede evaluar con cierto grado de aproximación una cantidad promedio de hielo en la atmósfera, por la comparación con las cantidades de otras clases de hielo.

Tomando una longitud promedio de la componente vertical de la trayectoria de los cristales atmosféricos como de 2.500 m, con una velocidad de caída promedio 1 m/seg., se tiene una masa de hielo atmosférico igual a  $1,68 \times 10^{18}$  gm, o sea a  $0,33 \text{ gm}/\text{cm}^2$  del área de la superficie total de la Tierra. Ello da cuenta del 18 por ciento de la masa de vapor de agua y del 0,03 por ciento de la masa de la atmósfera que es del orden de los  $5 \times 10^{21}$  gm.

Cubierta de Nieve

Aparentemente la cantidad de nieve que precipita sobre la superficie de la Tierra es del orden de  $(2-3) \times 10^{19}$  gm/año; corresponde señalar que una parte considerable de esta nieve se funde de inmediato.

47

formando agua sobre el suelo caliente. En la actualidad la cubierta de nieve se extiende anualmente (esto solo por un cierto tiempo) en una área promedio de unos 115 millones de Km<sup>2</sup> y algunas veces hasta una extensión de 126 millones de Km<sup>2</sup>, lo que representa del 22,5 al 24,7 por ciento de la superficie terrestre total. Unos dos tercios de esta área es tierra y el tercio restante mar o hielo marino. En el hemisferio Norte la cubierta de nieve se extiende en un área de 77 a 85 millones de Km<sup>2</sup>, debido a la mayor superficie ocupada por tierra firme, en tanto que, en el hemisferio Sur, más frío, la extensión es de 38 a 41 millones de Km<sup>2</sup>. Por la misma razón la cubierta de nieve cambia de masa grandemente durante el año. Ella alcanza aproximadamente a 54 millones de Km<sup>2</sup> y  $7,5 \times 10^{18}$  gm como minimum a fines del verano del hemisferio Norte, y 91 millones de Km<sup>2</sup> y  $1,35 \times 10^{19}$  gm como maximum al final del invierno del hemisferio Norte. De este modo, la nieve cubre un área promedio de 72,5 millones de Km<sup>2</sup> con variaciones estacionales de  $\pm 18,5$  millones de Km<sup>2</sup>, y la masa correspondiente es de  $(1,05 \pm 0,30) \times 10^{19}$  gm. Casi el 24 por ciento de esta cantidad ( $2,5 \times 10^{18}$  por año) no se funde y contribuye al alimento de los glaciares.

### Glaciares

Los glaciares cubre 16,2 millones de Km<sup>2</sup>, o sea un 10,9 por ciento del área terrestre, y tienen una masa igual al 98,95 por ciento de la masa total de hielo existente. Su masa es 31,9 veces mayor que la masa de agua de la superficie de la Tierra ( $7,512 \times 10^{20}$  gm). Un promedio del espesor de los glaciares de  $1,64 \pm 0,24$  Km, y el valor máximo que ha sido determinado es de 4,3 Km. SHUMSKIY <sup>et al.</sup> (202, 1964) hace notar que de acuerdo a determinaciones no controladas todavía, este valor podría alcanzar a 4,8 y aún a 5,2 Km. Es así que los glaciares resultan ser la principal clase de acumulación de hielo, razón por la cual, períodos de gran extensión de hielo son llamados a menudo glaciales. El área glacial y la masa de la última época glacial del



Período Cuaternario están estimados en 33,6 millones de Km<sup>2</sup> y en 8 x 10<sup>22</sup> gm, esto es, dos y hasta tres veces más que en el presente; en el máximo de aquella época habría alcanzado a los 55 millones de Km<sup>2</sup> y a 1,23 x 10<sup>23</sup> gm, esto es, 3,4 y 5,1 veces más que en el presente según cálculos consignados por KLEBELSBERG (128, 1949), y por OPIK (166, 1957).

Los glaciares son flujos de hielo formado a partir de la nieve (Fig. 2). Los contornos de su parte inferior están determinados en el terreno por los contornos de éste (que gradualmente son modificados por el hielo), y en el agua por el equilibrio hidrostático. La forma de la superficie superior, así como su extensión, están determinadas por las magnitudes del intercambio externo e interno de masa, o sea, del hielo entrante de la atmósfera y de su efusión, o el influjo del hielo y su gasto o desembolso. La velocidad de desplazamiento del hielo está en estrecha conexión con la forma del glaciar y su extensión, y está condicionada por el valor del gradiente vertical de la velocidad de intercambio de masa externo (acumulación y ablación).

Los glaciares pueden dividirse en dos tipos principales: casquetes de hielo y glaciares de montaña. En los casos típicos ellos son decididamente diferentes aunque todos los procesos internos estén sometidos a la misma ley. Su distinción surge de la diferencia en el declive general de la superficie subyacente, o de la relación de los valores de la transferencia vertical y horizontal del hielo de las áreas de acumulación a las de ablación. En las regiones polares, en donde el declive es pequeño y donde la transferencia horizontal sobre grandes distancias es necesaria, bastante hielo fluye a través de cada sección y necesariamente se desarrollan declives de superficie de glaciar debido al espesor. Grandes y gruesos mantos se desarrollan con formas superficiales de elipsoide que, en los casos extremos, no están controladas por la topografía subyacente. La calota de hielo antártica tie-



H.9

ne un diámetro de 4.500 Km y un espesor de 4,3 Km (tal vez 5,2 Km). Por el contrario los glaciares de montaña rara vez alcanzan gran extensión y espesor debido a que los declives empinados causan un rápido flujo del hielo, aun con pequeños espesores. La máxima longitud de un glaciar de montaña (Seward-Malaspina) es de 100 Km; el espesor rara vez alcanza a más de 1 Km y promedia unos 150 m. Las formas de los glaciares de montaña son variadas y están controladas por la topografía. SHUMSKIY (202, 1963) ha tratado exhaustivamente este tema en su trabajo sobre la Cinemática del Glaciar Estacionario.

El desagote glaciar total ( $2,5 \times 10^{18}$  gm/año) es 14 veces menor que el de los ríos ( $3,52 \times 10^{19}$  gm/año) aunque la masa glaciar sea  $2 \times 10^4$  veces más grande que la masa de agua de los ríos ( $1,2 \times 10^{18}$  gm) dado que la velocidad de flujo del hielo es  $\sim 10^5 - 10^6$  veces menor que la del agua. El tiempo de vida promedio del hielo glaciar gira ahora alrededor de los 9.600 años; el tiempo de vida máximo en el centro de la Antártida es de  $\approx 2 \times 10^5$  años.

De todas las clases de hielo natural existente, los glaciares son los que tienen más influencia en los procesos geofísicos y particularmente, geológicos. Debido al efecto de enfriamiento de los mantos de hielo, casi todos ellos tienen una temperatura por debajo del punto de fusión del hielo, hasta de  $-60^\circ\text{C}$  en la capa superior en la Antártida. A pesar de esto, y como una regla general, ellos se funden en el fondo debido al flujo de calor del interior (de la Tierra) y a la generación de calor por la fricción sobre el fondo. Los glaciares de montaña, polares y continentales pertenecen al mismo tipo frío. Solamente los glaciares de clima marítimos húmedos tienen temperatura en el punto de fusión. Ellos forman hasta del 1 al 1,5 por ciento del total de las áreas cubiertas por glaciares.

Fuera de los efectos térmicos, los glaciares, por causa de sus propios volúmenes son el motivo de cambios sustanciales en la topografía y la altitud de la superficie; adicionalmente por sus cambios de masa, provocan movimientos isostáticos compensativos de las masas de la corteza y la subcorteza, como así también movimientos eustáticos del nivel del mar con amplitudes verticales posibles de centenares de metros. Además, los glaciares desarrollan una actividad erosiva de transporte y de acumulación aproximadamente igual en intensidad a la actividad de los cursos de agua, y dejan registrados, geológicamente, sus cambios de medida y algunas peculiaridades de su régimen.

Témpanos

Sólo un poco más de la cuarta parte del desembolso de hielo glaciar se lleva a cabo en la actualidad por medio de la fusión y de la sublimación: el 73 por ciento, o sean  $(1,88 \pm 0,13) \times 10^{18}$  gm/año, del gasto de hielo ocurre por "calving" o alumbramiento y la subsiguiente fusión de los témpanos en su viaje hacia áreas más cálidas. La producción de témpanos en la Antártida, que es del orden de los  $(1,63 \pm 0,10) \times 10^{18}$  gm/año según la estimación hecha por SHUMSKIY y EVTEEV (201, 1963), excede a la del Artico en 6,5 veces si se toma en cuenta la estimación hecha para éste por BADER (16, 1961) que le asigna un valor del orden de los  $2,5 \times 10^{17}$  gm/año. La masa total de témpanos ha sido calculada por HAZANOV (161, 1963) quien obtuvo un valor de  $7,65 \times 10^{18}$  gm, cuyo 93 por ciento, o sean  $7,15 \times 10^{18}$  gm debe ser adjudicado al hemisferio Sur. Trabajos realizados por el Instituto Antártico Argentino en el extremo oriental de la barrera de Filchner durante el período comprendido entre 1957 y 1962 han permitido establecer, LISIGNOLI (137, 1964), que el área que drena esta corriente de hielo es del orden de unos  $1,7 \times 10^6$  Km<sup>2</sup> con una descarga anual de hielo de 90,6 Km<sup>3</sup> de hielo al mar de Weddell.

Los témpanos se distribuyen en un área de aproximadamente 63 millones de Km<sup>2</sup>, o sea el 18,7 por ciento del área total de los océanos, de los cuales 56 millones de Km<sup>2</sup>, según NAZAROV (160, 1961), están en el hemisferio Sur; este último valor corresponde al 83,6 por ciento del área total de distribución de témpanos que, desde luego es considerablemente mayor que la susceptible de poseer hielo marino. En el hemisferio Sur han llegado témpanos hasta los 44° y aún hasta los 57°S; en el hemisferio Norte, y aunque considerablemente más al Sur que el límite del hielo marino, los témpanos son arrastrados por la corriente de Labrador hasta los 36° y 40°N.; en sectores alejados de esta corriente sólo suele encontrárselos en las altas latitudes del Norte.

La vida promedio de los témpanos es de 4 años; en la Antártida es de algo más de 4 años y en el Artico, en donde estan los menos, de sólo 2 años. Pero excepcionalmente, en ambos hemisferios, existen algunos témpanos por largos períodos. En el Artico ocurren cuando quedan apresados en la circulación cerrada del sector Canádico del Océano Artico; en la Antártida, los témpanos viejos suelen tomar la forma de domos y, cuando están encallados, pueden eventualmente integrar un manto de hielo.

Hielo Marino

Alrededor de  $4 \times 10^{19}$  gm/año de hielo se forma por medio de la congelación del agua en la superficie de la Tierra. Este es sólo el 9,3 por ciento del hielo que cristaliza y desaparece anualmente, y su calor latente es de  $3,2 \times 10^{21}$  cal/año. De la primera cantidad,  $3,33 \times 10^{19}$  gm/año, o sea su 83 por ciento corresponde a la generación de hielo marino. NAZAROV (161, 1963) ha calculado  $1,26 \times 10^{19}$  gm/año para el hemisferio Norte y  $2,07 \times 10^{19}$  gm/año para el hemisferio Sur.

La distribución del hielo marino sufre cambios importantes con las estaciones: de 9 a 18 millones de Km<sup>2</sup> y  $(1,0 - 2,3) \times 10^{19}$  gm en





el hemisferio Norte, y de 5 a 20 millones de Km<sup>2</sup>, y  $6,3 \times 10^{18}$  a  $1,8 \times 10^{19}$  gm en el hemisferio Sur. El hielo marino cubre un promedio de 26 millones de Km<sup>2</sup> con variaciones estacionales de  $\pm 3$  millones de Km<sup>2</sup> o sea  $7,2 \pm 0,8$  por ciento del área oceánica total. La masa promedio del hielo marino es de  $3,48 \times 10^{19}$  gm con variaciones estacionales de  $\pm 1,66 \times 10^{19}$  gm, y 149 cm de grueso promedio.

La vida media del hielo marino es de 1,05 años; en el hemisferio Norte resulta ser de 1,3 años, en tanto que en el hemisferio Sur es de 0,8 años. Por supuesto que hay porciones de masa de hielo marino, primordialmente en el límite externo de las capas de hielo que tienen una vida efímera; en estos casos el incremento estacional de hielo tiene lugar mayormente desde abajo, y la fusión ocurre desde arriba, así que las partículas de hielo hacen su progreso hacia arriba a través de la capa de hielo. En condiciones más severas de las aguas costeras Antárticas, el proceso se hace reverso debido a la acumulación de hielo de infiltración constituido por residuos no fundidos de la cubierta de nieve sobre la superficie, lo que conduce a la formación de gruesas losas de hielo y de barreras flotantes de hielo. Tales procesos tal vez tienen lugar, o por lo menos tuvieron lugar en el pasado reciente en el Artico central fuera de las costas del Norte de Groenlandia y del Archipiélago Artico Canadiense, pero actualmente y como una regla general, ellos resultan interrumpidos por el desplazamiento del hielo hacia más bajas latitudes. Para el Antártico, PANZARINI (168, 1960) da cuenta de que se ha descubierto zonas de hielo marino inmóvil que se habían formado en virtud de recientes cambios climáticos de corto período. La última gran barrera de hielo de la costa septentrional de Isla Ellesmere que se había desarrollado a partir de hielo fijo, se partió en islas de hielo en 1962.



TABLA I  
 CARACTERÍSTICAS DEL HIELO

| Clase de hielo    | masa<br>gr             | %      | area de distribución<br>millones de km <sup>2</sup> | %    | Concentración<br>promedio<br>gr/cm <sup>2</sup> | Incremento<br>proporcio-<br>nal de masa<br>gr/año | Vida<br>promedio<br>años |
|-------------------|------------------------|--------|---|------|---|---|--------------------------|
| Glaciares         | $2,396 \times 10^{22}$ | 98,95  | 16,2  | 10,9 | $1,478 \times 10^5$                             | $2,5 \times 10^{18}$                              | 9580                     |
| Hielo en el suelo | $2-6 \times 10^{20}$   | 0,83   | 21,0  | 14,1 | $0,52-23,8 \times 10^3$                         | $6-7 \times 10^{18}$                              | 30-75                    |
| Hielo marino      | $3,483 \times 10^{19}$ | 0,14   | 26,0  | 7,2  | $1,34 \times 10^2$                              | $3,32 \times 10^{19}$                             | 1,06                     |
| Cubierta de nieve | $1,05 \times 10^{19}$  | 0,04   | 72,4  | 14,2 | $1,45 \times 10^1$                              | $2-3 \times 10^{19}$                              | 0,35-0,52                |
| Tómpanos          | $7,65 \times 10^{18}$  | 0,03   | 63,5  | 18,7 | $1,43 \times 10^1$                              | $1,58 \times 10^{18}$                             | 4,07                     |
| Hielo atmosférico | $1,68 \times 10^{18}$  | 0,01   | 510,1   | 100  | $3,3 \times 10^{-1}$                            | $3,89 \times 10^{20}$                             | $4 \times 10^{-3}$       |
|                   | $2,423 \times 10^{22}$ | 100,00 |   |      |   |   |                          |

Hielo en el Suelo y Hielo Dulce

El congelamiento estacional de las aguas en ríos, lagos y en el suelo, con la subsiguiente fusión, es del orden de los  $(6-7) \times 10^{18}$  gm/año y tiene por escenario un área de unos 60 millones de Km<sup>2</sup> de tierras no glaciadas. Alrededor de 21 millones de Km<sup>2</sup>, por debajo del nivel de la variación estacional, sufren temperaturas negativas y sus rocas contienen hielo. Sobre las llanuras el espesor de la zona congelada de la corteza terrestre alcanza a los 650 m, y en las montañas baja hasta los 900 m. Determinaciones, aún sin controlar, asignan, a este último parámetro un valor de hasta 1.300 m.

Las rocas congeladas contienen: (1) hielo-cemento, hielo de segregación e inyección formado durante el congelamiento de la roca; (2) filones y cuevas de hielo, formados por cristalización de agua y de vapor de agua en cavidades de rocas ya congeladas anteriormente; y (3) hielo de superficie que ha resultado enterrado. El hielo complemental que corresponde al grupo (1) es el más común y su mayor parte se encuentra en la forma de cemento y de pequeñas inclusiones. Los grupos segundos y tercero tienen una distribución y una masa total más limitadas, aunque llegan a formar grandes cuerpos.

La masa total de hielo en el suelo puede ser evaluada en  $(2-5) \times 10^{20}$  gm, lo que representa el 0,2-0,5 por ciento del agua litosférica libre (unos  $10^{23}$  gm). La vida promedio de este tipo de hielo está entre 35 y 75 años. No obstante, de hecho la mayor parte de la masa de hielo en el suelo queda excluida de participar en forma activa del ciclo del agua durante la larga existencia en que le corresponde formar parte del suelo permanentemente congelado.

Algunas características de las principales categorías del hielo constan en la Tabla I. La troposfera es la principal fuente de for-

nación de hielo y la superficie terrestre, el principal depositario de su acumulación. Durante el año muchísimas veces resulta que en la tropósfera hay mayor cantidad de hielo que de agua. Sobre la tierra emergida hay 32 veces más hielo que agua.

Teoría

La medida y la distribución de las más pequeñas acumulaciones de hielo están totalmente determinadas por los procesos de intercambio de calor y de masa en su contorno exterior; para el hielo flotante existe también el movimiento causado por fuerzas externas (drift o acarreo de escombros). Los procesos internos tienen influencia sólo en las propiedades del hielo. No obstante, en capas de nieve depositadas en declives, el incremento en el peso, el cambio en su poder de adhesión y de las fuerzas de fricción (o la resistencia de la nieve misma) conducen a las avalanchas. Los procesos internos en los glaciares tienen todavía mayor significación. Como ya se ha señalado antes, sus medidas y formas están condicionadas por la relación de las velocidades de intercambio de masa interno y externo.

Debido a ello es que, junto a cualquier teoría general sobre la estructura, las propiedades físicas y su transformación, tienen significación las siguientes teorías:

- 1.- Una teoría común para todas las clases de hielo, sobre el intercambio externo de calor y de masa, esto es, intercambio entre el hielo y el medio externo (aire, agua, y lecho rocoso).
- 2.- Una teoría de la deriva del hielo flotante.
- 3.- Una teoría sobre la estabilidad de la cubierta de nieve en los declives, incluyendo la formación y el movimiento de las avalanchas.



4.- Una teoría del intercambio interno de calor y de masa en los glaciares. Esto tiene también importancia general porque incluye, como casos extremos particulares, las teorías de intercambio en los cuerpos de hielo inmóvil y cuerpos de hielo pasivamente transportados.

Distribución del Hielo

La distribución de las diferentes clases de hielo depende de diferentes leyes. Para el hielo móvil deben distinguirse áreas de formación y áreas de ablación. El hielo de más movilidad es el más extenso en distribución. A ello se debe que la deriva de los témpanos y de hielo marino permita que éstos sean encontrados regularmente para su formación. Las áreas de ablación de hielo glaciar son menos extensas.

La distribución de áreas de formación de hielo de la hidrósfera, de superficie terrestre y del suelo, está determinada también por muy diferentes condiciones. En la formación del hielo de litosfera, la resistencia térmica juega una parte substancial. La pérdida de calor, necesaria para el arranque de una superficie de congelación, puede fluctuar dentro de un amplio rango dependiendo del espesor de la capa de agua y de su salinidad. La inercia del calor demora apreciablemente los términos del arranque de congelamiento cuando son necesarios cambios en la estratificación de densidad y temperatura en el espesor de la capa de agua.

Las condiciones para la formación de acumulaciones de hielo de superficie, de largo plazo, y de hielo en el suelo, son también enteramente diferentes. Para la acumulación del hielo de superficie es necesaria una tasa de valor positivo en el intercambio de masa anual, mientras que una abundante precipitación (sin fusión o con poca fusión) y una pequeña cantidad de temperatura positiva del aire son favorables. La formación de hielo está condicionada por el predominio del impulso



71/11

enfriante de la capa activa sobre el impulso calentante, o por la disponibilidad de algunos grados-días de congelación hasta el nivel donde penetra la temperatura de fusión en el suelo. Puesto que las condiciones continentales favorecen esto, el límite de las áreas de suelos congelados, con hielo en el suelo, está ubicado en más bajas latitudes en las regiones continentales, especialmente en Asia.

Las áreas de acumulación de cubierta de nieve en las regiones polares están situadas a bajas alturas, en el Antártico pueden hallarse al nivel del mar y, en las bajas latitudes sólo en las altas montañas, condicionada su presencia, antes que nada, por el valor del calor entrante para la fusión. Durante los períodos de fusión los flujos de radiación y de calor turbulento están dirigidos desde la atmósfera hacia el hielo. El calor de radiación juega el principal papel (60-90 por ciento) en la fusión de los glaciares de alta montaña y de la nieve, así como también en la fusión del hielo marino del Artico (debido a su más bajo albedo), mientras que en los glaciares polares de baja altitud, la radiación y los flujos turbulentos son aproximadamente iguales. En el flujo de radiación gastado en la fusión en las montañas, la radiación directa juega la parte básica; en las regiones polares, la radiación difusa es importante. A este respecto, la Antártida durante el verano es similar a los glaciares de alta montaña con la diferencia de que el calor raramente es empleado allí para la fusión.

El límite de acumulación glacial, al par que experimenta un general descenso de altura hacia los polos, desciende también hacia los ejes frontales en la atmósfera donde ocurren sistemas ciclónicos y precipitación; el límite asciende con el aumento de la distancia de lugares de ciclogénesis y fuentes de humedad. El gradiente vertical del intercambio externo de más y la actividad glacial decrece en la última

dirección. Se ha tenido oportunamente de constatar cambios particularmente pronunciadas en donde las trayectorias de aire húmedo son cruzadas por sistemas montañosos. En el glaciar McCall, por ejemplo, en la cadena de Brooks, el gradiente vertical del intercambio externo de masa, es 10 veces menor que en Lemon Creek Glacier, en Alaska del Sur. Hacia el costado húmedo, o sea hacia la costa de Alaska sobre el Océano Pacífico, el límite de la zona de acumulación desciende al máximo y el gradiente de intercambio de masa externo es también el máximo alcanzando un valor de  $2 \times 10^{-2} \text{ gm/cm}^3/\text{año}$ . El límite de acumulación alcanza la máxima altitud, de 6,400 m s n m, en el Tibet, encerrado por montañas, y sólo en las regiones polares más secas el gradiente de intercambio de masa externo es menor.

Pero muchos pequeños glaciares existen debido a la acumulación mecánica de nieve por causa de aludes o por nevizca (nieve arrastrada por el viento), razón por la que tienen una elevada actividad de intercambio externo de masa. Por ejemplo, en los glaciares de los Urales Polares, el gradiente de intercambio externo de masa alcanza a  $(1,5^{-2}) \times 10^{-2} \text{ gm/cm}^3/\text{año}$ , en vez de  $(5-6) \times 10^{-3} \text{ gm/cm}^3/\text{año}$  normal para aquella región.

La forma, la masa, la medida y la distribución geográfica de los glaciares depende de la relación existente entre la altura del límite de acumulación, por una parte, y la altura de la superficie subyacente y su topografía por la otra. Los mantos de hielo cubren una parte considerable de la superficie del terreno al norte de los 60° N. y al Sur de los 50° S., mientras que, en bajas latitudes, los glaciares de montaña cubren sólo parte del 1 por ciento del terreno. Los suelos congelados con hielo ocurren en todas las áreas de terrenos libres de glaciares en las altas latitudes, pero se presentan sólo en pequeñas man-

TABLA II

DISTRIBUCION DEL HIELO EN FUNCION DE LATITUDES

| Latitud geográfica | Porcentaje de área terrestre |                   | Porcentaje de área oceánica | Porcentaje de área total                    |
|--------------------|------------------------------|-------------------|-----------------------------|---|
|                    | glaciares                    | hielo en el suelo | hielo marino                | glaciares, hielo en el suelo y hielo marino |
| 90 - 80 N          | 68,5                         | 31,5              | 92,5 - 97,3                 | 93,2 - 97,6                                 |
| 80 - 70            | 35,8                         | 64,2              | 66,1 - 86,9                 | 76,1 - 90,8                                 |
| 70 - 60            | 4,5                          | 80,3              | 22,8 - 65,2                 | 67,7 - 79,0                                 |
| 60 - 50            | 0,30                         | 45,2              | 7,6 - 35,1                  | 29,3 - 41,1                                 |
| 50 - 40            | 0,07                         | 5,7               | 4,1 - 13,1                  | 5,0 - 9,3                                   |
| 40 - 25            | 0,47                         | 1,7               | 0                           | 0,91  |
| 25 N - 30 S        | 0,00                         | 0,00              | 0                           | 0,00  |
| 30 - 35            | 0,08                         | 0,01              | 0                           | 0,01  |
| 35 - 50            | 0,84                         | 0,1               | 0                           | 0,04  |
| 50 - 60            | 10,9                         | 0,8               | 0,0 - 11,1                  | 0,19- 17,8                                  |
| 60- 90 S           | 99,93                        | 0,07              | 24,5 - 84,2                 | 55,2 - 90,6                                 |



TABLA IIIAREA CUBIERTA POR GLACIARES

| Continente<br>(e islas<br>adyacentes) | Area cubier-<br>ta por glaci-<br>ar en km <sup>2</sup> | Porcentaje<br>de conti-<br>nente | Porcentaje del total<br>de áreas cubiertas<br>por glaciares |
|---------------------------------------|--|----------------------------------|---|
| Antártida                             | 13.914.000   | 99,93                            | 85,81   |
| Groenlandia                           | 1.802.400  | 82,45                            | 11,11   |
| Norte América                         | 217.300  | 0,98                             | 1,34  |
| Asia                                  | 127.100  | 0,33                             | 0,85  |
| Europa                                | 117.000  | 1,01                             | 0,72  |
| Sud América                           | 26.400   | 0,14                             | 0,16  |
| Australia                             | 1.000  | 0,03                             | 0,01  |
| Africa                                | 12   | 0,00004                          | 0,0001  |
|                                       | <u>16.215.212</u>                                      |                                  | <u>100,00</u>   |



chas, en las montañas de bajas latitudes. El hielo marino forma compactas capas polares con notables variaciones del contorno sólo hasta a lo largo de corrientes meridionales en el hemisferio Norte.

La distribución de los glaciares en los continentes y los principales tipos está explicada por las mismas leyes, Tablas II y III.

La nieve y el hielo sobre la superficie y en la capa superior de la corteza terrestre cubren, en promedio un área de 72,4 millones de Km<sup>2</sup>, lo que representa el 14,2 por ciento de la superficie de la Tierra. Las fluctuaciones anuales son del orden que resulta entre 53,6 y 91,2 millones de Km<sup>2</sup> (10,5 al 17,9 por ciento de la superficie de la Tierra) y una máxima absoluta en la época presente de 99,2 millones de Km<sup>2</sup>. Al área con hielo en la superficie de la Tierra y en su corteza, incluyendo témpanos y bandejonas aisladas, promedia los 100 millones de Km<sup>2</sup>, lo que representa el 19,6 por ciento de la superficie de la Tierra, con variaciones anuales de 81 a 119 millones de Km<sup>2</sup> (15,9 al 23,3 por ciento) y una máxima absoluta de 127 millones de Km<sup>2</sup> que representó el 24,8 por ciento de la superficie total de la Tierra.

Si se considera el área de formación de hielo durante el año -a su turno, pero en ambos hemisferios- las cifras correspondientes para las cubiertas continuas serían: 115 millones de Km<sup>2</sup> anuales (el 22,5 por ciento de la superficie terrestre), y hasta 126,5 millones de Km<sup>2</sup> en años excepcionales (el 24,8 por ciento); si lo que se considera incluye las cubiertas no necesariamente continuas de formación de hielo, entonces los valores ascienden a 130 millones de Km<sup>2</sup> anuales (el 25,6 por ciento de la superficie de la Tierra), y hasta 142 millones de Km<sup>2</sup> (el 27,8 por ciento) en años excepcionales.

Cambios Actuales en el Hielo

La totalidad del hielo de todas clases está sujeta a cambios permanentes, tales como procesos de cristalización, precipitación de hielo atmosférico, y transición reversa del hielo a otras fases, que ocurren con bruscos cambios de velocidad. Los resultados de estos procesos conducen a variaciones aperiódicas a corto término, a variaciones periódicas diarias, estacionales y a largo término, así como a cambios irreversibles. La cantidad de hielo atmosférico y la acumulación estacional de hielo sobre la superficie cambian en forma especialmente rápida, en tanto que los cambios de hielo en el terreno (suelo con hielo) son mucho más lentos. Los cambios a largo término de las masas de hielo, especialmente del hielo glaciar, y su conexión con los cambios climáticos es del mayor interés.

Las condiciones de existencia de acumulaciones de hielo a largo término en regiones diversas difieren mucho. Por ejemplo, algunos pequeños glaciares no tienen áreas de acumulación y de ablación ninguna ya que en ellos, la acumulación y la ablación se suceden en el curso del tiempo sobre la totalidad de su superficie. En los glaciares ecuatoriales se observan dos períodos de acumulación y dos de fusión cada año correspondientes a las estaciones húmedas y secas. La cubierta de hielo antártica está prácticamente desprovista de período y de zona de fusión. Por otra parte los frentes de los grandes glaciares en Islandia y otras regiones descienden hasta las zonas de temperaturas permanentemente positivas y están desprovistas de todo período de acumulación. No obstante, en cualesquiera condiciones, el calor externo cuasi-estacionario y los procesos de intercambio de masa, dan como resultado glaciares en estado cuasi-estacionario debido a la adecuación de los procesos internos, a los externos.

A ello se debe que las características de la glaciación y del clima, en sí mismos sin el conocimiento de los procesos de intercambio de calor y de masa, no deben ser tenidos necesariamente como correlativos. La correlación sólo es posible entre las desviaciones que sufran, la glaciación y las características climáticas, con respecto a un modelo tipo, o patrón, del estado estacionario promedio, que es prácticamente, desconocido.

La tasa de cambio de masa del hielo móvil puede ser determinada de dos modos diferentes: por la proporción del intercambio de masa externo, y, por mediciones repetidas de dimensión y densidad.

Las variaciones en los glaciares son causadas por cambios ocurridos no sólo en la tasa de intercambio de masa externa, sino también en los esfuerzos de la fricción sobre el fondo y, cuando se trata de glaciares fríos, estos resultan afectados también por cambios de la temperatura del hielo. Bruscos cambios en la fricción de fondo pueden ser debido a cambios de lubricación de agua en el fondo, motivando avances, algunos de carácter catastrófico en los glaciares cuyos hocicos o frentes suelen alcanzar a recorrer varios kilómetros, aún en períodos de balance negativo de masa. En la Argentina, el glaciar Moreno cuyo frente termina sobre el Canal de los Témpanos del lago Argentino -provincia de Santa Cruz- ha venido experimentando en su hocico un avance en desacuerdo con el comportamiento de sus vecinos los glaciares Frías y Ameghino que se nutren del mismo campo de hielo. Avances catastróficos de glaciares fueron observados recientemente en Alaska, Spitsbergen, los Pamires y Karakorum. El aumento de espesor de la capa de agua en el fondo puede ser causado por una penetración de agua desde afuera, o por la intensificación de la fusión de fondo debida al incremento del espesor y cambio del régimen de temperatura en el fondo, según ROBIN (186, 1955), de frío a caliente, o a la influencia según WEBRTMAN (218, 1962) del crecimiento previo de



471  
los esfuerzos de corte.

El cambio en la temperatura del hielo de los glaciares fríos, con el cual la proporción del esfuerzo y la velocidad del hielo están conectados por una ley exponencial es un factor poderoso del cambio de régimen. El calentamiento incrementa la velocidad del flujo hasta tal punto que da como resultado la disminución del espesor de los glaciares, la que no puede ser compensada por el incremento en la precipitación atmosférica que, a menudo acompaña al calentamiento. Como el promedio de ablación anual es aproximadamente proporcional a la suma de las temperaturas positivas medias diarias del aire, y durante el calentamiento la suma se incrementa debido al estiramiento del período caliente considerablemente más rápido que la temperatura media del aire, resulta que, el calentamiento conduce también al retroceso de los frentes de glaciar, aún con aceleración de su movimiento (excluyendo los casos de avances catastróficos).

Si el gasto del hielo ocurre por alambrazamiento de témpanos (calving), el calentamiento conduce al retroceso del frente de glaciar porque entonces la posición del frente depende no de la velocidad del hielo, sino de su espesor y tensión.

Por lo que antecede, la hipótesis del avance glacial en períodos de calentamiento no debe considerarse correcta para todas las condiciones.

La masa de hielo cambia de acuerdo con el monto de intercambio externo de masa sin que haya ningún retraso de tiempo, pero esos cambios pueden afectar el espesor y la posición del frente con alguna demora. Los glaciares son indicadores muy sensitivos, de los cambios externos y de los cambios en el espesor y la velocidad del hielo causados por avances de tipo ondulatorio posteriores a lo largo de la



4.22

línea de flujo, todo lo cual suele dar como resultado considerables cambios en la ubicación del frente glaciar. No obstante, como un mecanismo que posee una complicada interacción de partes que es, cada glaciar reacciona individualmente a los cambios externos, con diferentes inercia y período de adaptación.

Aunque los datos aprovechables sobre el balance total de masa, las mediciones reiteradas del volumen, y la estadística promedio de las observaciones practicadas sobre las posiciones del frente de los glaciares, son limitados, ya indican una disminución común de glaciares desde fines del siglo XIX a comienzos del siglo XX, la que siguió al avance de los siglos XVIII y XIX, según lo consignado por ARIMANN (9, 1953). Esta tendencia abarca las zonas de todas las latitudes en ambos hemisferios; faltaban sólo los datos de los centros de los casquetes de hielo continental. Los resultados que arroje el análisis de los datos obtenidos por GIOVINETTO (102, 1965) serán de suma importancia en la elucidación de estas materias para el Polo Sur.

Es posible juzgar la magnitud de los cambios por el hecho de que desde 1902 hasta 1944, el área de los glaciares suizos ha disminuido en un 25 por ciento, y la masa según MERCANTON (152, 1954), en un 10 por ciento. El desagote adicional de hielo de los Alpes, debido a la fusión de las existencias almacenadas de hielo de largo término fué de  $1 \text{ Km}^3$  de agua por año, según lo consignado por KASSER y MULLER (125, 1960). La masa de los glaciares de la Tierra de Francisco José durante 1930-1959, según GROSSWALD y KRENKE (106, 1962) disminuyó aproximadamente el 8 por ciento, y el desagote adicional de hielo fué de  $3,7 \text{ Km}^3$  de agua por año. Además, el espesor medio del hielo marino en el Artico ha decrecido por un factor de 2, y en área, en más del 10 por ciento. Los valores medios de áreas, masa y duración de la cubierta de nieve, también han disminuido considerablemente.

Los cambios en los glaciares tienen lugar más rápidamente y se evidencian antes en los climas marítimos húmedos de lo que ocurre en las regiones continentales secas. Las causas, aparentemente, están en la mayor proporción de intercambio de masa en los glaciares de regiones marítimas húmedas, así como también en que, debido al más largo tiempo de fusión, el mismo cambio de la temperatura media del aire conduce a un mayor cambio de temperatura positiva total, y consecuentemente de cantidad de ablación.

En el siglo XX el retroceso tiene lugar más lentamente en Groenlandia Noroeste, según DAVIES y KRINSLEY (67, 1962), lo mismo que KORBISHA (130, 1962) ha señalado para Santar-Khayata Ridge, DOLGUSHIN (77, 1961), para Asia Central, y SHUMSKIY (199, 1963 a).

En contraste con las variaciones seculares sincrónicas, los datos obtenidos durante años separados y décadas indican cambios asincrónicos y aún reversos de corto período en las masas de glaciares en diversas regiones; estas últimas suelen tener cambios sincrónicos con otras regiones, a veces muy remotas.

Al presente, en la mayor parte de las áreas la disminución de los glaciares continúa, mientras que en el Mar de Barents y en el Cáucaso la disminución probablemente se haya acelerado ultimamente. No obstante, desde fines de la década del 40, más y más datos evidencian una desaceleración de este proceso y hasta el comienzo de un nuevo crecimiento de los glaciares. El engrosamiento de los glaciares que comenzó entre fines de la década del 40 y 1954, prevalecen en las colinas montañosas de la parte noroeste de los Estados Unidos de Norte América y en las regiones del Sudoeste del Canadá. Se han observado un balance positivo y el avance de algunos hocicos de glaciares en Alaska Sudeste. Es posible que, como MEIER y POST (150, 1962) han

postulado, el área de crecimiento de los glaciares esté gradualmente desplazándose hacia el Noroeste. Según lo consignado por FITCH et al. (90, 1962), entre 1949 y 1959 ha ocurrido un considerable avance en los glaciares de la isla Jan Mayen, continuando también en 1961. En los Alpes y en Asia Media el engrosamiento de las áreas de acumulación de los glaciares ha sido observado por BAUSSART (18, 1961), FINSTERWALDER (88 y 89, 1961 y 1962), MAKAREVICH (146, 1962) y PALGOV (167, 1962). En ambas regiones se han hecho ajustados cálculos de los porcentajes de disminución del retroceso de los glaciares; en los Alpes Marítimos de Italia por ejemplo, ha disminuido del 86 por ciento en 1958 al 60 por ciento en 1961, conforme a VANNI (215, 1962). En la década del 40, el 100 por ciento de los glaciares estudiados en Tien Shan y los Pamires por la U.S.S.R. Hidrometservice, estuvieron retrocediendo; en la década del 50, el 20 por ciento de ellos avanzó, y en 1959-1960, esta cantidad se incrementó al 50 por ciento. Estos hechos probablemente estén indicando la aproximación del final del estadio de disminución glaciario en el siglo XX, y el comienzo de un nuevo avance.



## MÉTODOS DE INVESTIGACION

En la Introducción del presente trabajo se ha definido la Glaciología como la rama de la ciencia que se ocupa de todas las variedades de hielo natural; equivale esto a atribuirle el estudio de las propiedades, la deformación, y el régimen del hielo natural. La investigación sobre la deformación de cualquier sustancia sólida, implica una complicada experimentación y análisis matemáticos.

El hielo como roca monomineral es, en general, excepcionalmente inestable bajo las temperaturas reinantes en la superficie de la tierra. Donde quiera que él se forme por la congelación del agua de corrientes, lagos, mares, en la atmósfera y en el suelo, las diversas clases del hielo resultante poseen características también diferentes.

La forma más conspicua es, en el caso de la parte continental sudamericana del territorio argentino, el hielo glaciar que proviene de la recristalización de la nieve precipitada y del recongelamiento del agua de fusión, encontrándose siempre en trance de deformación.

Cuando se practican observaciones en pozos cavados al efecto, o en testigos de perforaciones de las partes más altas de los glaciares, la nieve plumosa de la superficie va ordenándose hacia abajo según el tamaño de las partículas hasta tornarse nieve granulada muy compacta, estado que traspone para convertirse en hielo firme. Estudios practicados tanto en el campo como en laboratorio han demonstra-

2

do, según FLINT (93, 1957), que ese ordenamiento o gradación, es genético. La nieve seca recientemente precipitada tiene una densidad baja - en algunos casos de no más del 0,05 - y por lo tanto, una alta porosidad que, según los casos puede llegar a ser hasta del 95 por ciento. Este hecho y las formas irregulares de los copos dan a la nieve una enorme superficie interna. La nieve intercambia humedad con el aire adyacente, a baja temperatura por sublimación, y a elevada temperatura, cerca del punto de fusión, por evaporación. Como la actividad molecular de intercambio entre la fase sólida y la fase vapor, es mayor en los puntos sobresalientes de un copo o cristal de nieve, que en sus superficies chatas o cóncavas, los copos gradualmente cambian de forma y de su apilamiento resultan convertidos en granos aproximadamente esféricos. La nieve va asentándose y se torna más compacta.

Antes de que el proceso de intercambio haya cesado, si las temperaturas son lo suficientemente altas, los crecientes gránulos comienzan a fundirse en los puntos de contacto mutuo debido a que su presión ha crecido ligeramente; el agua fundida aumentada en algunos glaciarés por el agua de fusión que percola hacia abajo desde la superficie del manto de nieve, descendiendo y se recongela, preservando todavía la forma cristalina de cada gránulo de las capas inferiores. Inicialmente los grandes gránulos crecen a expensas de los más pequeños adyacentes; desde aquí todos tienden a asumir una medida igual según crecen gradualmente en su diámetro promedio. Algunos de los gránulos que tienen menos de un milímetro de diámetro cuando recién

3

se han formado a partir de los copos de nieve, pueden crecer a 1 mm o más durante una sola estación.

El proceso de crecimiento y cambio es un proceso de recristalización y su resultado es la nieve granular compacta. Cuando esta nieve tiene más de un año de producida, se conoce con el nombre de firn (Ger. del último año o del año pasado) o névé o neviza. A temperaturas próximas al punto de fusión, un cuerpo de nieve puede desarrollarse en nieve granular en cosa de semanas, tal como puede verse en vieja nieve volada al final del invierno aunque, por el contrario, a muy bajas temperaturas, como ocurre en las regiones polares, la conversión puede requerir muchos años. La porosidad de la nieve granular es del orden del 50 por ciento, la densidad de un 0,5 y la medida del grano, de 1 mm a varios mm.

El paso siguiente es la conversión del firn en hielo. Según la compactación progress, el aire es forzado a salir fuera disminuyendo así los espacios intergranulares. Cuando la permeabilidad al aire se hace cero por definición, se ha convertido en hielo. Este cambio ocurre a una densidad de apenas 0,8 y, normalmente después de sepultado por acumulaciones adicionales sobre él, esta densidad suele ser mayor a profundidades de 30 m o más. La textura continúa siendo granular, y cada gránulo es todavía un cristal. No obstante, la medida promedio del grano se ha incrementado nuevamente recorriendo, de varios mm a más de 1 cm. Todo lo que queda de los extensos espacios entre los poros de antes, son burbujas del aire que quedó aprisionado.



El tiempo requerido para la conversión del firn en hielo varía con la velocidad de acumulación de la nieve y con la temperatura; se ha estimado que va desde un año a dos o tres décadas, llegando a alcanzar tal vez hasta 200 ó 300 años, dependiendo principalmente de la temperatura y de la velocidad de acumulación de la nieve.

El episodio final es de lenta deformación plástica del hielo bajo las fuerzas resultantes de su propio peso. El espesor mínimo de hielo y de firn requeridos para ejercer la fuerza necesaria en un glaciar es desconocido, pero no hay duda que varía con la densidad, la temperatura, el declive y otros factores. Se ha pensado que debe ser del orden de los 30 a los 60 m en un clima templado y mayor en un clima polar. La densidad del hielo glacial varía pero se aproxima a 0,9.

Los cambios que produce la secuencia nieve → firn → hielo, son análogos a los cambios que convierten sedimentos en rocas sedimentarias. La nieve y el firn son sedimentos; el hielo indeformado proveniente de ellos puede ser concebido como una roca sedimentaria, si se desprecia la recristalización de sus granos individuales. La deformación por flujo convierte el hielo en hielo glacial, una roca metamórfica. Es por esto que las sucesivas capas de firn que se distinguen en muchos lugares inmediatamente debajo en el área de acumulación, no se ven en el área de ablación porque ellas han sido destruidas y reemplazadas por una estructura foliada.

En la nieve y en el firn, los cambios internos de temperatura pueden ser considerados como ocurriendo en un sólido semi-infinito

5

isotrópico homogéneo, influenciado por temperaturas externas fluctuantes que están en una función armónica de tiempo. Los factores físicos básicos que controlan el desarrollo de la onda sinusoidal fría son, la conductividad térmica del medio ( $k$ ), su calor específico ( $c$ ) y su densidad ( $\rho$ ).

De hecho, la transmisión de calor depende de la difusividad  $K$ , definida por una combinación de estos valores conforme a la relación

$$K = k/c\rho$$

Aquí el calor específico es tomado como constante en su valor para el hielo. La densidad y la conductividad, no obstante son variables, dependiendo principalmente de la edad del medio y de factores genéticos relativos. La difusividad relativa resultante es por ello, aproximadamente una función de estos factores. La difusividad relativa entre el firn denso y el hielo no es tan grande como para que la transferencia del calor de masa y los cambios de temperatura en el firn sean grandemente alterados por la presencia de unos pocos estratos de hielo. Por otra parte, un glaciar con una cubierta de nieve de cierta magnitud mostrará importantes diferencias en la transferencia de calor en superficie comparadas con uno con sólo hielo sólido expuesto. Las relaciones generales están ilustradas en la siguiente tabla de constantes térmicas para nieve, firn y hielo a 0°C elaborada por MILLER (152, 1954). Las conductividades dadas para la nieve y el firn promedio están basadas en datos del SIPRE (145, 1951). La densidad del firn-hielo

TABLA IV

PROPIEDADES TERMICAS DE LA NIEVE, DEL FIRN O NEVIZA Y DEL HIELO

|               | Conductividad<br>k<br>(cal°C <sup>-1</sup> cm <sup>-1</sup> seg <sup>-1</sup> ) | Calor<br>especifico<br>c<br>(cal°C <sup>-1</sup> gr <sup>-1</sup> ) | Densidad<br>(gr cm <sup>-3</sup> ) | Difusividad<br>térmica<br>K<br>(cm <sup>2</sup> seg <sup>-1</sup> ) | Difusividad<br>relativa<br>al hielo<br>(relación<br>aproximada) |
|---------------|---|---|------------------------------------|---|---|
| Nieve nueva   | 0,0003  | 0,5   | 0,20                               | 0,0030  | 0,27  |
| Nieve vieja   | 0,0006  | 0,5   | 0,30                               | 0,0040  | 0,36  |
| Firn promedio | 0,0019  | 0,5   | 0,55                               | 0,0070  | 0,64  |
| Firn-hielo    | 0,0038  | 0,5   | 0,75                               | 0,0100  | 0,91  |
| Hielo         | 0,0050  | 0,5   | 0,92                               | 0,0110  | 1   |
| Agua (0°C)    | 0,0014  | 1,0   | 1,00                               | 0,0014  | 0,13  |
| Goma          | 0,0005  | 0,40  | 0,92                               | 0,0014  | 0,13  |
| Acero         | 0,1100  | 0,12  | 7,85                               | 0,12  | 11  |
| Aluminium     | 0,4800  | 0,21  | 2,70                               | 0,86  | 78  |
| Cobre         | 0,9300  | 0,09  | 8,94                               | 1,14  | 104   |

EESB



6

está elegida arbitrariamente entre valores dados para firn y hielo promedios. De esto ha hecho una interpolación lineal para la conductividad térmica correspondiente. Para que sirvan de elementos de comparación ha incorporado a la lista las propiedades térmicas de la goma, el acero, el aluminio y el cobre, contenidas en las International Critical Tables. *Ver Tabla IV.*

Una acumulación de nieve cualquiera tendrá siempre un carácter transitorio. Sus destinos son, o bien su desintegración por fusión y evaporación, o en el caso de encontrarse por sobre la línea de nieves en condiciones locales que le permitan una indefinida permanencia y hasta de acrecentamiento por precipitaciones posteriores, su destino es la forma de hielo glaciar.

En todos los casos interesa al glaciólogo el cómputo y el análisis de sus parámetros físicos, no sólo en superficie, sino en su variable magnitud a través de su masa. Es así que se busca obtener los denominados perfiles de temperatura, densidad, dureza y granulometría. En una acumulación en la que se desarrolla hacia la profundidad el proceso nieve → firn → hielo, los perfiles mencionados son de la mayor importancia por cuanto permiten, en muchos casos mediante el análisis estratigráfico, la determinación de veranos e inviernos. Significa esto que si se suma el valor obtenido para el equivalente en agua de las diferentes capas de nieve y se divide su monto por el total de años, se obtiene el valor medio de acumulación anual para el sitio

en cuestión.

Este tipo de investigación suele practicarse siguiendo la técnica demostrada en el Curso Polar del SIPRE (Snow, Ice and Permafrost Research Establishment). Consiste básicamente en la excavación de un pozo en una acumulación de nieve o de nieve y firn - no de hielo - sobre la que se ha tenido la precaución de no pisar para no modificar su estado natural. La boca del pozo suele ser de unos 2,50 x 2,50 m y sus paredes son verticales, aunque en una de ellas pueden labrarse escalones que faciliten el descenso hasta el fondo, cuya profundidad determinará el observador. Huelga decir que para llegar al pozo conviene desplazarse únicamente sobre el costado que corresponda a la pared con los escalones que, debido a esta circunstancia habrá quedado inhabilitada para practicar mediciones en ella. Elegida una cualquiera de las tres restantes se dejará pender de su parte superior una cinta métrica que servirá para dar la denominación numérica a cada estrato diferenciable a simple vista comprendido entre dos puntos de la cinta cuyo cero coincide con la superficie y cuyos valores crecen hacia el fondo del pozo, ROCHÉ (187, 1956) recomienda muy especialmente que este trabajo no debería ser emprendido sino por personas que tengan un buen entrenamiento en este género de trabajos, hecho al lado de alguien que ya lo posea de antemano.

Cada estrato de los muchos que se advierten en la pared elegida será objeto de una medición particular determinándose en cada uno

los parámetros que siguen:

a) Temperatura, que se mide con termómetros Weston bimetalicos que previamente han sido verificados en su 0°C sumergiendo su extremo sensible en una mezcla de nieve y agua que, por definición corresponde al valor que se controla de 0°C. La lectura se practica sobre la esfera graduada que queda paralela a la pared en donde se ha introducido el extremo sensible. También se utilizan termómetros con resistencia eléctrica y que dan resultados todavía más precisos; ofrecen además la ventaja de que puede medirse la temperatura a distancia ya que el sensible está unido al puente de Weaston en donde se lee, por un cable que puede tener más de 20 m de largo.

b) Dureza, que se aprecia por la penetración de una lanceta provista de un extremo punzante que penetrará en el estrato. Esta lanceta forma parte de un aparato disparador a resorte, cuya fuerza impulsora será siempre la misma; su principio es el mismo que el del aparato destinado a perforar la piel cuando se desea extraer alguna gota de sangre para su análisis. Armado para disparar, se apoya suavemente la lanceta en la superficie de la pared y se dispara presionando una cola de disparador o gatillo; la magnitud de la penetración queda registrada en una reglilla graduada que posee el instrumento.

Este parámetro también puede medirse por medio del ariete de percusión o "rammsonde". Consiste este aparato en una varilla, uno de cuyos extremos remata en un cuerpo aguzado destinado a penetrar desde la



superficie del manto de nieve; la varilla, que está graduada en cm, y es susceptible de ser aumentada en su longitud por ensamble de otras varillas adicionales de 1 m cada una, permite el juego de caída de una pesa que puede ser de 1 ó de 3 Kg. El funcionamiento del instrumento consiste en dejar caer repetidamente la pesa escogida desde la altura que el observador juzga apropiada para obtener la penetración del cuerpo aguzado en la masa de nieve, que computará en planillas al efecto. Los datos se aplican a la resolución de la fórmula que da el número de Ramn:

$$R = (q Q + P + \frac{Fhn}{\Delta x}), \text{ en donde}$$

R = número de dureza o de penetrabilidad

q = número de tubos

Q = peso de un tubo (Kg)

P = peso del martillo o pesa (Kg)

h = altura de caída (cm)

n = número de golpes de martillo entre golpes de x

x = profundidad del penetrómetro debajo de la superficie de la nieve;

lectura de la escala (en el tubo) en la superficie de la nieve

$\Delta x$  = penetración (cm) resultante de los "n" golpes. Esta es la diferencia entre dos valores sucesivos de x

Tiene la ventaja este instrumento de que aparte de poderse ver directamente en las paredes el aspecto de los diversos estratos que va atravesando con su cuerpo aguzado, si la experiencia se realiza al

costado inmediato del pozo, pueden practicarse mediciones de dureza en profundidad sin necesidad de excavar el pozo. Con este instrumento se pueden lograr penetraciones de hasta 10 y más metros de profundidad, según sea la naturaleza de la acumulación de nieve.

La determinación de los inviernos y de los veranos. No en todas las acumulaciones de nieve y de nieves y firm perennes es posible la determinación de los veranos y de los inviernos sobre la base de los gráficos obtenidos de las mediciones anteriormente descritas. Las diferencias de densidad y de resistencia a la penetración provienen del mecanismo de la cobertura de la nieve, algunas de cuyas características son:

a) En invierno, en lugares como Groenlandia por ejemplo, la temperatura es muy baja y la nieve sólo se metamorfosea poco. Permanece fina, plástica y compresible.. Su resistencia a la penetración y su densidad aumentan bajo el efecto de la presión de las capas sucesivas.

b) En verano, la nieve se funde a veces ligeramente en la superficie a raíz de lo cual se producen en ésta las costras de hielo. Esta fusión activa la metamorfosis de la nieve que se transforma en granos gruesos más o menos redondeados. Esta nieve en granos gruesos pierde su elasticidad y resiste mejor al hundimiento que la fina nieve invernal, razón por la que permanece muelle en el curso de los años. Se debe entonces encontrar las capas de suave resistencia relativa a la penetración y de ligera densidad en cada verano, al mismo tiempo que

granos gruesos.

c) El análisis estratigráfico es el criterio definitivo para la determinación de los veranos y de los inviernos. Este debe hacerse con una lupa sobre una placa graduada en mm, de preferencia sometida previamente a un proceso de plastificado de poca conducción calórica. Este tipo de determinación exige un concienzudo entrenamiento previo.

d) La escarcha profunda (depth hoare). En los Alpes se nota que la escarcha profunda se forma en las capas donde la temperatura tiene un fuerte gradiente negativo. Estas suelen ser particularmente las capas delgadas de comienzos del invierno que permanecen largo tiempo no recubiertas por nuevas precipitaciones de nieve, cuando la temperatura del aire es muy fría.

Ahora bien, en Groenlandia se nota que la temperatura de la nieve que se ha recalentado progresivamente en el curso del verano en las capas superiores, se reenfria hacia fines del verano o al comienzo del otoño y que el gradiente se torna negativo mientras que la temperatura de las capas vecinas a la superficie está todavía relativamente cerca de 0°C. Estas condiciones deben provocar la formación de cristales angulosos en cubiletes o "canastitos" sobre las placas, y prismáticos sobre las agujas de hielo.

e) Laminillas de hielo. Las capas de hielo no pueden servir para determinar los veranos y los inviernos sino en perfiles con una zona de fusión que esté por encima de los 2000 m de altitud. A una altura



menor cuando se produce una fusión, el agua se infiltra en profundidad y se esparce siguiendo las influencias muy complejas de las capas de gran capilaridad, es decir, en las capas con una granulometría bastante fina, según las experiencias realizadas en Jungfranjoch, formándose así planos, columnas y cuerpos glandulares de hielo. Sólo podrán indicar entonces un verano, las series de delgadas laminillas de hielo formadas a partir de fusiones que no hayan sido lo suficientemente importantes como para dar tiempo al agua resultante, a propagarse por el interior del manto de nieve acumulada, LA CHAPELLE (131, 1954) ha tratado más ampliamente este tema sobre la base de estudios practicados en Juneau Ice Field.

f) Réplicas de nieve. Es posible practicar una réplica en plástico de la nieve de todo un perfil, útil para ser considerada en un gran marco. Se puede así conservar y estudiar después cualquier género de nieve de una región. También es posible tomar las réplicas de la nieve de determinada capa y, transcurrido algún tiempo retomar la misma para estudiar los cambios ocurridos en su estructura.

#### Procedimiento para efectuar réplicas de nieve o de cristales

1 - Fabricación de la mezcla. Se vierte lentamente 80 gramos de polvo polivinil-formaldehído en 1000 gramos de 1,2 dicloroetano revolviendo durante 30 a 60 minutos. Se obtiene así una solución espesa viscosa denominada la solución plástica.

En un recipiente alto se colocan 1000 gramos de óxido de ti-

tanio y se vierte progresivamente sobre él 550 gramos de solución plástica revolviendo con una barra durante una hora, tiempo a partir del cual recién debe comenzarse a agregar de 1000 a 1400 gramos de solución plástica mientras se continúa revolviendo todo. Se puede verificar si el plástico obtenido es homogéneo vertiendo una delgada capa de éste sobre el hielo; después de la evaporación del dicloroetano, que actúa como disolvente, el plástico puede despegarse tan pronto como el hielo comienza a fundirse, con lo que ya puede la réplica ser observada al microscopio. Se debe poner especial cuidado en que el titanox esté bien repartido en la solución plástica, la que no deberá tener burbujas de aire. Si resultara que la solución está algo más viscosa que lo conveniente, se le pueden agregar de 1 a 2 cm<sup>3</sup> de 1,2 dicloroetano hasta obtener la plasticidad deseada. El líquido 1,2 dicloroetano es extremadamente volátil de suerte que es menester cerrar herméticamente los recipientes.

ii - Ejecución de una réplica. Se sumerge el cristal o el trozo de nieve en la solución, y luego se la centrifuga en un pequeño cesto de alambre tejido. Enseguida se deja sublimar el hielo cuidando que éste no se funda para lo cual conviene colocarlo dentro de una pequeña valija de ruberoid y a una temperatura que no supere los 0°C.

FUCHS (96, 1956) ha desarrollado un método para la preparación de secciones delgadas de muestras de nieve de las que en el momento deseado, en laboratorio puede practicar mediciones ópticas bajo el

microscopio de platina universal.

HOWARD (120, 1948) a su vez ha realizado trabajos para obtener la mejor preservación de muestras de hielo Antártico, en tránsito hacia los laboratorios de baja temperatura.

Programa de análisis del contenido de isótopos de las calotas de hielo

En 1956 el SIFRE U.S. Army llevó a cabo en Groenlandia el siguiente programa. Por supuesto que la técnica descripta puede ser modificada siguiendo las condiciones impuestas por los ambientes del Artico, del Antártico o aún de otras grandes calotas de hielo continental.

Propósito

i - En primer lugar se trata del estudio de la repartición de isótopos provenientes de las explosiones nucleares a fin de obtener indicaciones sobre la circulación de las masas de aire en el Artico y en el Antártico.

ii - Este estudio permitirá detectar el aumento del tritium, en la atmósfera terrestre, resultante de las explosiones nucleares.

Programa de recolección de muestras

1 - Nieve fresca. Se debe recolectar una cantidad de 8 litros de agua fundida de una capa definida de nieve fresca. Es menester tomar nota del espesor medio de la capa de nieve, su densidad y el lugar de toma de la muestra así como la fecha.



15

Estas recolecciones deben representar las tormentas características separadas por varias semanas de intervalo antes que tormentas frecuentes. Los recipientes empleados no deben contener cuerpos extraños y deben enjuagarse con el agua fundida de las muestras recogidas. Todas las partículas que se depositan en el agua de fusión deben ser vertidas en las botellas con el agua clara previamente decantada.

ii - Estudio en el firn o neviza. Para estudiar la repartición de los isótopos y el aumento del tritium en la atmósfera terrestre es recomendable en la actualidad (año 1966) tomar las muestras de 22 años. Las primeras explosiones datan de 1945 y es necesario tomar como base el año 1944.

La determinación de los años se hará conforme al método descrito más arriba. Cada capa anual muestreada debe fundirse por separado a partir de la más antigua, a fin de evitar la contaminación; después de cada fusión, el recipiente debe ser enjuagado de manera que todas las partículas pasen a la botella.

Entre las diferentes operaciones de fusión, el recipiente debe ser enjuagado con el agua de fusión de años anteriores a 1944; esta agua es neutra y no contamina la muestra. En caso de duda se debe excavar el pozo lo suficientemente profundo como para eliminar toda causa posible de error.

Para el análisis del tritium resulta muy conveniente, si es

16  
factible tomar muestras de 1938, 32, 26 y 20. Antes de cada operación, los recipientes deben ser enjuagados con agua de fusión proveniente de antes de 1920.

Es recomendable tomar muestras de control de los cuatro últimos años como una verificación de la distribución local de isótopos. Estas muestras deberían recogerse en un área con un radio de 100 a 300 Km de la estación principal.

#### Programa de análisis del contenido de pólen de los campos de hielo

Durante los meses de agosto y setiembre de 1965 el Glaciological Institute del Departamento de Glaciología de la Universidad del Estado de Michigan, llevó a cabo un programa de recolección de muestras en el Campo de Hielo de Juncan, en Alaska. La técnica de esta operación es la misma que para los isótopos con la sólo diferencia de que no son necesarios 8 litros sino, en principio, un galón (3,785 litros en E.U.) que se dejará en reposo durante una semana tras lo cual se enviará al laboratorio el litro de concentrado que queda abajo.

#### Método para medir la presión de las burbujas de aire encerradas en el hielo

1 - Se deja fundir un trozo de hielo conteniendo una burbuja en un tubo de muestra lleno de petróleo y en el que no hay aire. Con el fondo del tubo hacia arriba, la burbuja saltará hacia él en cuanto queda liberada. Con la ayuda del microscopio se ha medido el volumen de la burbuja dentro del hielo, calculándose su presión por comparación

17  
con la medida que tiene una vez liberada. A una temperatura constante debe ser:

$$V_1 P_1 = V_2 P_2 \quad P_1 = \frac{V_2 P_2}{V_1}$$

ii - Operando bajo agua a 0°C y mediante el uso de una delgada mecha, se perfora el trozo de hielo hasta alcanzar la burbuja. Liberada ésta ocupará el conducto horadado por la mecha deteniéndose a una cierta distancia de su reducto original, lo que indicará su presión.

Es de notar que existen burbujas intragranulares y burbujas intergranulares. En un glaciar temperado, la presión de las burbujas llega a ser de 3 atmósferas, en uno ártico, llega hasta 10 atmósferas.

El estudio de las propiedades físicas del hielo difiere grandemente de su petrografía. En ésta, las constantes físicas de los cristales de hielo puro son supuestas como continuas y utilizadas como hechos fundamentales para la resolución de problemas especiales. Se trata de descubrir las leyes que rigen las condiciones de yacimiento, la composición y la estructura de los cuerpos glaciares, así como también de determinar ciertas propiedades físicas características de la estructura. Pero en su conjunto el estudio petrográfico no reemplaza al estudio físico; es un complemento, una base a la cual es menester referir el estudio de las propiedades físicas del hielo natural.

El estudio petrográfico del hielo difiere esencialmente del de las otras rocas. Estas diferencias se deben a la simplicidad de la com-



18

posición mineralógica y a las propiedades físicas específicas del hielo. Por lo común en el estudio de muestras de rocas, el petrógrafo busca primeramente determinar los minerales, luego sus propiedades fisicoquímicas y ópticas, para finalmente identificar la roca. En lo que hace a la roca glacial, este objetivo no existe dado que sólo hay una variedad de hielo, fácil de reconocer a simple vista. Es únicamente en conexión con la presencia de inclusiones y con la posibilidad de cambios de estado, que se practica la determinación de la composición químico-mineralógica del hielo. Primeramente es menester determinar el contenido en gas, en agua, en sales y en inclusiones insolubles, y las particularidades de su repartición en el hielo, como factores en conexión con el estudio de la estructura. La determinación de las inclusiones según su composición química o mineralógica no tiene más que una importancia secundaria. En lugar de estudiar la composición química, el investigador se interesará por el examen de las particularidades de la estructura, cosa que no se hace con las otras rocas, salvo en ocasión de investigaciones tectónicas especiales.

El estudio del hielo como roca, SHUMSKIY (197, 1957) comporta dos etapas:

- 1.- El estudio directo;
- 2.- El estudio en laboratorio.

Mediante el auxilio de los métodos de la Geología, el estudio directo tiende a reconocer las condiciones de yacimiento de las rocas

19  
glaciares. Se procede sobre el terreno a la distinción de las rocas según su textura, a su descripción macroscópica, y a sus determinaciones elementales de composición y de estructura, posteriormente precisadas con la ayuda de los métodos petrográficos de laboratorio.

El estudio de laboratorio tiene por objeto determinar la estructura, además de la composición de las rocas glaciares.

Por estructura de una roca se comprende las particularidades de su arquitectura: dimensiones, cantidad relativa, forma y orientación de sus componentes.

En la noción de estructura de la roca glaciar monomineral entran los elementos siguientes:

- 1.- Forma exterior y dimensión de los cristales.
- 2.- Interacciones espaciales.
- 3.- Relación con las inclusiones.
- 4.- Relación de la orientación cristalográfica con la forma de los cristales.
- 5.- Relación de la orientación cristalográfica con los elementos del yacimiento.

En petrografía se entiende por textura la diferencia de la estructura, a las particularidades de construcción debidas a la disposición espacial o sea, la diferenciación espacial de las partículas componentes, su distribución en el espacio. Se trata sobre todo de caracteres tales como la estratificación, la esquistosidad, la porosidad,

20

el carácter de los huecos. Por lo demás, las partes constituyentes de las rocas tienen una composición mineralógica distinta. Para el hielo en cambio, la noción de textura, de disposición espacial de los cristales, es vana, porque salvo las inclusiones, la roca es exteriormente homogénea, desprovista de caracteres texturales.

Debido a la relación de los cristales con las inclusiones como elemento de estructura y por la textura, la dirección estructural del estudio está estrechamente ligada al estudio de la composición mineralógica. Estos estudios, practicados con métodos diferentes, se completan recíprocamente.

El estudio de la composición consiste en determinar la cantidad de las inclusiones en el hielo, su distribución según su composición para reconocer la proveniencia del material, y hacer el análisis químico mineralógico y granulométrico de las inclusiones.

Las propiedades físicas específicas del hielo exigen la aplicación de un método especial, inaplicable e inútil para las rocas comunes. Las principales particularidades de este método son debidas a la baja temperatura de fusión y de sublimación, a la gran inestabilidad del hielo, a su transparencia, y a su fragilidad.

#### Estudio de las condiciones de yacimiento

Se entiende por condiciones de yacimiento:

- 1.- La forma de yacimiento de una roca dada: capa, lente, veta, etc.
- 2.- Las dimensiones de los cuerpos que forman la roca.



3.- Los elementos del yacimiento: repartición espacial, dirección de la línea de máxima pendiente, ubicación de superficies límites y de planos internos.

4.- Relaciones con las otras rocas y los elementos locales del relieve.

Este tipo de investigación no difiere en nada de las que se realizan para con los yacimientos de otras rocas, y no tiene tampoco ningún carácter particular en el caso del hielo. Cuando éste integra glaciares en movimiento está sometido a plegamientos, fracturas, hundimientos y acarrees, y adquiere una estructura tectónica compleja no difiriendo más que por las dimensiones de las estructuras de las zonas de tectogénesis intensa de la corteza terrestre. En el estudio de estas zonas, la principal dificultad consiste en distinguir la estructura primitiva de las formaciones metamórficas.

La formación de las rocas glaciares es muchísimo más rápida que la de las otras rocas. Debido a las grandes posibilidades de experimentación petrológica, ello ha agregado un motivo de interés al estudio directo del proceso de formación de la glaciación en condiciones naturales, estudio que resulta muy fructuoso si se tiene la posibilidad de practicar observaciones continuas o repetidas. Entre las observaciones de las condiciones de yacimiento se deben señalar principalmente las de la velocidad de crecimiento del hielo en diferentes condiciones, del proceso de depósito de la cobertura de nieve, de la compactación de la

nieve y del firn o neviza, y de la formación de dislocaciones en el hielo.

Estos dos últimos tipos de observaciones pueden practicarse no solamente de visu sino también con la ayuda de instrumentos de medida en las paredes de pozos, grietas o rupturas, y hasta con registradores que miden sin interrupción la velocidad de las deformaciones. Se puede así estudiar las relaciones de los procesos de deformación con el tiempo, la presión, la temperatura, los cambios de estructura y otros factores. En particular, el conocimiento del orden de dimensiones permite distinguir el cambio de peso específico por compresión y por migración de substancia.

Descripción macroscópica de las texturas

Este tipo de descripción se practica sobre el lugar y onseguida, en el laboratorio aunque de una manera más detallada, sobre muestras. Se describe, mide, dibuja y fotografía todos los caracteres de filiación de la roca glaciar que son accesibles a la observación a simple vista o con la ayuda de la lupa, sin preparación especial y sin la utilización de la luz polarizada. Se trata ante todo de caracterizar las formas, las dimensiones y la distribución de las inclusiones: poros abiertos, sacos, cavidades, inclusiones sólidas, red capilar, inclusiones líquidas, y también las heterogeneidades de las estructuras formadas por ellas: estratificadas, grumosas, acanaladas, inclusiones de hielo en la nieve y el firn, etc. Si se presentan formaciones compren-

diendo cristales separados los unos de los otros y bastante grandes, se describirá la forma, las dimensiones y la repartición recíproca.

Estudio cristalográfico

El estudio cristalográfico constituye la base de todo estudio petrográfico de las rocas glaciares, porque la determinación de las condiciones de yacimiento pertenecen en realidad a los métodos no petrográficos, sino geológicos. Su utilización está en conexión con la presencia de inclusiones en el hielo.

El objeto del estudio cristalográfico consiste en establecer las dimensiones, formas e interacciones espaciales de los cristales de hielo, y las orientaciones de los ejes cristalográficos en relación con la forma externa de los cristales, a los elementos del yacimiento, a la dirección del movimiento, etc.

Dadas las condiciones de inestabilidad y las dificultades de conservación del hielo, es menester practicar, en principio, el estudio cristalográfico en las condiciones de un laboratorio especial y en parte sobre el lugar. Además el estudio cristalográfico de las rocas porosas debe ser llevado a cabo lo más rápidamente posible una vez practicado el corte en láminas. Aquí reside la particularidad del estudio habitualmente practicado sobre muestras en el laboratorio. La necesidad de armar y equipar un laboratorio especial, a temperatura negativa estable, con una apropiada iluminación, suscita una serie de dificultades, en parte compensadas por la facilidad en la preparación mecánica



y por la transparencia del hielo que permiten obtener a mano láminas del espesor deseado.

Los métodos de examen cristalográfico del hielo son muy variados. Ante todo, existe una diferencia entre el estudio de las rocas glaciares porosas y el de las rocas glaciares compactas. En las primeras, la forma, las dimensiones y las interacciones espaciales de cristales pueden ser estudiadas en parte bajo la luz polarizada sobre los cristales aislados - intactos o reducidos - o sobre sus agregados. No obstante, para determinar la orientación cristalográfica, las rocas porosas como el hielo, a excepción de la nieve fresca, deben ser estudiadas por los métodos ópticos.

En las rocas glaciares compactas al estado normal, sin haber sufrido desfiguración por la fusión los cristales son indiscernibles. Para su estudio existen tres clases de métodos. El primero se basa en la fusión selectiva por irradiación del hielo, el segundo en la aplicación de la luz polarizada, y el tercero, en el empleo de los rayos X. El empleo del segundo grupo de métodos, los métodos ópticos, permite no sólo estudiar los contornos de los cristales y la orientación de los principales ejes cristalográficos, sino también establecer, en la red de los cristales, la presencia de tensiones internas que dan las anomalías ópticas. Los métodos roentgenográficos proveen la posibilidad de su aplicación a los fines petrográficos - es decir al estudio de los agregados de cristales - y se limita a las rocas de gra-

no pequeño que se encuentran raramente entre el hielo natural.

En la mayor parte de los casos, el estudio cristalográfico se practica sobre las muestras sacadas de su lugar de yacimiento y conducidas al laboratorio. A diferencia de las muestras preparadas para el análisis mineralógico, las destinadas al estudio cristalográfico deben estar orientadas, es decir que cada una de ellas debe poseer referencias suficientes como para establecer fuera de toda duda su posición exacta en el cuerpo de hielo glaciar de donde fué retirada. En caso de tratarse de hielo poroso frágil se debe emplear un embalaje rígido de la medida de la muestra.

#### Métodos para la evaluación del cuerpo glaciar

Por ser de la mayor importancia el establecer las dimensiones de los cuerpos glaciares y sus cambios de masa, si los hay, en función del tiempo, se ha hecho aplicación a este objeto de cuanta técnica pudiera adaptarse a los requerimientos enunciados.

Desde el simple estacamiento de la superficie glaciar, referido a puntos fijos de las orillas, hasta los métodos más complejos, se vienen ensayando y aplicando con variado éxito en los estudios glaciológicos. Mediante el emplazamiento de estacas se puede conocer el monto de los parámetros de acumulación y de ablación, según la época, por lectura directa sobre aquellas, así como también la velocidad del desplazamiento superficial. Poco suceso se ha tenido hasta aquí en los intentos de medición de perfiles de velocidades desde la superficie has-

ta el fondo de los glaciares. En el Mar de Glace HILLECAMPS y LAFARGUE (157, 1958) utilizaron como emisores-receptores de ultra sonidos, unas cerámicas piezo-eléctricas de titanato de bario moduladas por un generador apropiado que proveía impulsos de rendimiento energético de cerca del 10 por ciento y un período ajustable de 1 a 15 milisegundos. Estas cerámicas fueron ubicadas en un montaje que aseguraba la aislación eléctrica y acústica para una de las caras. Las cerámicas así equipadas se dispusieron a distintas profundidades en perforaciones de pequeño diámetro que fueron luego rellenadas con agua. El experimento consiste en efectuar mediciones muy cuidadosas a intervalos regulares, cada 24, 12 ó 6 horas, y aún hasta cada hora; se registra el tiempo transcurrido entre una señal ultra-acústica emitida por una cerámica usada como transmisor a otras varias que actúan como receptor. Este método no ha resultado, hasta ahora por lo menos, consagrado por una adopción general.

Uno de los temas de investigación más insistentemente encarado ha sido la determinación del espesor del hielo que integra un glaciar, valor que es, por otra parte, indispensable para conocer su volumen.

El más aceptado de todos los métodos practicables resulta ser, hasta aquí, el de las mediciones sísmicas.

Durante los últimos 35 años ha habido muchos intentos de medir el espesor del hielo glaciar por medio de equipos sísmicos convencionales utilizando tanto las técnicas de refracción como de reflexión,



equipos sónicos usando frecuencias de hasta varios cientos de ciclos, mediciones de resistividad, y hasta radar, todos con resultados generalmente insatisfactorios hasta hace unos 15 años. Mientras algunos de estos métodos han sido inapropiadamente adaptados al problema, parece no existir una razón real que justificara el hecho de que la técnica sísmica de refracción y reflexión diera resultados no satisfactorios. Esto resultaba más evidente si se tenían presentes los logros excepcionalmente buenos que se obtuvieron, FOULTER (175, 1947), en 1934 en la Barrera de Hielo de Ross en la Antártida. En un análisis de las condiciones que se espera encontrar en un trabajo de esta índole sobre glaciares, la mayoría opina que los mismos factores que limitan el uso de la técnica sísmica de detonación convencional en perforación en el hielo, son los que actúan donde se desean obtener reflexiones poco profundas en la exploración de campos petrolíferos. Algunas de las características de la técnica sísmica de detonación convencional en perforación que, en el caso de la exploración del campo petrolífero meramente impone ciertas limitaciones, las hacen no sólo impracticables para obtener los orificios de detonación en los glaciares, sino difícil de utilizarla aunque pudieran ser fácilmente excavadas.

A la mayoría de los geofísicos les ha parecido que tomar medidas del espesor del hielo en los glaciares por medio de la técnica de reflexión de detonación convencional en pozo, debería ser algo extremadamente simple. No debería haber dificultad para perforar los pozos

necesarios para las detonaciones, el hielo debería transmitir la energía sísmica muy bien, podría existir o no una cubierta de nieve o de firn o neviza, en cuyo caso correspondería a una capa meteorizada; el hielo de baja densidad debía yacer sobre la roca sólida ubicada debajo con una mayor densidad y ninguna de sus profundidades alcanzaría valores como los que son usuales en el caso de los campos petrolíferos; pero un cuidadoso análisis de los hechos llevó a FOULTER (176, 1949) a conclusiones algo diferentes que en cada caso fueron:

Excavación de los agujeros. Este tipo de perforaciones para los trabajos sísmicos en glaciares ha desanimado a muchos investigadores habiéndose propuesto muchísimas técnicas incluyendo perforadoras accionadas a mano o a motor, eléctricamente calentadas, estufillas a kerosene que calentaban agua circulante en un tubo perforador por fusión del hielo, etc. Es fuerza reconocer que los resultados logrados no son todo lo satisfactorios que sería dable esperar.

Buena transmisión del hielo. La transmisión de energía a través del hielo es muy buena; de hecho a este respecto es casi equivalente a la de las calizas. La atenuación de la energía en el hielo sólido del glaciar Taku en Alaska, fué tan baja en las ondas transversales y longitudinales que resultó muy útil usar un sistema por medio del cual fué posible separar estas dos energías teniendo velocidades tan ampliamente diferentes.

Cobertura de nieve comparable a una capa meteorizada. Como en el

28

caso registrado en una experiencia realizada en las calizas del Edwards Plateau, en Texas, puede haber o no una capa delgada de velocidad relativamente más baja en la superficie. En el caso de nieve y firn sobre los glaciares, la densidad y la velocidad cubrirán una amplia gama de valores pero, en general, habrá una transición más gradual de la que debería existir en condiciones más favorables. La velocidad sísmica en la nieve puede cubrir casi la completa gama entre la velocidad del sonido en el aire y los 3.900 m (12.900 pies) por segundo para el hielo sólido.

El contacto hielo-roca. La diferencia de densidades entre el hielo y la roca subyacente es mucho mayor que la que se encontrará entre horizontes de la subcorteza en la mayoría de las exploraciones de campos petrolíferos. No obstante, dado que la velocidad sísmica en el hielo es de 12.900 pies por segundo (3.900 m/s) o sea casi idéntica con la de la roca sobre la que él descansa, las diferencias en la densidad pierden mucho de su significación. El contacto hielo-roca por lo tanto, aunque aparentemente debería quedar claramente definido, en general no es un buen horizonte reflectante.

Las reflexiones no profundas. En las mediciones efectuadas en campos de hielo y en glaciares, el espesor del hielo será en general menor de 500 m y en muchos casos bastante menor. Con una velocidad que se aproxima a los 4.000 m por segundo, el tiempo de llegada de las reflexiones aparecerá tan pronto en los registros que ellas estarán com-



pletamente enmascaradas con las primeras llegadas directamente desde los pozos de detonaciones aunque se utilicen cargas extremadamente pequeñas.

La principal dificultad encontrada en los primeros trabajos fué la incapacidad de enviar energía suficiente dentro del hielo para obtener un retorno útil sin tener la reflexión ocultada por la elevada amplitud de las primeras llegadas. Antes de la difusión del Método Sísmico Foulter de Exploración Geofísica, los explosivos usados para crear la onda sísmica eran colocados bien sobre la superficie del hielo o de la nieve, o bien enterradas sólo a una escasa profundidad debajo de la superficie.

El método Foulter. Este método que tuvo una amplia aceptación en la industria petrolífera aparecía como con interesantes perspectivas en el campo de la investigación glacial. En él, el explosivo es colocado en estacas metálicas y detonado en el aire, con lo cual se pensó, podrían ser eliminadas muchas de las dificultades encontradas con la técnica de la detonación convencional en pozos en el hielo. Este método sísmico es el fruto del directo desarrollo de trabajos iniciados por el Dr. Foulter en la Segunda Expedición Antártica Byrd (1933-35). Posteriormente se continuó con su desarrollo mediante un intensivo programa de investigación que se ha extendido por espacio de varios años. Como resultado, el método se ha desarrollado en un completo sistema que afecta virtualmente todas las fases de la explo-

31

ración sísmica. Mediante la selección de la medida, forma y tipo de modelo de cargas, se genera un impulso sísmico que tenga la frecuencia apropiada para ser bien transmitida y desarrollar una buena reflexión, de tal modo que permite el uso de un sistema de registro de respuesta aproximadamente plana.

Otro método también geofísico consiste en la aplicación de la técnica de la gravedad aplicada a las determinaciones de profundidad de glaciares y capas de hielo.

Comentario general. Es un hecho reconocido que la atracción normal de la tierra no es constante en todas partes sino que varía de un punto a otro. Para aislar las diferencias de densidad en zonas próximas a la superficie, se procede a efectuar una corrección para los factores obviamente evidentes que pueden determinar un distanciamiento del valor de  $G$  de su standard o normal.

Al principio, las variaciones en la gravedad ( $G$ ) se infirieron de las discrepancias registradas, y posteriormente se establecieron por medio de observaciones pendulares realizadas a través de todo el mundo. Esto condujo al principio de la Isostasia, uno de los conceptos de mayor alcance en Geología y que tiene decisiva competencia en la consideración de los movimientos epirogénicos y orogénicos en la corteza terrestre.

Aplicación glaciológica. La aplicación del método a la determinación de espesores de hielo consiste básicamente en que en lugar de

reducir  $G$  a su equivalente para el nivel del mar, las correcciones se aplican en modo reverso a  $\gamma_0$  (gravedad teórica al nivel del mar) para dar un valor de gravedad que se espera encontrar,  $G_E$ , conforme a la elevación de la estación. La diferencia entre este valor calculado de gravedad  $G_E$  y el valor observado,  $G_0$ , es la Anomalia de Bouger. En cada estación la razón básica para la existencia de una diferencia entre  $G$  y  $G_E$  es adjudicada al espesor glaciario en la estación.

Fotogrametría aplicada a la Glaciología

Cuando se trata de estudiar la física del movimiento del hielo, el conocimiento de las velocidades del mismo en todas las partes de un glaciar, resulta sumamente valioso. Si se observa un mismo lugar referido a puntos fijos en la orilla, PINSTERWALDER (87, 1958), el hielo se desplaza en él a una velocidad normalmente constante, pero esta condición también suele estar sujeta a cambios causados por las influencias estacionales del clima, por las ondas de presión que recorren el glaciar y por las oscilaciones periódicas de cada glaciar. Estos cambios influyen tanto la componente horizontal como la vertical de las velocidades y hay además, otros que ocurren con la variación del clima y son a largo plazo.

No resulta fácil medir las velocidades del hielo cuando su superficie se altera casi ininterrumpidamente con la acumulación y la ablación. Ya se ha dicho antes que se oponen a las mediciones las mayores dificultades cuando se trata de establecer la velocidad de las partes



íntimas - no superficiales - de la masa del hielo glaciario. Se ha logrado en parte vencer esas dificultades mediante la medición del cambio de inclinación de pozos, agujeros u ojales y la deformación de secciones transversales de túneles en el hielo.

Para determinar las velocidades superficiales, la fotogrametría ha dado muy buenos resultados en algunos casos. Se trabaja con el método terrestre repitiendo las fotos de medición perpendiculares al movimiento del hielo desde puntos fijos establecidos en el suelo firme. En el caso del glaciar Agua Negra de San Juan y del glaciar Cráter Oeste del cerro Volcán Oveiro de Mendoza se han practicado tomas tanto perpendiculares como paralelas a la dirección que sigue el movimiento del hielo. Al repetir los fotogramas se toman desde luego estrictamente en la misma dirección que los originales. Las diferencias en la ubicación del hielo, causadas por su desplazamiento, pueden medirse en las fotos utilizando el efecto estereoscópico con gran exactitud y realismo. Además con este medio es posible medir no sólo unos pocos simples puntos, sino áreas completas puesto que los paralajes estereoscópicos causados por el movimiento del hielo dan una especie de modelo plástico de la superficie deformada.

Con motivo de la realización de la Expedición Geofísica Internacional a Groenlandia 1957-60 (E.G.I.G.) se realizó por primera vez un ensayo de fotogrametría aérea destinada a medir por este medio las velocidades del hielo de los glaciares. En un vuelo de reconocimiento so-

bre las lenguas de los glaciares de Groenlandia Occidental, que fué repetido a los 5 días, se obtuvieron fotos verticales de las lenguas repitiéndose las tomas de las mismas en la segunda oportunidad. Así fué posible comparar estas fotos para deducir de ellas el movimiento del hielo ocurrido durante el tiempo transcurrido entre la exposición de las dos fotografías. Pero los paralajes que pueden ser medidos estereoscópicamente están influenciados en este caso no sólo por el movimiento que causa el efecto de los paralajes sino que están también afectados por dos hechos:

- 1.- Las direcciones de las dos fotografías no son las mismas.
- 2.- Las posiciones de la cámara no son tampoco las mismas en ambos momentos.

Por supuesto que es ventajoso si las posiciones de las cámaras son aproximadamente las mismas y también si las direcciones de las fotografías no difieren mucho, pero es imposible eliminar totalmente estas dos influencias a priori durante los vuelos. Existe no obstante, la posibilidad de tomar en cuenta las mencionadas influencias en gabinete, mediante el empleo de instrumentos ópticos de restitución, y transformar la vista obtenida en vuelo en una ideal que se habría obtenido volando a una altura fija preestablecida y con fotografías sobre el eje vertical. Esta técnica favorecida además por la posibilidad de vincular las sucesivas vistas aéreas de un recorrido por la aereo-triangulación; marca un notable progreso en la posibilidad de estudiar con todo detalle y exactitud, los movimientos superficiales de los gla-

ciaras.

Método de datación por el estudio de los anillos de crecimiento vegetal

A - En zonas boscosas. La metodología de este tipo de estudios consiste esencialmente en localizar los límites de avance máximo reciente de los glaciares, sea por el análisis de fotografías aéreas, o bien sobre el terreno mismo; la "trimline" es la línea que determina los límites, inferior del bosque antiguo y, superior del bosque joven formado a partir del último retiro del hielo <sup>(\*)</sup>. Se trata de establecer las edades de los árboles ubicados por sobre y por debajo de esta "línea del recorte". Se deben establecer también las edades de los árboles más viejos que puedan encontrarse sobre los lomos morénicos que yacen entre la línea del recorte y el presente borde del hielo con lo que quedará evidenciada la velocidad del retroceso del hielo glaciario.

Es difícil en una región casi enteramente desconocida en su biología, saber en un primer reconocimiento cuan precisos pueden ser los estudios basados en los anillos de crecimiento de los árboles,

---

(\*) N. del autor. Quizá sería apropiado acuñar en castellano, una expresión con igual sentido significativo que la voz en inglés "trimline"; la expresión "línea del recorte" parece apropiada ya que en realidad se trata de un recorte del bosque efectuado por el hielo glaciario.



LAWRENCE, D. y E. (135, 1959). Es menester proveerse previamente de diversas informaciones entre las cuales las principales son:

- 1.- Identificación de las especies.
- 2.- Manera apropiada de tomar las muestras del bosque sin deteriorar las herramientas especiales.
- 3.- Reconocimiento de las capas de crecimiento y de si el árbol puede producir una o varias por año, en cualquier período de su vida, o quizá ninguna en algunos años.
- 4.- En donde las muestras de los troncos pueden recolectarse para que sean suficientemente completas y representativas como para que resulten útiles.
- 5.- La velocidad anual del crecimiento en altura de los árboles muy jóvenes.
- 6.- La frecuencia del nacimiento de plantas de semilla que ocurre en un lugar dado, el que depende a su vez de la frecuencia y abundancia de la producción de semillas por los árboles elegidos para el estudio, la distancia máxima que la dispersión puede alcanzar, la efectividad de los agentes naturales que transportan y depositan las semillas, así como de los agentes naturales que destruyen las plantas de semilla recién nacidas.
- 7.- La longitud del tiempo que transcurre entre la fusión del hielo y la instalación de los primeros árboles de las espe-

cies utilizadas.

En Argentina, una visita brevísima de Lawrence en 1959 permitió a este investigador realizar algunas observaciones en el valle del glaciar Río Manso.

B - En zonas sin desarrollo boscoso. Este método es intermedio entre el anterior y el liquenométrico y se lo ha desarrollado primordialmente para ser aplicado en lugares en donde, aparte de la carencia de bosque, no se tiene información alguna de su clima o del comportamiento glacial reciente. Esto último determina que la datación absoluta liquenométrica deba esperar hasta que los líquenes, de más lento crecimiento, evidencien progresos en sus dimensiones lo suficientemente distintas como para ser medidos con seguridad. Esta espera puede ser, BESCHEL y WEBB (26, 1963) del orden de una década o más.

Hasta recientemente, el trabajo dendrocronológico había estado limitado principalmente a las áreas con árboles crecidos, mientras que el estudio de los anillos de crecimiento en plantas leñosas enanas, había sido descuidado. En la literatura hay muchas desperdigadas referencias a los diminutos incrementos anuales y a la sorprendentemente larga edad alcanzable por las chamaephytes o árboles enanos en la línea del bosque, pero aparentemente no se encuentra ningún estudio amplio hasta 1961-62, cuando BESCHEL (25, 1961 b) y BESCHEL y WEIDICK (27, 1961) mss, (mss) demostraron que los tallos de sauces enanos Salix glauca L. ssp. glauca) y de juníperos (Juniperus comanis L. var. montana Ait.) eran

seguros indicadores de edades mínimas en Groenlandia Occidental para los últimos doscientos años. Es por ello que se ha hecho datación sobre la base de los tallos de los sauces enanos en regiones tales como la Isla Axel Heiberg.

Este tipo de estudios es bastante dificultoso por diversas razones. Las secuencias de crecimiento regular se encuentran sólo en tallos muy jóvenes; las ramificaciones no viven sino durante unas pocas décadas y su muda o reemplazo produce muchas irregularidades en los tallos principales que quedan enterrados y que pueden llegar a ser centenarios aunque los anillos discontinuos en ellos son comunes y además, pueden pasar muchos años sin que ningún anillo se haya formado. Por otra parte, los anillos de crecimiento pueden verse más fácilmente en los sauces árticos que en las especies del mismo género más alejadas del polo. Las variaciones en el género de los anillos son muy grandes y estos no son la resultante de un sistema fijo de muda de las ramificaciones. Ocurren variaciones paralelas en plantas diferentes interpretándoselas como pruebas de respuestas similares a fluctuaciones climáticas de año a año.

Las muestras estudiadas hasta ahora no indican que las estimaciones previas de edades de los diversos estratos necesitan ser alteradas, ni que ellas den una base absoluta para datación desde que la edad contabilizada de los sauces árticos es más baja que la que se esperaba encontrar. Las edades de las disturbancias recientes, tales



TABLA V

PROMEDIO ANUAL DE CRECIMIENTO RADIAL

DE ALGUNOS LIQUENES COMUNES

|                          | mm   |
|--------------------------|------|
| Crocynia membranacea     | 0,55 |
| Disposchistes scruposus  | 0,44 |
| Lecidea coarctata        | 1,40 |
| Parmelia centrifuga      | 0,42 |
| Parmelia isidiata        | 1,60 |
| Parmelia rudecta         | 4,00 |
| Rhizocarpon geographicum | 0,36 |
| Rhizocarpon grande       | 0,33 |
| Rinodina creina          | 0,57 |

como la formación de lagos de hielo, no podría ser determinada por ser altamente irregular la secuencia de los controles de anillos de crecimiento. La sucesión de estos puede ser comparada en cierto modo con la de las capas de acumulación anual de nieve en las calotas de hielo.

El coeficiente de variabilidad de una secuencia de anillos de crecimiento expresa en un número una respuesta de los sauces a su medio ambiente.

Este método de datación ofrece muchas buenas perspectivas aunque sus actuales lagunas son importantes; así todavía tienen que ser buscadas comparadas las diferencias regionales del coeficiente de variabilidad con tipos geobotánicos, pero esto vendrá en lo futuro.

Datación de superficies rocosas por el crecimiento de los líquenes (liquenometría)

Los líquenes se hallan entre las plantas de más lento crecimiento conocidas por los botánicos; hay, no obstante, registros de las velocidades de crecimiento que no son muy exactos debido quizá a que la notoriamente poca velocidad ha desanimado a muchos liquenólogos de practicar mediciones en el terreno. La mayoría de los líquenes parece crecer radialmente en un promedio que va entre 0,1 y 10 mm por año. Algunas mediciones efectuadas sobre líquenes típicos están mencionadas en la Tabla V . Esto puede ser comprobado indirectamente midiendo los diámetros máximos sobre las superficies rocosas expues-

tas de edad conocida, o por mediciones repetidas sistemáticamente. El incremento total constante, después de un crecimiento inicial sigmoideo permite la datación de superficies rocosas expuestas hasta hace 1.000 a 4.500 años antes del presente dependiendo de las condiciones climáticas. La liquenometría, o sea el control e interpretación de las variaciones de las velocidades de crecimiento de los líquenes sobre superficies rocosas que estuvieron cubiertas por el hielo glaciar, permite la relativa datación de eventos dentro de la edad límite de los líquenes, en macroclimas similares. Esto puede ser convertido a una escala absoluta si un suceso involucrado cualquiera es fechado fuera de toda duda por otros medios como ser información histórica, o si la velocidad de crecimiento es de tal naturaleza que puede medirse directamente. En Groenlandia Occidental, en los Alpes, y en las Montañas Ruwenzori se han practicado mediciones de líquenes según las cuales el sincronismo del comportamiento glaciar dentro del período de avance de los tiempos modernos (405-445 años antes de ahora) aparece como muy alto. Las primitivas morenas hipotermales y los trenes de rodados pueden ser separados claramente de las modernas precoces, aún si otros criterios morfológicos fallan.

Las velocidades de crecimiento de los líquenes son inversalmente proporcionales a la higr continentalidad del área, lo que permitió el cálculo de ésta, o de factores climáticos combinados similares por medio de la liquenometría, o la predicción de la velocidad de crecimiento



41.  
de líquenes a partir de un clima conocido BESCHEL (24, 1961<sup>2)</sup>. La liquenometría es especialmente útil en donde la dendrocronología es impracticable.

Desafortunadamente los estudios fisiológicos de talos intactos de líquenes son muy dificultosos en laboratorio, HALE (108, 1961), por lo que su conocimiento, a menudo, suele obtenerse sólo como el fruto de una indirecta aproximación. Los líquenes tienen una notable resistencia a las sequías y a la desecación, un rasgo que los habilita para vivir sobre la roca desnuda y en otros habitats pioneros; esta resistencia es correlativa con la estructura única del talo. Respecto a su metabolismo corresponde destacar sintéticamente que sus alimentos orgánicos básicos son sintetizados por el alga durante la fotosíntesis y utilizados, en parte por el hongo y en parte por el alga misma.

Crecimiento de los líquenes. No todos los líquenes, según parece hasta ahora, sirven para fechar; para ANDREWS y WEBBER (12, 1964) sólo deben usarse con tal fin aquellos líquenes epicéntricos con un talo bien distinto y casi circular. Estos autores practicaron un estudio liquenométrico de la margen Nord Occidental de la Capa de Hielo Barnes, trabajo al que asignan el carácter de una técnica geomorfológica.

En donde quiera que una nueva superficie rocosa resulta expuesta a la atmósfera es rociada con cuerpos reproductivos (diasporos) de

plantas, transportados por el viento y el agua. Estos cuerpos alojarse en grietas capilares u otras pequeñas cavidades y quedarán atrapadas; en general, sólo muy pocas superficies, semejantes al vidrio, no ofrecen tales lugares. Los pequeños diasporos suelen ser más fácilmente retenidos por una superficie, y los más pequeños cuerpos tienen también una mayor oportunidad de dispersión a larga distancia.

Son muchas las circunstancias que deciden si un diasporo podrá germinar y crecer en una nueva planta. Dando por sentada una cierta estabilidad del substrato, debe haber también suficientes cantidades de agua, calor, luz y nutrientes. Cualquiera de estos factores puede resultar limitante para el crecimiento hasta de la planta mejor adaptada. El agua líquida se desvanece rápidamente de las superficies rocosas después de la cesación de la lluvia, la niebla, el rocío o la fusión de la nieve, y sólo los organismos que resistan repetidas y prolongadas desecaciones podrán crecer. Los nutrientes minerales pueden tornarse asimilables por efecto de la meteorización o bien por el acarreo del viento y del agua sobre las superficies. El nitrógeno de la atmósfera puede ser fijado por muchos micro-organismos. El tiempo de vida activa durante el cual la temperatura favorable, la luz y el agua líquida están todos presentes, es tan corto durante cada año que los escasos minerales nutrientes pueden ser suficientes para tal crecimiento. Está reconocido que la vecindad de sitios en donde se posan los pájaros y otros lugares en donde se acumulan excrementos animales

73

y desperdicios orgánicos, permite el desarrollo - especialmente en regiones polares - de una vegetación sorprendentemente lujuriosa. Esto es especialmente cierto para plantas enraizadas en el suelo en donde existen relaciones con el agua enteramente diferentes a las de las superficies rocosas que suelen cubrirse con plantas restringidas a tales localidades, o mejor dicho posibilidades, y adaptadas a la excesiva fertilización. Las plantas que son comunes fuera de tales ambientes, raramente penetrarán en ellos, y hasta aún aquellas que están adaptadas a un intensivo abono se tornan escasas ante las condiciones climáticas adversas. En general, la regla consagrada es que las condiciones edáficas tienen una muy grande importancia en la selección de los organismos que pueden desarrollarse sobre una superficie rocosa, pero que el clima parece ser quien determina su crecimiento.

Una vez que las primeras plantas han germinado y crecido, otras diasporos llegan e inician igual proceso pero, de la mezcla resultante, sólo las plantas más grandes serán de una edad igual a la del substrato expuesto o lo que es lo mismo, al tiempo de exposición del substrato. Como diferentes especies de plantas crecen a diferente velocidad, algunas resultarán visibles mientras que otras permanecerán con dimensiones microscópicas, aunque hayan arribado al mismo tiempo. Dentro de un área con igual tiempo de exposición los micro-ambientes varían permitiendo el crecimiento más rápido sobre algunas superficies y demorando el de otras. Como cualquier planta más pequeña puede ser bien más joven, o



bien la resultante de un impedimento en su crecimiento en razón de su micro-ambiente, se hará una selección de los individuos que crecen en óptimas condiciones locales, por tanto los más grandes, como indicadores de la edad buscada. Sólo las especies más comunes mostrarán una estrecha correlación entre sus máximas medidas y la edad de exposición del substrato, siempre quede comprendido dentro de la edad límite de la planta. Los individuos o sus agregados deben estar claramente delimitados, como que cualquier confluencia con unidades similares invalidaría una determinación de edad basada en sus medidas. Muchos líquenes - costras individuales, talos foliáceos, y agregados en forma de discos integrados por tipos fruticosos - así como también alfombras de musgos y plantas con flores pueden ser usadas para la datación, si las unidades tienen una forma más o menos circular. Aunque muchos líquenes tienen sus lóbulos o aureolas con una disposición radial, hay otros que están rodeados por un hipotalo de diferente color y forma que queda cuando especies idénticas se encuentran, en cuyo caso cualquier parche que aparezca oblongo sólo será considerado en su más corto diámetro.

El diámetro de un talo crece al principio muy lentamente y transcurre un tiempo considerable antes que los líquenes se hagan visibles; entonces el crecimiento gana en velocidad y muchos talos pasan a través de un "gran período" hasta que este incremento en un tiempo dado cae en un valor constante que se mantiene durante largo tiempo. Cuando es ambientalmente posible, los diámetros máximos son abordados y la ve-

73

locidad de crecimiento decrece. FREY (95, 1959) fotografió líquenes que no cambiaron su apariencia en veinte años. No se sabe cuanto tiempo un talo puede permanecer en esta fase estacionaria, pero la meteorización finalmente la removerá. Las fluctuaciones del clima modifican la velocidad de crecimiento, pero cuanto más lentamente crece un líquen, tanto más suavizada resultará la curva representativa de la razón dimensiones/tiempo. Si se considera el crecimiento en intervalos de tiempo constantes, expresado como porcentaje de la medida previa, el incremento relativo más rápido aparece en los primeros años de vida; el gráfico de la relación incremento-tiempo, resulta una curva hiperbólica.

Conforme se ha observado en muchos líquenes foliáceos, los anillos remanentes externos no dependen de lo que ocurre en el centro sino que continúan con su crecimiento a una velocidad uniforme.

El espacio de tiempo durante el cual se puede fechar con líquenes depende del espacio de tiempo durante el cual las plantas crecen. Para períodos de muchas décadas y aún de unos pocos siglos se pueden emplear miembros de los géneros Alectoria, Parmelia, Stereocaulon, Umbilicaria, Rinodina, Lecanora, para fechar el tiempo de exposición. En regiones desprovistas de árboles y dentro de los mismos períodos de tiempo, plantas leñosas, especialmente sauces y abedules enanos permiten una cuenta directa de su edad a través de los anillos de crecimiento anuales. Varias especies de los géneros de líquenes crustáceos Rhizocarpon y Lecidea; no obstante, continúan creciendo por muchos más



largos períodos de tiempo. Sus más grandes talos parecen ser de unos 600 a 1.300 años en los Alpes, y de 1.000 a 4.500 años en Groenlandia Occidental. Es probable que estos valores hayan sido excedidos en las altas regiones árticas o antárticas.

La medición de las mismas plantas en intervalos de tiempo lo suficientemente largos, es la base de todo análisis de valores de crecimiento. La longevidad de muchos líquenes excluye la posibilidad de que la observación sea hecha por un sólo investigador ya que su información deberá ser complementada por la o las que hagan los de otra generación.

No siendo preciso un instrumental complejo ni excesivamente caro, llevar a la práctica la iniciación de este método, parece ser lo más racional. Ni siquiera es menester clasificar fuera de cualquier duda la o las especies que se pongan en observación en determinada área. Ya que los especialistas del futuro podrán encargarse de ello, con la ventaja de que tendrán historiadados los eventos que ocurran a partir de la fecha de la iniciación de las observaciones en las estaciones liquinométricas.



## GLACIARES ARGENTINOS

### 1.- CARACTERES DE LA REGION

#### A.- Situación geográfica

El punto más septentrional de la Argentina es el cerro Tranqui (lat.  $21^{\circ}46'55''$  S., long.  $66^{\circ}12'35''$  W.), al este de la confluencia del río Mojinete con el río Grande de San Juan. El punto más meridional de esta parte continental es el cabo Dungenes (lat.  $52^{\circ}24'00''$  S., long.  $68^{\circ}26'15''$  W.), y el extremo de la parte insular anexa inmediata es el cabo San Pio, en isla grande de Tierra del Fuego (lat.  $55^{\circ}03'30''$  S., long.  $66^{\circ}32'10''$  W.). Entre el primer punto mencionado y este último hay una distancia de 3.694 km.

La cordillera de los Andes es portadora de la casi totalidad de la glaciación del país, teniendo en cuenta la cual se pueden considerar tres áreas distintas que son: a) al norte la puna, con una longitud de 637 km. desde los  $21^{\circ}46'55''$  hasta los  $27^{\circ}03'40''$  de latitud sur y un ancho mayor de 213 km. a los  $24^{\circ}43'$  S.; b) la cordillera propiamente dicha, desde los  $27^{\circ}03'40''$ , hasta aproximadamente los  $45^{\circ}$  de latitud sur, a la que prácticamente desaparecen los glaciares en territorio argentino al apartarse su límite internacional del eje principal de la cordillera que se interna íntegramente en territorio chileno; este tramo tiene una longitud aproximada de 2.000 km., y un ancho mayor de 105 km. a los  $31^{\circ}10'$  S; c) la zona del campo de hielo patagónico argentino, que se extiende desde los  $48^{\circ}11'$  a los  $51^{\circ}25'$  de latitud sur, abarcando una forma alargada de norte a sur con una longitud de 360 km; el ancho medio de este lóbulo glacial es de unos 40 km. calculándose su superficie en unos  $14.140 \text{ km}^2$ , LEBOUTRY (143 y 144, 1952, 1956) ha estimado esta área en  $13.500 \text{ km}^2$ . No obstante, aparte de esta potente manifestación glacial se hacen presente, algunos picos aislados que contienen glaciares.

#### B.- Consideración del Clima a los Fines Glaciológicos

Por ser la precipitación uno de los factores climáticos más importantes y depender de ella en gran medida la ocurrencia de los glaciares, se ha intentado una clasificación genética

en la que se distinguen los diferentes tipos de clima que afectan el territorio argentino según sus causas.

Si bien los datos consultados que existen publicados hasta el momento en lo que se refiere a la distribución anual y mensual de las precipitaciones en Sudamérica en general, son bastante heterogéneos, PROHASKA (177, 1952) se ha ocupado del régimen pluviométrico de la parte extra-tropical de América del Sud. Para ello ha partido de los valores de las sumas mensuales y anuales de la precipitación en mm. (Mapa <sup>Fig. 3</sup>) que ha confeccionado teniendo en cuenta primordialmente el siguiente material:

- a.- "Régimen pluviométrico de la República Argentina" con promedios mensuales y anuales de la precipitación en el período de 25 años comprendido entre 1913 y 1937;
- b.- "Atlas pluviométrico do Brasil" que cubre igual cantidad de años aunque con la escasa diferencia de que estos son los comprendidos entre 1914 y 1938;
- c.- "Handbuch der Klimatologie" de Köppen-Geiger del que se extrajeron los datos de Chile y Uruguay;
- d.- "Climas de Bolivia" y "Régimen pluviométrico de Bolivia" de su Dirección General de Meteorología; y
- e.- Información general sobre el régimen pluviométrico de Paraguay, Uruguay y Chile facilitados por los Servicios Meteorológicos respectivos.

Es fácil advertir que este mapa confirma lo sostenido por Köppen en el sentido de que los continentes en latitudes tropicales y subtropicales presentan regiones húmedas en sus costas orientales y secas en las occidentales, mientras que en las latitudes templadas, esto es en la zona de los vientos del oeste, sucede al revés, o sea que hay poca precipitación en las costas orientales y mucha en las occidentales, como consecuencia del estrechamiento del continente y de la presencia de la cordillera como límite climático decisivo, las isoyetas corren en América del Sud tanto más longitudinalmente y el gradiente se hace más acusado, cuanto más angosto es el continente, como puede verse en el estrecho de Magallanes, donde se registran aproximadamente 5.000 mm anuales en la desembocadura occidental, mientras, que, en la oriental, a tan sólo 200 km. de distancia, la precipitación es de 300 a 500 mm.



La zona árida se extiende a lo largo de la costa del Pacífico desde el golfo de Guayaquil hasta los 33° S. aproximadamente, internándose unos 2° ó 3° más hacia el sur en los valles longitudinales chilenos, mientras en el límite entre ambas zonas se extiende 2° ó 3° hacia el norte en las regiones de la alta cordillera. Esta región comprende asimismo la puna boliviano-argentina-chilena y se extiende en el lado oriental de la cordillera hacia el sud, pasando por la región del Río Colorado y la patagonia hasta el estrecho de Magallanes. Las precipitaciones aumentan otra vez en el estrecho de Drake para disminuir una vez más hacia la península antártica en dirección al polo.

La transición de la región seca a la de precipitaciones abundantes se produce con bastante brusquedad en el sudoeste del continente a través de la cordillera. Su cambio, hacia el este y noreste, el aumento de lluvias es muy paulatino.

De acuerdo al régimen de la circulación atmosférica, Prohaska distingue seis tipos de la marcha anual de la precipitación (Fig. 4) y, si bien es cierto que ellos no concurren en su totalidad en la zona cordillerana andina, tampoco se juzga oportuno referirse solamente a los que la afectan con exclusión de los demás. Estos tipos son:

- a.- Zona A. Régimen tropical en verano y subtropical en invierno. Epoca de lluvias estivales y de sequía invernal.
- b.- Zona B. Régimen subtropical continental durante todo el año con escasas lluvias, que alcanzan su máximo en el verano.
- c.- Zona C. Régimen subtropical atlántico en verano y de la zona templada en invierno. Lluvias durante todo el año con máximo en invierno.
- d.- Zona D. Régimen de transición entre B y C Máximo de lluvias en primavera y otoño, mínimo en invierno.
- e.- Zona E. Régimen subtropical pacífico en verano y de la zona templada en invierno. Máximo de lluvia en invierno y mínimo en verano.
- f.- Zona F. Régimen de los vientos del oeste. Precipitación durante todo el año con máximo en verano.

Pese al limitadísimo valor que los datos arrojados por los



TABLA VI

PLUVIOMETROS TOTALIZADORES

| Nº Lugar                 | Prov. | Caracte-<br>rística | Lat.   | Long.  | Altura<br>en m<br>s.n.m. | Año<br>de precipi-<br>taciones<br>inst. | Promedio<br>en mm |
|--------------------------|-------|---------------------|--------|--------|--------------------------|---|-------------------|
| 1 Los Caserones          | SJ    | IV9ABda             | 28°55' | 69°49' | 3.760                    | 1957                                    | 204               |
| 2 Colengüil              | SJ    | IV9ABda             | 29°52' | 69°33' | 3.950                    | 1963                                    | 426               |
| 3 Valle del Cura         | SJ    | IV9ABda             | 30°02' | 69°50' | 3.960                    | 1957                                    | 156               |
| 4 Aguas Negras           | SJ    | IV9ABda             | 30°12' | 69°50' | 4.300                    | 1963                                    | 676               |
| 5 Quebrada San Lorenzo   | SJ    | IV9ABda             | 30°13' | 69°52' | 4.120                    | 1963                                    | 569               |
| 6 Río Blanco             | SJ    | IV9AB43             | 30°23' | 69°55' | 4.500                    | 1949                                    | 334               |
| 7 Río Patillos           | SJ    | IV9AB46             | 30°46' | 70°13' | 4.600                    | 1949                                    | 260               |
| 8 Laguna Las Arenas      | SJ    | IV9AB39             | 31°07' | 70°26' | 3.140                    | 1948                                    | 452               |
| 9 Ansilta                | SJ    | IV9AB50             | 31°33' | 69°53' | 3.800                    | 1954                                    | 197               |
| 10 Río Sombrero          | SJ    | IV9AB37             | 31°43' | 70°14' | 3.660                    | 1948                                    | 292               |
| 11 El Tontal             | SJ    | IV9AB47             | 31°44' | 69°07' | 3.300                    | 1949                                    | 385               |
| 12 Río Teatino           | SJ    | IV9AB38             | 32°04' | 70°20' | 3.300                    | 1948                                    | 282               |
| 13 Tambillos             | M     | IV9AB27             | 32°21' | 69°31' | 2.690                    | 1945                                    | 356               |
| 14 Cordillera del Tigre  | M     | IV9AB53             | 32°27' | 69°38' |                          | 1955                                    | 438               |
| 15 Quebrada Vieja Alta   | M     | IV9AB24             | 32°36' | 69°54' | 3.820                    | 1942                                    | 656               |
| 16 Quebrada Seca         | M     | IV9AB21             | 32°59' | 69°23' | 2.830                    | 1941                                    | 810               |
| 17 Río Las Tunas         | M     | IV9AB20             | 23°24' | 69°39' | 3.530                    | 1941                                    | 584               |
| 18 Real de los Camineros | M     | IV9AB16             | 33°35' | 69°38' | 4.020                    | 1941                                    | 566               |
| 19 Paso Honda            | M     | IV9AB17             | 33°39' | 69°50' | 3.280                    | 1941                                    | 467               |
| 20 Pampa del Milico      | M     | IV9AB18             | 33°50' | 69°40' | 2.680                    | 1941                                    | 392               |
| 21 Sequía del Monte      | M     | IV9AB19             | 33°52' | 69°42' | 3.240                    | 1941                                    | 466               |
| 22 Pampa de las Yaretas  | M     | IV9AB23             | 33°58' | 69°24' | 3.420                    | 1942                                    | 412               |
| 23 Laguna del Atuel      | M     | IV9A26              | 34°33' | 70°04' |                          | 1943                                    | 1.048             |
| 24 Mina de Burrero       | M     | IV9-10              | 34°58' | 70°10' | 2.570                    | 1939                                    | 773               |

|                           |    |        |        |        |            |       |
|---------------------------|----|--------|--------|--------|------------|-------|
| 25 Cerro Cobre            | M  | IV9-51 | 35°03' | 70°14' | 1952       | 965   |
| 26 Valle Hermoso          | M  | IV9-13 | 35°12' | 70°16' | 2,200 1939 | 1,013 |
| 27 Invernada del Viejo    | M  | IV9-15 | 35°45' | 70°14' | 1,520 1939 | 641   |
| 28 Arroyo del Guanaco     | M  | IV9-25 | 36°05' | 70°15' | 2,430 1942 | 633   |
| 29 Varvarco Campo         | B  | V2AA35 | 36°16' | 70°35' | 2,100 1948 | 1,172 |
| 30 Arroyo Calmuco         | M  | IV9-36 | 36°33' | 69°58' | 2,500 1948 | 459   |
| 31 Arroyo Chadileo        | B  | IV9-34 | 36°38' | 70°21' | 3,030 1948 | 782   |
| 32 L. de Epu-Lauquen      | N  | V2AA22 | 36°50' | 71°04' | 2,000 1942 | 1,601 |
| 33 Volcán Tromen          | N  | V2AA14 | 37°07' | 70°08' | 1,500 1939 | 304   |
| 34 Cordillera del Viento  | B  | V2AA48 | 37°14' | 70°36' | 1,560 1953 | 628   |
| 35 Cordillera del Durazno | B  | V2AA11 | 37°40' | 70°29' | 1,500 1939 | 484   |
| 36 Baños de Copahue       | B  | V2AB12 | 37°48' | 70°07' | 2,500 1939 | 2,453 |
| 37 Paso del Arco          | B  | V2BAa7 | 38°46' | 71°05' | 1,450 1939 | 1,350 |
| 38 Lago Tromen            | B  | V2BAa5 | 39°14' | 71°35' | 1,100 1938 | 3,293 |
| 39 Cordillera Rahue       | N  | V2BAa3 | 39°24' | 71°02' | 1,500 1938 | 931   |
| 40 Lago Quillen           | N  | V2BAa2 | 39°26' | 71°25' | 920 1938   | 3,710 |
| 41 Lago Lolog             | N  | V2BA6  | 40°03' | 71°35' | 1,000 1938 | 2,813 |
| 42 Lago Villarino         | B  | V2BA   | 40°26' | 71°32' | 1,030 1938 | 2,518 |
| 43 Cerro Dormilón         | N  | V2B9   | 40°46' | 71°47' | 1,630 1938 | 2,614 |
| 44 Cerro Otto             | RK | V2B1   | 41°09' | 71°22' | 1,250 1937 | 1,467 |
| 45 Monte Tronador         | BL | VI3-3  | 41°12' | 71°49' | 1,050 1938 | 2,320 |
| 46 Río Turbio             | Ch | VI3-42 | 42°16' | 71°59' | 330 1949   | 2,938 |
| 47 Río Tigre              | Ch | VI3-41 | 42°28' | 71°47' | 600 1949   | 2,070 |
| 48 Lago Menéndez          | Ch | VI3-44 | 42°45' | 71°59' | 500 1949   | 3,252 |
| 49 Cerro Greda            | Ch | VI3-15 | 43°23' | 71°40' | 1,000 1949 | 1,747 |
| 50 Cerro Rifón            | Ch | VI3-40 | 43°58' | 71°37' | 1,290 1949 | 1,581 |
| 51 Loma Negra             | Ch | V4B49  | 44°45' | 71°30' | 1,740 1953 | 1,524 |
| 52 Paso Roballo           | SC | V7-33  | 47°04' | 71°47' | 1,250 1948 | 283   |
| 53 Tucu-Tucu              | SC | V8-32  | 48°25' | 72°02' | 985 1947   | 818   |

---

|                     |    |         |        |        |     |      |       |
|---------------------|----|---------|--------|--------|-----|------|-------|
| 54 Fitz Roy         | SC | V11-29  | 49°18' | 72°57' | 760 | 1947 | 769   |
| 55 Canal Moyano     | SC | V11-31  | 49°45' | 73°06' | 260 | 1947 | 956   |
| 56 Canal Spegazzini | SC | V11-52  | 50°09' | 73°13' | 200 | 1953 | 1,495 |
| 57 Glacier Ameghino | SC | V11-23  | 50°22' | 73°05' | 190 | 1947 | 1,448 |
| 58 Glacier Mayo     | SC | V11-48  | 50°22' | 73°22' | 220 | 1950 | 1,368 |
| 59 Rio Vizcachas    | SC | VI-6-30 | 50°43' | 72°11' | 870 | 1947 | 763   |

---



pluviómetros totalizadores puedan tener para el glaciólogo, se da una nómina de estos aparatos instalados en la zona cordillerana argentina con el promedio de precipitación en m m que se asigna a cada uno (Tabla VI).

## 2.- REGIMEN NIVAL

La cordillera de los Andes es el origen obligado de la totalidad de los grandes ríos que nacen desde la latitud de la provincia de La Rioja ( $28^{\circ}30' S$ ) hasta el extremo terminal austral del país.

Existen campos de nieve o "bolsones", algunos susceptibles de ser considerados como subdivididos en importantes lóbulos cada uno de los cuales abarca áreas de muchos kilómetros cuadrados que recogen y retienen durante el invierno la nieve que en ellos precipita. Este fenómeno es la causa determinante de que, en su mayor parte, la cordillera andina sea barrera infranqueable por tierra durante los meses invernales. La duración de esos mantos de nieve semipermanentes es variable según los lugares y según los años pero, en general, puede decirse que comienzan a formarse en el mes de abril y desaparecen hacia octubre o noviembre de cada año. Ya se practican observaciones regulares invernales en algunos de estos campos de nieve, como en el caso de los valles de Los Patos en San Juan y Hermoso en Mendoza, (Herminio PEREZ, comunicación personal) posibilitándose así el pronóstico del escurrimiento de los ríos que allí nacen.

### 3.- INVENTARIO GLACIOLOGICO

Conforme a lo expuesto anteriormente sobre los caracteres de la región, se dan a continuación los resultados del inventario glaciológico en las tres áreas en que se considera divididas.

#### A.- Puna

El reconocimiento se inicia a la latitud de la Rinconada en la provincia de Jujuy, a los 22°30' S aproximadamente; hacia el este se reconocieron las serranías que forman la orla de la cordillera del límite internacional, algunas de las cuales alcanzan considerables alturas y poseen glaciares y nieves persistentes, cuya nómina y características sobresalientes es la siguiente:

- a.- Cerro Granadas (lat. 22°35' S., long. 66°17' W.) se halla situado en la cuenca superior del río Granadas, tratándose se del glaciar más septentrional del país. Es de tipo colgante, de unos 800 m. de largo por 40 m. de ancho. La altura del cerro Granadas es de 5.850 m. s n m.
- b.- Cerro Tinte (lat. 22°35' S., long. 67°00' W.) forma en conjunto con los cerros Salles y Granadas un ámbito en el que hay suelos congelados, particularmente en el fondo de los valles ubicados por encima de los 4.500 m. Su altura es de 5.713 m s n m.
- c.- Cerro Coyahuasima (lat. 22°47' S., long. 66°20' W.) conjuntamente con el cerro Coyamboya forman un núcleo montañoso portador de varios mantos de nieve permanente y semipermanente. Su altura es de 5.750 m.
- d.- Nevado San Pedro ( lat. 22°57' S., long. 67°00' W.) Posee en su cumbre un glaciar de calota de nieve 300x300 m.

siendo su altura de 5.750 m.

- e.- Nevado de Chañi (lat. 24°04' S., long. 62°43' W.) ofrece la particularidad de que en varios años consecutivos su cumbre permaneció casi totalmente cubierta por nieve. Actualmente su englazamiento se ha disipado quedando solo pequeñas acumulaciones de nieve y escasos núcleos de hielo pequeños. Posee siete lagunas de origen glaciar con sistema morénico perfectamente conservado. Altura de la cumbre 6.200 m.
- f.- Cerro Castillo (lat. 24°05' S., long. 65°39' W.) posee un pequeño glaciar que se extiende sobre su pared este, constituido por hielo cristalino hasta azul. Su altura es de 5.400 m.
- g.- Cerro Acay (lat. 24°25' S., long. 66°08' W.) este cerro que se yergue en las proximidades de San Antonio de los Cobres, presenta acumulaciones de nieve invernales cuya potencia aumenta a medida que se asciende a su cota máxima de los 6.000 m.
- h.- Macizo del Quevar (lat. 24°17' S., long. 66°43' W.), hay en él un glaciar típico de valle desconectado de su cuenca de alimentación superior, así como también abundantes campos de nieve y de penitentes diseminados en él. El mayor espesor de hielo medido fué de 6 m. Su altura máxima se encuentra a los 6.200 m.
- i.- Macizo Palermo (lat. 24°40' S., long. 66°25' W.) con hielo únicamente en la cumbre, 6.200 m s n m.
- j.- Nevado de Cachi (lat. 24°30' S., hasta 25°00' S., long. 66°25' W.), éste y el anterior se encuentran próximos entre sí en el borde oriental de la puna, originando una



importante red fluvial. Las acumulaciones de nieve más importantes se encuentran en el cerro Cachi, 6750 m s n m, en cuya antecumbre hay una calota de hielo que se corta abruptamente en su borde este. Por ésto el hielo es aportado por bloques de desprendimiento al fondo del despeñadero, donde se forma un glaciar regenerado. Hacia el valle de las cuevas de Cachi existe otro glaciar de unos 8 km. de largo, cuyo frente terminal se halla aproximadamente en la cota de los 4.600 m. Se trata de una de las mayores acumulaciones de hielo y nieve de la puna de Atacama.

k.- Cerro Soconpa (lat. 24°24' S., long. 68° 15' W.) con altura de 6.031 m., cubierto de nieve aunque se trata de un volcán al que se vió ultimamente arrojar agua caliente.

l.- Cerro Llullarllaco (lat. 24°42' S., long. 68°33' W.) con altura de 6.723 m. cubierto de nieve en la cumbre aunque se trata de un volcán sobre cuya actividad hay una última referencia del explorador Philippi, quien afirma haberlo visto arrojar vapores en 1854. Posee dos glaciares que son adictos de un gigantesco sistema glaciario de reciente extinción.

ll.- Cerro Antofalla (lat. 25°35' S., long. 66°36' W.) se trata de un grupo de volcanes, a cuyos pies existen restos de una actividad reducida que se manifiesta por géiseres. La cumbre más elevada alcanza a los 6.100 m. y está completamente cubierta por nieve.

m.- Cerro Laguna Blanca (lat. 26°40' S., long. 66°36' W.), cuya cumbre se encuentra a los 6.200 m. Las acumulacio-

nes de hielo en este cerro están subordinadas a su constitución morfológica, ya que la nieve y el granizo precipitados son fuertemente afectados por los vientos provenientes del Pacífico.

- n.- Cerro Negro Muerto (lat. 26°45' S., long. 68°00' W.) con una altura de 6.000 m. Este cerro se encuentra en el límite norte del valle longitudinal de Chaschuil y tiene un pequeño manchón de hielo permanente que, durante gran parte del año permanece cubierto por nieve.
- o.- Nevado del Aconquija (lat. 26°50' W. a 27°15' W., long. 65°50' S. a 66°00' S.), con una extensión aproximada de 90 km. de norte a sur; pertenece a las Sierras Pampeanas y posee numerosos campos de nieve. Entre varios pequeños glaciares se destaca uno suspendido, de mayores dimensiones; el Chimberí. Su cota máxima se encuentra a los 5.450 m.
- p.- Cerro Incahuasi (lat. 27°02' S., long. 68°18' W.), cuya cumbre se encuentra a los 6.620 m. Ubicado en el extremo austral de la puna de Atacama, posee dos glaciares suspendidos, campos de nieve penitente y acumulaciones nivósas comunes.
- q.- Cerro Ojos del Salado (lat. 27°03' S., long. 68°33' W.) cuya cumbre llega a los 6.870 m. Este gran macizo fué explorado hasta su cumbre superior, lo que permitió constatar la presencia de grandes acumulaciones de nieve y de hielo. Hay un glaciar de valle de unos 7 km. de largo con un ancho promedio de 20 m. y profundidad de unos 4 m., se trata de un glaciar en disipación. De este macizo hacia el sur la cordillera se bifurca en dos arcos que convergen nuevamente a los 29° S. aproximadamente, circuns-

cribiendo entre ellos la cuenca cerrada de la laguna Verde y los orígenes del río Jagüel. Las acumulaciones de nieve y hielo del cordón oeste son de importancia habiéndose comprobado, aunque, a distancia, la presencia de glaciares en los cerros;

- i.- Tres cruces (lat. 27°07' S., long. 68°47' W.) con altura de 6.200 m.
- ii.- Los Patos (lat. 27°18' S., long. 68°48' W.) con altura de 6.250 m.
- iii.- Nacimiento (lat. 27°17' S., long. 68°32' W.) con altura de 6.200 m.
- iv.- Dos Hermanos (lat. 27°30' S., long. 69°00' W.) con altura de 5.540 m.
- v.- Piscis (lat. 27°46' S., long. 68°48' W.), con altura de 6.700 m.
- vi.- Veladero (lat. 27°52' S., long. 68°56' W.) con altura más de 5.700 m.
- vii.- Vidal Gormaz (lat. 27°25' S., long. 69°06' W.) con altura de más de 5.000 m; y
- viii.- Bonete (lat. 27°57' S., long. 68°56' W.), con altura de 6.200 m.

**B.- Cordillera Propiamente Dicha**

Saliendo ya de la Puna el reconocimiento de norte a sur registra;

- a.- Cerro Treya o Jagüe (lat. 27°45' S., long. 68°45' W.) con 5.914 m. de altura en cuya cumbre presenta un glaciar tipo colgante que aporta a las nacientes del río Jagüe.
- b.- Cerro Volcánico Bonete (lat. 27°52' S., long. 68°47' W.)



con 6.730 m. de altura en su pico más elevado ya que en realidad presenta tres cumbres totalmente cubiertas por la nieve destacándose la más occidental por el hecho de contener un glaciar de tipo alpino.

c.- Macizo del Azufre (lat. 27°53' S., long. 68°28' W.) ubicado en el límite de La Rioja con Catamarca presenta un pequeño glaciar que aporta también a la cuenca del río Jagüé; la cota máxima de este macizo se encuentra a los 4.400 m.

La zona vecina hacia el Sur es la de los portezuelos Cong caballos y Peñas Negras (lat. 28°15' S., long. 68°25' W.) con altura de alrededor de los 4.300 m. en donde no hay manifestación glaciar alguna.

La laguna Brava (lat. 28°23' S., long. 68°50' W.) tiene 27 km. de largo por 8 km. de ancho, de cuenca cerrada y aguas muy amargas. No se ha encontrado en sus alrededores tampoco ningún glaciar.

El cerro Fandango (lat. 28°25' S., long. 69°00'8" W.) con altura superior a los 5.000 m. no posee glaciares ni acumulaciones de nieve.

d.- Cordillera del Macho Muerto (lat. 28°30' S., long. 69°20' W.) con el glaciar del mismo nombre cuya lengua llega a la quebrada con un ancho de 80 m.

e.- Macizo del Potro (lat. 28°40' S., long. 69°45' W.) con altura superior a los 6.000 m. Posee cuatro pequeños glaciares colgantes de los cuales el más importante origina al arroyo Bayo que da su color característico a sus aguas. El portezuelo del Inca (lat. 28°40' S., long. 69°42' W.)

se halla a los 5.400 m. y no tiene glaciares ni mantos de nieve.

- f.- Cerro Los Amarillos con un pequeño glaciar que da nacimiento al arroyo del mismo nombre que vuelca sus aguas al río La Sal. En el valle medio de éste se instaló un pluviómetro totalizador en el punto denominado Los Caserones (lat. 28°55' S., long. 69°49' W.) con altura de 3.760 m.
- g.- Sierra Cordón de la Punilla (lat. 28°58' S., hasta aproximadamente los 29°58' S., long. media de 69° W.) se extiende por espacio de aproximadamente 100 km. con orientación general norte-sur formando la línea divisoria de aguas entre las provincias de San Juan y La Rioja. Si bien este cordón no posee glaciares, tiene mantos de nieve semipermanentes en ambas laderas, particularmente en los cerros Las Veras (lat. 29°03' S., long. 68°52' W.) con altura de 4.500 m., El Cepo (lat. 29°25' S., long. 68°58' W.) con altura de 4.270 m. y La Bolsa (lat. 29°25' a 29°41' S., long. 69°00' W.) con altura de 4.400 m.
- h.- Macizo de Famatina (lat. 29°00' S., long. 67°50' W.) cuya cota máxima alcanza los 6.400 m. La sierra de Famatina tiene un largo aproximado de 70 km. encontrándose en ella dos cuencas. La de los ríos Abaucán y Pituil por una parte, y la del Valle Hermoso por otra. El Nevado de Famatina con largo aproximado también de 70 km., determina las cuencas de los ríos Bermejo, e imbrifera de Bajos de Santa Elena. En este macizo se registra la presencia de varios campos de nieve que, en verano se reducen a manchones en los lugares topográficamente aptos para retenerla.

- i.- Macizo del Toro (lat. 29°10' S., long. 69°37' W.) cuya cumbre se encuentra a los 6.400 m., presenta un glaciar con su lengua compuesta de hielo cristalino y sin estratificación visible en todo su curso. Su circo tiene un diámetro aproximado de 400 m. y su lengua, de unos 900 m. de largo por 100 m. de ancho por 19 m. de espesor promedio en su parte terminal. Hay evidencias topográficas de que su extensión ha sido considerablemente mayor no hace mucho tiempo.
- j.- Portezuelo de Chollay (lat. 29°13' S., 69°56' W.) con un pequeño glaciar suspendido.
- k.- Cordillera del Chivato (lat. 29°15' S., long. 69°57' W.) cuya parte más alta alcanza los 5.700 m. presenta dos glaciares de circo de diferente tamaño y con hielo sumamente compacto.
- l.- Cordón de la Ortiga (lat. 29°20' S., long. 69°45' W.) tiene una longitud aproximada de 40 km. y forma parte delimitante de las cuencas de los ríos de la Tagua y Valle del Cura. Tiene un solo glaciar, tipo colgante, que aporta los bloques de hielo que se desprenden de su frente al río de la Tagua.
- ll.- Cordillera de Sancarrón (lat. 29°25' a 29°39' S., long. 69°55' W.) tiene aproximadamente 20 km. de longitud y posee un colo pequeño glaciar suspendido en la conjunción de su extremo terminal sur con la
- m.- Cordillera del Guanaco (lat. 29°25' a 29°39' S., long. 69°55' W.) dispuesta en forma de "V" con respecto a la anterior.



- n.- Corro Las Tórtolas (lat. 69°58' S., long. 29°56' W.), con altura de 6.323 m. posee un gran glaciar de tipo alpino, originándose del mismo dos arroyos; el de Las Tórtolas y el de Las Máquinas, ambos afluentes del río del Cura. En la rinconada sur del valle por donde corre este río, los remanentes de la nieve invernal permanecen más tiempo que en lugares próximos. Por considerarse importante el registro de la precipitación en las cabeceras del río del Cura se procedió a instalar un pluviómetro totalizador (lat. 30°02' S., long. 69°50' W.) a 3.960 m. s n m en diciembre de 1957
- o.- Glaciar Agua Negra (Lat. 30°15' S., long. 69°50' W.) ubicado entre los extremos terminal norte de; la cordillera de Olivares y el cerro Agua Negra, origina el río de Aguas Negras a cuya orilla a su paso por Guardia Vieja se instaló un pluviómetro tipo "D" también en diciembre de 1957. Este glaciar desciende como hielo muy estratificado, tal como se advierte en los bloques aislados de hielo que deja su extremo terminal (Fig. 5)
- p.- Glaciar San Lorenzo (lat. 30°23' S., long. 69°46' W.), se trata de un potente planchón de hielo ubicado sobre una plataforma que se corta abruptamente. Sus aguas aportan también al río Aguas Negras (Fig. 6)
- q.- Glaciar San Francisco o Blanco (lat. 30°29' S., long. 69°48' W.) ubicado también en la cordillera de Olivares al igual que el anterior, del que se halla muy próximo, es el origen del río del mismo nombre (Fig. 7).
- r.- Glaciar del Cordón de la Gloria (lat. 30°23' S., long.

- 69°57' W.) cuyas dimensiones aproximadas son de 350 m. de largo por 200 m. de ancho. Su cota máxima es de 4.500 m.
- s.- Glaciar de la Cordillera de Olivares (lat. 30°24' S., long. 69°50' W.) se encuentra a una altura de 4.900 m. Sus dimensiones aproximadas son de 800 m. de ancho por 300 m. de largo, decrece hacia la parte inferior donde tiene sólo 90 m. En grietas verticales se ha medido 4 m. de espesor del hielo.
- t.- Glaciar Ojo de Agua (lat. 30°33' S., long. 69°48' W.) también se encuentra en la cordillera de Olivares a los 5.100 m. Sus dimensiones aproximadas son de 600 m. de ancho en dirección este-oeste por 350 m. de largo y un espesor comprobado en grietas verticales de 5 m.
- u.- Glaciar de Barahona (lat. 30°32' S., long. 70°08' W.) su cota máxima es de 4.400 m. Su anchura es de unos 700 m. por 400 m. de largo, en el extremo terminal inferior se reduce a 250 m.
- v.- Glaciar de Ansilta (lat. 31°32' S., long. 69°58' W.) ubicado a 4.800 m. s n m. Sus dimensiones aproximadas son de 900 m. de ancho por 400 m. de largo.
- En este cordón de Ansilta fué posible registrar también la presencia de cuatro glaciares más que fueron observados sólo desde lejos por encontrarse muy alejados y en puntos de difícil acceso a partir de la ruta que llevaba la comisión de reconocimiento.
- w.- Glaciar de la Totora (lat. 31°14' S., long. 70°02' W.) cuya cota máxima se sitúa a los 4.600 m. s n m. Sus medidas aproximadas son de 500 m. de ancho por 350 m. de lar-

go, terminando en un frente de 70 m. de ancho.

- x.- Glaciar del Mercedario (lat.  $31^{\circ}58'$  S., long.  $70^{\circ}06'$  W.) a 5.400 m. s n m. Tiene aproximadamente 1.200 m. de ancho por 600 m. de largo; en su parte inferior sólo alcanza a tener 130 m. de frente.
- y.- Glaciar de las Ramadas (lat.  $32^{\circ}02'$  S., long.  $70^{\circ}02'$  W.) se ubica a los 5.100 m. s n m. Su ancho es de 800 m. y su largo de 300 m. aproximadamente.
- z.- Glaciar de la Mesa (lat.  $32^{\circ}05'$  S., long.  $70^{\circ}08'$  W.) Tiene unos 1.300 m. de ancho por 700 de largo.
- a'.- Glaciar Alma Negra (lat.  $32^{\circ}06'$  S., long.  $70^{\circ}06'$  W.) a 5.400 m. s n m. Sus dimensiones aproximadas son 2.000 m. de ancho por 700 m. de largo.
- b'.- Glaciar de las Pichireguas (lat.  $31^{\circ}52'$  S., long.  $70^{\circ}04'$  W.) ubicado a los 4.700 m. s n m. y con dimensiones aproximadas de 700 m. de ancho por 400 m. de largo.
- c'.- Glaciar de Guanda (ó Wanda) (lat.  $31^{\circ}57'$  S., long.  $69^{\circ}59'$  W.) a 4.800 m. s n m. con dimensiones aproximadas de 400 m. de ancho por 200 m. de largo, al llegar al extremo terminal inferior se reduce a 60 m.
- d'.- Glaciar del Espinacito (lat.  $32^{\circ}06'$  S., long.  $70^{\circ}00'$  W.) ubicado a 5.000 m. s n m. Su ancho en la parte superior es de unos 1.000 m. y su largo de 500 m.; termina en un frente de 300 m.
- e'.- Glaciar río Colorado (lat.  $32^{\circ}02'$  S., long.  $69^{\circ}55'$  W.) a 4.000 m. s n m. Sus dimensiones aproximadas son de 950 m. de ancho en el sentido SE a NW y 400 m. de largo.
- f'.- Glaciar del Cerro Bonete (lat.  $32^{\circ}30'$  S., long.  $70^{\circ}02'$  W.)



12  
con cota máxima a los 5.300 m. s n m. Sus dimensiones aproximadamente son de 1.300 m. de ancho en el sentido este a oeste y 800 m. de largo.

g'.- Glaciar Cuerno (Río Volcán) (lat. 32°53' S., long. 69°40' W.) ubicado a los 5.700 m. s n m. cuyas dimensiones aproximadas son de 1.200 m. de ancho en la cumbre por 600 m. de largo.

h'.- Campo de nieve del Cordón de Guana (lat. 30°44' S., long. 70°10' W.) se lo encuentra a los 4.630 m. s n m. y sus dimensiones aproximadas son de 400 m. de largo por 100 m. de ancho promedio.

i'.- Campo de nieve del Cordón de las Cuevas (lat. 31°07' S., long. 70°27' W.), a 3.500 m. s n m. cuyas dimensiones son de 200 m. de largo por 80 m. de ancho.

j'.- Campo de nieve del Cordón de los Azules (lat. 31°11' S., long. 70°14' W.) con cota máxima a los 4.450 m. s n m. Sus dimensiones aproximadas son de 800 m. de largo por 150 m. de ancho, término medio.

k'.- Nevado Tambillos (lat. 32°34' S., long. 69°38' W.). Se extiende al oeste del cordón del Tigre poseyendo varios glaciares del tipo alpino, caracterizándose también por constituir un reservorio de nieve y hielo.

l'.- Glaciar Vacas Superior (lat. 32°34' S., long. 69°56' W.) Este glaciar tiene su origen en las proximidades del cerro Cuerno y confluye con el hielo proveniente del cordón de los Paramillos formando un glaciar de valle cuyo frente se encuentra en la actualidad en estado estacionario.

ll'.- Cerro Aconcagua (lat. 32°35' S., long. 70°00' W.). Posee

varios glaciares entre los que se destacan los de Relinchos, Horcones, y del Cuerno. En este último glaciar se ha constatado un pequeño avance. Se estima que la altura del Aconcagua es de 6.980 m. Bordenado este sistema se encuentran picos aislados portadores de glaciares independientes como el de Las Cuevas (lat. 32°34' S., long. 70°08' W.) y el Tolosa (lat. 32°45' S., long. 70°03' W.). La cordillera en esta zona presenta múltiples dificultades para su acceso; a ello se debe que la referencia glaciológica resulte incompleta. Al sur de Las Cuevas, la cordillera andina presenta cuatro acumulaciones de hielo que son: Los Gemelos (lat. 33°00' S., long. 70°00' W.) con un glaciar, el Plomo (lat. 33°03' S., long. 70°03' W.), el Pelleras (lat. 33°15' S., long. 69°54' W.), el Cordón del Plata (lat. 33°00' S., long. 69°25' W.) y el Tupungato (lat. 33°22' S., long. 69°45' W.).

El grupo del Cerro el Plata se encuentra al nor-nordeste del Tupungato a una distancia aproximada de 50 km. Varios glaciales concurren en él, de los cuales el de mayor superficie es el glaciar del Rincón, al costado este del cerro del mismo nombre cuya cumbre se encuentra a los 5.518 m. Algo más al sur se encuentra el glaciar Los Vallecitos, al costado este del cerro del mismo nombre cuya cumbre se encuentra a los 5.756 m. Una pequeña lengua, también hacia el este del cordón, con una máxima extensión de 8 km. se denomina glaciar Sospeso. Finalmente, hacia el oeste de la cumbre del cerro El Plata con altura de 6.310 m. se encuentra el glaciar del mismo nombre.

m'.- Cerro Volcán Overo (lat.  $34^{\circ}34'$  S., long.  $70^{\circ}01'$  W.) con altura máxima de 4,804 m. Su cumbre presenta tres cráteres volcánicos ocupados en la actualidad por glaciares. Conforme a su posición relativa se distinguen tres individuos.

i.- Cráter Norte, el más pequeño de los tres y cubierto de ripio.

ii.- Cráter Este, el segundo en tamaño; en su superficie se advierte el divortium (Fig. 8).

iii.- Cráter Oeste, el mayor de los tres con una lengua bien definida que desagota hacia el Suroeste.

n'.- Alta cuenca de laguna de Atuel. El cordón occidental de esta cuenca alcanza cotas que superan los 4.100 m. En su faz este se disponen varios glaciares que aportan al valle de la laguna de Atuel y que fueron registrados fotográficamente en 1947, tomas que se reprodujeron en 1957 (Fig. 9). Estos glaciares que manifiestamente han sufrido un desgaste se disponen de sur a norte en el siguiente orden:

i.- Primero (lat.  $34^{\circ}32'$  S., long.  $70^{\circ}06'$  W.) en su extremo terminal inferior a los 3.200 m. con una superficie total estimada en  $1,7 \text{ km}^2$  y su límite superior a los 4.310 m.

ii.- Segundo (lat.  $34^{\circ}35'$  S., long.  $70^{\circ}08'$  W.) cuyos extremos superior e inferior se ubican a los 4.065 m. respectivamente y tiene una superficie aproximada de  $3,5 \text{ km}^2$ .

iii.- Tercero (lat.  $34^{\circ}35'$  S., long.  $70^{\circ}08'$  W.) con límites superior e inferior a los 4.027 m. y 3.100 m. respectivamente y superficie estimada en  $2,3 \text{ km}^2$ .



- o'.-- Pequeño glaciar del cerro Torrecillas o Dedos de Fraile (lat. 35°05' S., long. 70°10' W.) Su cota máxima se encuentra a los 3.085 m. y corresponde a la cuenca del río Atuel.
- p'.-- Agrupación de pequeños campos de nieve y hielo (lat. 35°10' S., long. 70°10' W.) que dan nacimiento al río Cobre, con una elevación de 3.750 m.
- q'.-- Agrupación de pequeños campos de nieve y hielo (lat. 35°15' S., long. 70°34' W.) que dan nacimiento al río Tobodillo con una elevación de 3.800 m.
- r'.-- Campo de nieve permanente y hielo (lat. 35°55' S., long. 70°15' W.) En la cumbre del cerro Campanario a los 4.000 m. s n m.
- s'.-- Volcán Domuya (lat. 36°10' S., a 36°50' S.), reconocimiento de esta zona cordillerana en la que se encuentra el glaciar del Arroyo Turbio en el que se observó un claro retroceso. Próximo al arroyo Los Baños se registra un ejemplo de glaciar de extinción muy reciente. El volcán Domingo posee una calota de hielo en la que ha habido un fuerte retraimiento en los últimos 12 años.
- t'.-- Glaciar de la laguna Atreco (lat. 36°45' S., long. 70°30' W.) con altura de 3.500 m.
- u'.-- Seis manchas de nieve y hielo (lat. 36°40' S., long. 70°30' W.) dispuestas en las partes altas del lugar denominado el cajón del Bufalón en la Cordillera del Viento.
- v'.-- Cerro Palas (lat. 36°55' S., long. 71°15' W.) manchas de nieve permanente y semipermanente a los 3.496 m. s n m.
- w'.-- Cerro Tromen (lat. 37°56' S., long. 70°05' W.) manchas de nieve permanente y hielo muerto a los 3.978 m. s n m.
- x'.-- Glaciar del volcán Copahue (lat. 37°50' S., long. 71°10' W.)

a las que se suman manchas de nieve permanente aunque pequeñas con altura de 2.980 m. s n m.

- y'.- Arcos salpicados de manchas de nieve permanente muy características y próximas al volcán Copahué.
- z'.- Cerro Relem (lat. 38°00' S., long. 71°05' W.) acumula nieve y hielo en su cima a los 2.200 m.
- a".- Cerro Picudo, vecino del anterior posee acumulaciones de nieve permanente en su cumbre a los 2.180 m. s n m.
- b".- Cerro Colorado (lat. 39°01' S., long. 31°12' W.) al sur del lago Alumiué presenta campos de nieve permanente y hielo a los 2.200 m. s n m.
- c".- Cerro Chachil (lat. 39°00' S., long. 70°15' W.) con cuatro campos de nieve permanentes y semipermanentes a los 2.839 m. s n m.
- d".- Volcán Lanín (lat. 39°08' S., long. 71°00' W.) se encuentra cubierto por una gruesa calota de hielo de la que se forman los glaciares que a continuación se enumeran, algunos de los cuales se encuentran evidentemente en avanzado estado de disipación, (Fig. 10).
- i.- Glaciar Correntoso
  - ii.- Glaciar del Turbio
  - iii.- Glaciar del Carrilafquen 1
  - iv.- Glaciar del Carrilafquen 2
  - v.- Glaciar del Colquis
  - vi.- Glaciar de faz sur del Lanín
- La figura muestra la faz sur del Lanín y fué registrada desde una altura de 1941 m. s n m.
- e".- Cerro Tres Picos (lat. 39°35' S., long. 71°15' W.) al este del cerro Lanín presenta gran mancha de nieve perma-

nente en su cumbre a los 2.116 m. s n m.

- f'.- Cerro Chapelco (lat. 40°15' S., long. 71°15' W.) con tres grandes manchas de nieve permanente. Su cumbre está a los 2.440 m. s n m.
- g'.- Glaciar Frías (lat. 41°08' S., long. 71°49' W.) corresponde al grupo de glaciares que se desprenden del cerro Tronador. Se trata de un glaciar del tipo colgante, cuya altura en la extremidad de la lengua es de 825 m. Se encuentra en retroceso en los últimos 30 años.
- h'.- Glaciar Alerce (lat. 41°11' S., long. 71°48' W.) integrante también del grupo cerro Tronador, se trata de un glaciar tipo colgante cuya lengua termina abruptamente a los 1.070 m. s n m. Su superficie se muestra muy limpia y recorrida por una intrincada red de grietas. Está en retroceso.
- i'.- Glaciar Castaño Overo (lat. 41°11' S., long. 71°49' W.) forma parte del grupo cerro Tronador; es un glaciar del tipo colgante cuyo acumulador limita al norte con el del glaciar Alerce del que está reparado en su parte terminal por un potente dorsal en el que se instaló la estación glaciológica de Monte Tronador.
- j'.- Glaciar Río Manso o Ventisquero Negro (lat. 41°12' S., long. 71°49' W.) de tipo regenerado, se origina también en el cerro Tronador y al igual que los tres anteriores corresponde a la cuenca pacífica. Su cota máxima se encuentra a los 3.500 m. s n m. con un umbral a los 2.100 m. del que caen bloques de hielo que producen el ruido que ha dado nombre al cerro Tronador. (Fig. 11).



- k".- Glaciar cerro Bonete (lat. 41°13' S., long. 71°40' W.) tipo de circo en cuya cumbre se registran 2.257 m. mientras que la extremidad inferior de su lengua se ubica a los 1850 m. Se trata de un circo perfectamente formado, expuesto hacia el sur y que acumula mucha nieve; no forma lengua y en su borde terminal se advierten muchos seracs que llegan hasta el umbral desde el que caen trozos de hielo que no regeneran en otro glaciar en su nuevo nivel ubicado a los 1.100 m. s n m.
- l".- Glaciar cerro Ventisquero (lat. 41°38' S., long. 71°40' W.) de tipo colgante. Altura del cerro 2.285 m. y el umbral se encuentra a los 1.780 m. s n m. Forma una gran cuenca de unos 4 km. por 2,5 km. expuesta totalmente hacia el este. El viento arrastra y deposita en ésta la nieve de los lugares vecinos. Esta cuenca está limitada por un umbral de unos 2 km. de largo de forma de herradura. En la pendiente, afectada de unos 60° y con un largo de 1.5 km, se pulverizan la nieve y el hielo que caen no regenerando.
- ll".- Glaciar Dientes de Perro (lat. 41°25' S., long. 71°51' W.) de tipo de circo. Altura del cerro 2.075 m. y el umbral se encuentra a los 1.850 m. s n m. Se trata de un circo de unos 3 km. por 1,5 km. que acumula mucha más nieve que la que precipita directamente en él durante las nevadas, ya que el viento se encarga de traerle la de las zonas vecinas. Se encuentra en marcado retroceso.
- m".- Glaciar Cerro Escondido (lat. 41°44' S., long. 71°39' W.) de tipo colgante. Altura del cerro 2.200 m. y del extremo

terminal inferior de la lengua 1.750 m. s n m. Se trata de un glaciar cuyo circo tiene la forma clásica y proporcionada desarrollando un comienzo de lengua muy pequeña que, al descender por una pendiente muy pronunciada se presenta erizada de serac's.

n".- Glaciar cerro Grande (lat. 41°47' S., long. 71°38' W.) de tipo colgante. Altura del cerro 2.305 m. y el umbral se encuentra a los 1.680 m. s n m, tiene una lengua bien desarrollada de 500 m. de largo terminando en el umbral a cuyo pié aparece un cono de hielo.

o".- Glaciar Hielo Azul (Norte y Sur) (lat. 41°50' S., long. 71°42' W.) de tipo colgante bilobular con altura de la extremidad inferior de las lenguas norte a los 1.800 m. s n m, y sur a los 1.540 m. s n m, un angosto filo rocoso separa ambos lóbulos de los cuales, el norte es más chico y su masa de hielo se presenta muy erizada de serac's. Su nombre no resulta justificado, al menos en la actualidad, ya que sólo en algunas grietas es posible advertir zonas de hielo azul. Se encuentra en franco retroceso.

p".- Glaciar arroyo Raquel (lat. 41°52' S., long. 71°46' W.) de tipo de circo de 4 km. de ancho por 1 km. en el sentido del desplazamiento del hielo. Emergen varios nunataks de su circo. Su alimentación es reforzada por la nieve que arrastra el viento.

q".- Glaciar arroyo Alicia (lat. 41°52' S., long. 71°47' W.) de tipo circo con dimensiones muy semejantes al anterior presentando también varios nunataks en su superficie. Una cresta rocosa lo separa del anterior.

r".- Glaciar cerro Serrucho (o Punta Serrucho) (lat. 41°59' S., long. 71°46' W.) de tipo colgante. Tiene un acumulador afectado por un dorsal que actúa como factor de "divortium" es el que hay entre el cerro (o punta) Serrucho Sur. Desarrolla dos lenguas, una hacia el WSW que es la más grande y mayor desarrollada, y la otra hacia el WNW.

s".- Glaciar cerro Aguja Sur (lat. 42°11' S., long. 71°48' W.) del tipo colgante, su cota máxima se encuentra a los 2.350 m. s n m. y la extremidad inferior de su lengua a los 1.780 m. s n m. El circo se halla afectado por una delgada cresta; el hielo llega al borde de la pendiente para caer pulverizándose sin llegar a formar acumulación en la parte baja. Está afectado por un fuerte retroceso.

t".- Englazamiento Esperanza (lat. 42°10' S., long. 72°05' W.) continuo del tipo noruego. Posee cumbres que llegan a los 2.500 m. El nivel más bajo alcanzado es el de la lengua del glaciar Túnel Sur a los 870 m. s n m. Después del denominado Hielo Continental Patagónico, el Esperanza es el englazamiento más grande que hay en la Argentina. La zona permanece inexplorada en su mayor parte, no habiéndose hecho tampoco aerofotografía de la misma. Su acceso se muestra en muchos puntos impracticable aún para alpinistas. Ocupa las nacientes del río Esperanza y emergen de ella algunos nunataks. Se distinguen las siguientes lenguas glaciares principales que descienden del englazamiento:

i.- Cerro Concordia;

ii.- Túnel Norte o C.A.B.A. (por el Club Andino Buenos Aires);



- iii.- Túnel Sur, que es el principal de todos (Fig. 12)
- iv.- Torre (o Esperanza Sur) es el segundo en tamaño;
- v.- Sin Nombre 1, se encuentra entre los cerros Torre y Plater hacia el WNW;
- vi.- Sin Nombre 2, también ubicado entre los cerros Torre y Plater pero hacia el W;
- vii.- Sin Nombre 3, igual ubicación y orientación, vecino del anterior;
- viii.- Cerro Plater;
- ix.- Sin Nombre 4, desciende al sur del cerro Plater;
- x.- Sin Nombre 5, desciende hacia el W del Cerro Plater.

Se alcanzaron directamente con motivo de este reconocimiento los glaciares Túnel Norte y Sur, y Torre o Esperanza Sur. En la jurisdicción del parque nacional "Los Alerces" de la provincia de Chubut también se efectuaron reconocimientos que se vieron sumamente dificultados por la densa espesura del bosque reinante. La comisión que tuvo a su cargo esta parte del inventario debió hacer observaciones, en muchos casos a la distancia y en otros, en que las condiciones del lugar lo permitieron, como en el caso del cerro Torrecillas (lat.  $42^{\circ}39'$  S., long.  $71^{\circ}56'$  W.) se practicaron ascensiones. Lo propio ocurrió con los cerros Techado, Blanco y Petizo.

En esta zona se registraron fenómenos glaciológicos en:

- i.- Glaciar cerro Tres Picos (lat.  $42^{\circ}23'$  S., long.  $71^{\circ}45'$  W.) altura 2.492 m.
- ii.- Primer glaciar río Tigre (lat.  $42^{\circ}25'$  S., long.  $72^{\circ}00'$  W.)

- iii.- Segundo glaciar río Tigre (lat. 42°27' S., long. 72°03' W.)
- iv.- Tercer glaciar río Tigre (lat. 42°28' S., long. 72°02' W.)
- v.- Glaciar río Alerzal (lat. 42°37' S., long. 72°06' W)
- vi.- Primer glaciar Torrecillas (lat. 42°39' S., long. 71°56' W.) (Fig. 13)
- vii.- Segundo glaciar Torrecillas (lat. 42°40' S., long. 71°55' W.)
- viii.- Glaciar Techado Blanco (lat. 42°43' S., long. 71°54' W.) altura 2.073 m.
- ix.- Glaciar Pico El Castillo (lat. 43°03' S., long. 71°57' W.) altura 2.128 m.

u".- Glaciar cerro Dedo (lat. 44°49' S., long. 71°21' W.) del tipo colgante cuya cota máxima se encuentra a los 2.020 m. s n m.

Posee una lagunita frontal a los 1.355 m. Se trata de un enorme circo de unos 4,5 m. por 2 km. cuyas paredes laterales asumen la forma de dedos. La lengua es uniforme y muy agrietada; evidencia un fuerte retroceso.

v".- Glaciar cerro Catedral (lat. 44°56' S., long. 71°55' W.) es del tipo colgante y su cumbre se encuentra a los 2.060 m. s n m, la extremidad inferior de su lengua se sitúa a los 1.390 m. s n m. Puede considerárselo simétricamente dispuesto con respecto al glaciar Dedo al que se opone en la parte central del lago La Plata.

#### C.- Hielos Patagónicos

En la patagonia se han desarrollado dos enormes lóbulos

de hielo que cubren en conjunto una superficie de casi 18.000 km<sup>2</sup>. Estos dos lóbulos están separados entre sí por el canal Baker en Chile y, por su posición relativa se denominan Norte y Sur. El primero íntegramente ubicado en territorio chileno es un cuerpo de hielo de 100 x 45 km, cuya superficie, con los glaciares colindantes es de 4.400 km<sup>2</sup>. En cuanto al hielo Patagónico Sur, sus dimensiones son de unos 330 km, de largo en el sentido NS y un ancho que se adelgaza de N a S desde unos 80 hasta 30 km; su superficie, con los glaciares colindantes ha sido calculada (Lliboutry) en 13.500 km<sup>2</sup> distribuidos a su vez en dos porciones separadas entre sí por la depresión existente entre el Fiordo Mayo de Lago Argentino y el Fiordo Andrew (brazo norte del Fiordo Peel). Numerosas cumbres que sobresalen del hielo sobrepasan los 3.000 m, pero la altura promedio de éste se ha establecido en 1.500 m. Los glaciares emisarios de estas masas de hielo que vuelcan hacia el oeste, por lo común llegan al mar; los que vuelcan hacia el este en general lo hacen hasta alcanzar las aguas de los grandes lagos, San Martín, Viedma y Argentino. El reconocimiento para el inventario glaciológico entre los paralelos 46°52' S., permitió registrar glaciares que aunque fuera de los lóbulos señalados como hielo Patagónico reinician en su misma latitud la ocurrencia de estos fenómenos en territorio Argentino, son estos:

- a.- Macizo del cerro San Lorenzo o Kochrane (lat. 47°35' S., long. 72°18' W.) cuya cota máxima es de 3.700 m. s n m. posee un núcleo de hielo del que se desprenden los si-



güientes glaciares:

- i.- Glaciar Lácteo (lat. 47°39' S., long. 72°15' W.)  
con una superficie estimada en 11 km<sup>2</sup>.
  - ii.- Glaciar San Lorenzo Norte (lat. 47°35' S., long. 72°16' W.) cuya superficie es de unos 8,5 km<sup>2</sup>.
  - iii.- Glaciar San Lorenzo Este (lat. 47°36' S., long. 72°15' W.) con superficie calculada en 7 km<sup>2</sup>.
- b.- Grupo del cerro Penitentes (lat. 47°49' S., long. 72°20' W.) cuya cumbre principal se encuentra a los 2,930 m. desprendiéndose de ella los siguientes glaciares:
- i.- Penitentes Oeste (lat. 47°42' S., long. 72°16' W.)  
con una superficie estimada en 0,15 km<sup>2</sup>.
  - ii.- Penitentes Exterior (lat. 47°40' S., long. 72°12' W.) cuya superficie es de unos 0,56 km<sup>2</sup>.
  - iii.- Penitentes Central (lat. 47°41' S., long. 72°12' W.) con superficie calculada en 2 km<sup>2</sup>.

La falta de una cartografía apropiada de la zona ha dificultado la labor de hacer determinaciones más precisas que las que se dan acerca de alturas sobre el nivel del mar, de los frentes y de las partes altas de los glaciares. En lo que se refiere a los glaciares menores las determinaciones de sus superficies se hizo por apreciación directa; en cuanto a los glaciares principales cuya cartografía fué comparada y observada en distintas exploraciones, su cálculo se hizo planimétricamente.

El hielo Patagónico Sur origina numerosas lenguas glaciares de diferente magnitud algunas de las cuales llegan al territorio argentino. Como su número, en conjunción con

los que sin pertenecer al hielo patagónico, se encuentran en la misma latitud, asciende a 333 individuos, se dan a continuación las características de los glaciares más importantes y, en algunos casos las de sus afluentes.

- c.- Glaciar Marconi (lat. 49°13' S., long. 73°06' W.) de tipo de valle compuesto, en estado de retroceso, altura aproximada de su frente 480 m. s n m, y altura aproximada del límite superior del englazamiento 1.400 m. s n m. Su superficie total es de unos 13,5 km<sup>2</sup> y, se encuentra en frente al paso de los "Cuatro Glaciares" tras el cual se dispone el Altiplano Pío XI. ~~Fig. 1.~~
- d.- Cerro Fitz Roy (lat. 49°17' S., long. 73°00' W.) con altura de 3.375 m, forma el respaldo montañoso de algunas manifestaciones glaciares entre las que se destacan:
- i.- Glaciar de las Torres (lat. 49°14' S., long. 73°05' W.) de ladera en retroceso, con su frente a una altura de 900 m. s n m. y límite máximo superior de 1.500 m; su superficie se estima en 1,5 km<sup>2</sup>.
  - ii.- Glaciar Fitz Roy (lat. 49°16' S., long. 73° W.) de valle y en retroceso; altura de su frente 650 m. s n m; superficie estimada 3,5 km<sup>2</sup>.
- e.- Glaciar Viedma (lat. 49°31' S., long. 73°00' W.) tipo de valle compuesto, en retroceso con altura de su frente a los 250 m. s n m. y una cota máxima de su hielo a los 3.550 m. Su superficie se calcula en 575 km<sup>2</sup>. Se considera su límite norte con el glaciar Chico y al oeste con el "divortium" de las más altas cumbres.

- f.- Glaciar cerro Moyano (lat.  $49^{\circ}41'$  S., long.  $73^{\circ}09'$  W.) es del tipo de ladera y valle compuesto; aporta al lago Viedma y se encuentra en retroceso. Su frente termina a los 1.000 m. s n m. y su parte superior alcanza a superar los 2.500 m. s n m. Su superficie es de unos  $5 \text{ km}^2$ . La parte este baja de las laderas del cerro Moyano y la oeste desde las laderas del Divisadero reuniéndose más abajo en el valle Moyano norte.
- g.- Glaciar valle Moyano (lat.  $49^{\circ}42'$  S., long.  $73^{\circ}11'$  W.) de valle en retroceso, aporta también al lago Viedma. Su frente termina a los 600 m. s n m. y la altura máxima de su hielo se encuentra a los 2.400 m. s n m. Su superficie es de unos  $11 \text{ km}^2$ . Baja desde la ladera sur del cerro Campana y, en confluencia con los glaciares que descienden del mismo cerro al Upsala para virar luego por un estrecho valle hacia el norte hasta alcanzar la cota de 600 m. en el valle del Canal Moyano del lago Viedma.
- h.- Glaciar Upsala (lat.  $50^{\circ}01'$  S., long.  $73^{\circ}19'$  W.) tipo de valle compuesto en retroceso. El límite más bajo alcanzado por su lengua se estima en 120 m. s n m. (sumergido en las aguas del lago Argentino), el nivel más alto de su masa de hielo se ubica a los 3.200 m. s n m. Su superficie es de unos  $595 \text{ km}^2$ , para calcular la cual se lo limitó con  $49^{\circ}30'$  S. aproximadamente, y al oeste con el divortium. Su frente se introduce en las aguas donde flota manteniendo una porción de su hielo estimada en 60 m. por debajo del nivel superior del lago Argentino. Son muchos los afluentes laterales a este glaciar. Al sólo efecto de men-



cionar los más importantes se cita:

- i.- Glaciar RISSO Patrón (lat. 49°40' S., long. 73°25' W.) en sus partes altas del tipo de ladera y en sus partes bajas tipo de valle compuesto. Se encuentra en estado estacionario y sus cotas extremas inferior y superior son de 1.400 y 3.100 m. s n m. respectivamente. Su superficie es de 5,5 km<sup>2</sup>.
- ii.- Glaciar del Gran Nunatak (lat. 49°44' S., long. 73°21' W.) tipo de ladera en su parte superior y de valle en la inferior, compuesto; en estado estacionario con cotas extremas inferior y superior de 1.300 y 2.400 m. s n m. respectivamente. Su superficie es de unos 87 km<sup>2</sup>.
- iii.- Glaciar Don Bosco (lat. 49°46' S., long. 73°21' W.) tipo de valle compuesto en estado de retroceso. Su límite inferior se encuentra a los 1.300 m. s n m, mientras que su cota máxima a los 2.600 m. s n m. Su superficie se estima en 19 km<sup>2</sup>.
- iv.- Glaciar del Murallón (lat. 49°48' S., long. 73°21' W.) del tipo de valle compuesto en estado de retroceso, su cota terminal inferior es de 900 m. y la superior de 2.600 m. s n m. Tiene una superficie de aproximadamente 21 km<sup>2</sup>.
- v.- Glaciar cumbre del Murallón (lat. 49°48' S., long. 73°25' W.) tipo de calota colgante, en estado estacionario. Sus cotas extremas inferior y superior son del orden de los 2.600 y 2.800 m. s n m. respectivamente. Cubre una superficie de unos 3 km<sup>2</sup>.

vi.- Glaciar Cono (lat. 49°53' S., long. 73°21' W.) tipo de valle compuesto, en estado de retroceso. Su cota mínima se ubica a los 850 m. s n m. mientras que el nivel más alto de sus hielos se encuentra a los 2.500 m. s n m. Su superficie es de unos 57 km<sup>2</sup> poseyendo otros afluentes menores que aportan a la cumbre norte del cerro Cono de unos 2 km<sup>2</sup>, la cumbre sur del cerro Cono de unos 1,5 km<sup>2</sup>, y el promontorio Cono de 1,5 km<sup>2</sup> de superficie cubierta por el hielo.

vii.- Glaciar Bertachi (lat. 49°55' S., long. 73°21' W.) del tipo de valle compuesto, en estado de retroceso. Sus cotas extremas inferior y superior son del orden de los 800 m. y los 2.900 m. s n m. respectivamente. Su superficie es de unos 65 km<sup>2</sup>.

viii.- Glaciar Bertrand (lat. 49°55' S., long. 73°22' W.) del tipo de valle compuesto en estado de retroceso. Su parte terminal inferior se ubica a los 900 m. s n m. mientras que la altura máxima alcanzada por su masa de hielo es de 3.100 m. s n m. Su superficie es de unos 16 km<sup>2</sup> y su frente dá hacia el glaciar Bertachi.

h.- Glaciar Onelli (lat. 50°07' S., long. 73°22' W.) del tipo de valle compuesto, en estado de retroceso. El extremo inferior de su lengua se sitúa a los 185 m. s n m. y el superior de su acumulador a los 2.800 m. s n m. Su superficie es de 45 km<sup>2</sup> y en su frente se encuentra la laguna Onelli a la que llega con el glaciar Agassiz que descien-

de desde el norte. Esta laguna comunica con el brazo norte del lago Argentino.

- i.- Glaciar Spegazzini (lat.  $50^{\circ}15'$  S., long.  $73^{\circ}19'$  W.) de tipo de valle compuesto, en estado de retroceso con su extremo terminal inferior ubicado a los 165 m. s n m. y el superior a los 2.600 m. s n m. Su superficie se calcula en  $27 \text{ km}^2$  para lo cual se tomaron al oeste sus límites sobre el divortium. Su frente se sumerge aproximadamente unos 20 m. en las aguas del lago Argentino.
- j.- Glaciar Mays (lat.  $50^{\circ}22'$  S., long.  $73^{\circ}19'$  W.) del tipo de valle compuesto en estado de retroceso. El extremo terminal inferior de su lengua se sitúa a los 185 m. s n m. mientras que la cota máxima de su acumulador es de 2.000 m. s n m. Su superficie es de  $34 \text{ km}^2$ . En los períodos de estío su frente llega a tocar las aguas del lago Argentino.
- k.- Glaciar Ameghino (lat.  $50^{\circ}24'$  S., long.  $73^{\circ}09'$  W.) tipo de valle compuesto, en estado de retroceso. La lengua termina frente a un anfiteatro morénico que represa las aguas del arroyo subglacial a una altura de poco más de 200 m. s n m. La cota máxima de su acumulador es de 2.340 m. s n m. y su superficie total ha sido calculada en  $52 \text{ km}^2$ . La parte superior de este glaciar se divide en dos corrientes, una que se dirige hacia el NE y la otra hacia el E para girar luego hacia el S en un ángulo de  $90^{\circ}$ .
- l.- Glaciar Moreno (lat.  $50^{\circ}29'$  S., long.  $73^{\circ}01'$  W.) tipo de valle compuesto, aparentemente estacionario, su lengua desciende hasta los 155 m. s n m. y la parte más alta de su masa de hielo se encuentra a los 2.950 m. s n m. El



extremo terminal de su lengua se interna en el Canal de los Témpanos del lago Argentino, alcanzando a veces la orilla opuesta, lo que determina el embalse de las aguas del Brazo Rico, cuyo aumento de nivel por esta causa provoca inundaciones en importantes áreas. (Fig. 14).

n.- Glaciar Frías (lat.  $50^{\circ}44'$  S., long.  $73^{\circ}04'$  W.) del tipo de valle compuesto en estado de retroceso. Sus cotas extremas inferior y superior son del orden de los 280 m. y los 2.400 m. s n m, calculándose su superficie en  $30 \text{ km}^2$ .

ESTUDIOS ESPECIALES

Circunstancias muy diversas han decidido el orden de prioridad en el estudio de glaciares individuales, cuando todo estaba por hacerse en este sentido en el país.

En un primer momento fueron las inundaciones de zonas habitadas y cultivadas que, por culpa de un inusitado avance del hoci-co del glaciar Moreno (lat. 50° 29' S., long. 73° 01' W.) ocurrían en la región de Lago Argentino, en la provincia de Santa Cruz.

El glaciar Torrecillas (lat. 42° 39' S., long. 71° 56' W.) que aporta sus aguas al Lago Menéndez de la provincia de Chubut, fue elegido, pese a las dificultades técnicas que su acceso presenta, como elemento de juicio transicional para encarar el estudio de otros más al Norte en la cordillera.

El glaciar Río Hanco (lat. 41° 12' S., long. 71° 49' W.) que se origina en el cerro Trenador de la provincia de Río Negro, había llamado la atención por su abundante cobertura detrítica que tiende a enterrarlo y, teniendo presente facilidades técnicas para su acceso, así como el hecho de haberse elegido la zona de acumulación nival del cerro Trenador para instalar allí una estación glaciológica, decidieron su inclusión en el plan de estudios de la Sección Glaciológica del Servicio Meteorológico Nacional.

Con motivo de la ejecución del Plan Nacional para el Año Geofísico Internacional, se procuró establecer una estación glaciológica más al Norte, así como también elegir un glaciar que estuviera próximo a ésta y resultara representativo a la glaciación a esa latitud. La vecindad de caminos frecuentemente transitados por vehículos de una exploración minera de azufre terminó por decidir la elección del glaciar del Cráter Oeste del cerro Volcán Overo (lat. 34° 20' S., long. 69° 30' W.) en la provincia de Mendoza.

Y por último, un fenómeno de fuga de aguas de rotoria proveniente de precipitaciones sólidas en la quebrada Agua Negra, en la provincia de San Juan, determinó que se encarara el estudio

del glaciar Agua Negra (lat. 30° 15' S., long. 69° 50' W.), labor que prosigue en la actualidad. El Plan Nacional del Comité para el Decenio Hidrológico Internacional ha elegido la quebrada del Agua Negra como cuenca piloto para llevar a cabo en ella estudios intensivos durante toda una década.

Tanto en la estación glaciológica de Monte Trenador, como en El Angulo, sitio éste próximo al glaciar del Cráter Oeste en Volcán Osorno, se han practicado estudios nivológicos conforme a la técnica del SIFRE (Snow, Ice and Permafrost Research Establishment) del U.S. Army, que fuera materia del Curso Polar de Groenlandia en 1956. Otras técnicas europeas y propias se han empleado en determinaciones de la naturaleza física del manto de nieve y de "firn" o nevi-sa. El reciente curso del Glaciological Institute de la Universidad del Estado de Michigan U.S.A., llevado a cabo en Alaska, en septiembre 1965, ha servido para actualizar la versión de los métodos glaciológicos aplicables a no en el país.

Glaciar Moreno (lat. 50° 29' S., long. 73° 01' W.)

En la Patagonia existen dos enormes lóbulos de hielo que cubren un área aproximada de 18.000 km<sup>2</sup>. Estos lóbulos están separados uno del otro por el río Baker en Chile y, de acuerdo a su posición relativa, han sido designados Hielo Patagónico Norte y Hielo Patagónico Sur. El primero ubicado íntegramente en Chile, cubre un área de unos 100 x 45 km, estimándose su superficie, considerando las lenguas glaciares emisarias en 4.400 km<sup>2</sup>.

El Hielo Patagónico Sur es un lóbulo de unos 330 km de largo, cuyo ancho varía de unos 80 km en su mitad septentrional a 30 km en la austral; su área considerando en ella los glaciares adyacentes es de 13.500 km<sup>2</sup>. Este Hielo Patagónico Sur se halla subdividido a su vez en dos porciones separadas entre sí por la depresión existente entre el Fiord Mayo de Lago Argentino y el Fiord Andrew (branco Norte del Fiord Poel).

De estos lóbulos de hielo descienden hacia ambos costados numerosas lenguas glaciares. El Lago Argentino se alimenta en su costado oriental de siete lenguas principales que, de Norte a Sur



con los glaciares: Upsala, Onelli, Spegazzini, Mayo, Ameghino, Moreno y Fries. Existen, además, otros glaciares menores inominados, tributarios del Lago Argentino, alguno de los cuales no se nutren directamente del Hielo Patagónico.

El glaciar Moreno ofrece la particularidad de que, desde que se tiene conocimiento acerca de la posición de su frente, éste ha venido avanzando, en oposición a la evidencia dejada por sus veederos, los glaciares Ameghino y Fries que manifiestan retroceso.

En efecto, las primeras observaciones fueron efectuadas en 1899 y 1900 por HAUTHAL (111 y 112, 1904 y 1911) quien croquisó el tramo del canal de los Tómpanos, brazo del Lago Argentino en el que se interna la parte terminal de la lengua del glaciar Moreno; fundándose en este dibujo puede estimarse que los anchos de canal que dejaba libre el glaciar fue de 1.120 y 980 m, respectivamente. Ocho años más tarde, Quenecol (HAUTHAL 112, 1911) comprobó que el canal tenía un ancho de 500 m. En 1914, Reichert (KULLERBERG et al. 129, 1917) practicó observaciones que le permitieron asignar al ancho del canal un valor de 150 m y a la línea del frente del hielo una curva suave a diferencia de todas las demás, que tienen forma de V, con sus lados formando un ángulo de unos 90°. El propio Reichert previó que, de seguir el avance del frente en la misma progresión, calculaba que en cinco años más, el glaciar cortaría la comunicación entre los brazos Nore y Sur con el canal de los Tómpanos. Esta previsión se vio confirmada ya que en 1917 la lengua de hielo llegó a la orilla opuesta, es decir a la península Magallanes, según DE AGOSTINI (69, 1945): "unas decenas de metros y que volvió a abrirse al cabo de algunas semanas".

Durante los diez años siguientes, se carece de información referente al glaciar hasta que FERUGLIO (85, 1944), sobre la base de datos recogidos entre los pobladores de la zona, consigna que en 1926 el canal era lo bastante ancho como para permitir el paso de una lancha sin peligro de las olas que levantan los bloques de hielo que se desprenden del frente escarpado del glaciar.

Una fotografía registrada por De Agostini en 1926 permite de-

ducir que el ancho del canal era de 150 m. En el verano 1934-35 el canal quedó cerrado por segunda vez durante breve tiempo, FERROLLO (85, 1944).

En el verano 1939-40, el canal quedó cerrado por tercera vez lo que originó una inundación en la zona adyacente al brazo Rico; como esto dañaba las chacras de las inmediaciones, el Ministerio de Marina envió un avión para que lanzara bombas explosivas sobre la parte de la barrera de hielo que endiosaba las aguas. El resultado fue nulo.

El cuarto cierre del canal se produjo en el verano 1941-42 y provocó una gran inundación.

Posteriormente ocurrieron cierres, que provocaron inundaciones mayores aún como ser la de 1954 que duró hasta 1955 y, la de 1964 que se prolongó hasta marzo de 1966.

En febrero y marzo de 1946 PERIN (114, 1946) efectuó observaciones en base a las cuales profujo un croquis del que se deduce que el ancho del canal era de unos 50 m.

Desde 1946 el servicio Meteorológico Nacional ha enviado diversas comisiones de estudio que han obtenido la información que se da a continuación.

Los límites exactos de la cuenca del glaciar no han podido determinarse con rigurosa precisión, no obstante, en base a aerofotografías del Instituto Geográfico Militar (Fig. 15) se han obtenido las siguientes superficies:

|                        |                     |
|------------------------|---------------------|
| cuenca del glaciar     | 380 km <sup>2</sup> |
| cuenca de alimentación | 255 "               |
| lengua del glaciar     | 78 "                |

Se trata de un glaciar del tipo de valle siendo presumible que haya momentos en los que toda su superficie de hella expuesta a temperaturas que superan los 0° C, por lo que correspondería ubicarlo entre los glaciares templados. Se asigna una longitud total al glaciar de 25 km contados sobre el eje geométrico de su lengua a partir del frente acantilado de hielo en aguas del Lago Argentino hasta el divertium interoceánico de la mas depositada en el acumulador de donde se nutre. De la superficie de este últi-

no emergen numerosos nunataks, algunos fuertemente erosionados hasta asumir la apariencia de nidos de agujas.

El frente de la lengua de hielo, al internarse en las aguas del lago, alcanza su mayor altura en el sector central donde toca la orilla de la península Magallanes, siendo su cota en 1951 de 58 m sobre el nivel del lago; desde este punto hacia las orillas desciende paulatinamente.

Para medir el desplazamiento superficial del glaciar se jalónó, entre el 26 de noviembre y el 2 de diciembre de 1948, un perfil transversal situado a 5,47 km de la extremidad del frente (Fig. 16). Se eligió este lugar por juzgárselo el más representativo. En esta parte el desplazamiento es más uniforme por estar situado en un tramo de unos 3 km de longitud, de ancho medio casi uniforme. Por otra parte en este lugar es donde tienen menor influencia las perturbaciones producidas por las angosturas superior e inferior del valle. Además, como consecuencia de este último, la superficie se presenta más lisa y accesible.

En este perfil, cuyo ancho es de 4,35 km, se ubicaron 22 jalones (cable de hierro galvanizado de 1" y de 1,80 m de largo). El último jalón se colocó a 3,221 km de la orilla norte; en el resto del perfil de 1,129 km, no se pudieron colocar otros debido a grandes grietas marginales.

Las primeras mediciones del desplazamiento superficial se efectuaron el 24 de marzo de 1949, es decir, a los 113 días de su desplazamiento, siendo éstas las correspondientes a la época estival. Las segundas se efectuaron el 6 de abril de 1950, o sea a los 491 días, que abarca dos veranos y un invierno. En esta última fecha se encontraron solamente 10 jalones. Los desplazamientos correspondientes a los jalones en las dos fechas indicadas están consignados en la Tabla .

En general, todas las observaciones y descripciones del glaciar Moreno durante 76 años (1877-1952) se refieren especialmente al ancho del canal que queda entre el frente y la orilla de la península Magallanes (Fig. 17, 18 y 19). De ese período se tienen 29 datos



EE6

a los que se debe asignar diferente grado de exactitud por haber sido obtenidos en la siguiente forma: 7 por levantamiento efectuado con teodolito, 2 con telémetro, 4 según deducciones hechas de fotografías, 9 calculados por técnicos (Hauthel, Cuensal, Reichert y otros) y 7 en la base a informaciones de pobladores de la zona.

Hasta el año 1934 los avances y retrocesos del frente del glaciar eran en muchas oportunidades de cientos de metros. En cambio en los años siguientes, de los cuales hay datos casi anualmente, el canal se cerró con mucha más frecuencia y sus aperturas estivales sólo alcanzaron a unos 50 m. Las aperturas del canal en estos últimos años obedecen al efecto de erosión del agua.

De las observaciones se deduce que el comportamiento del glaciar a través del año, en líneas generales es el siguiente: en marzo el canal alcanza su máximo ancho, que es de más de 50 m. En esa época la caída de los bloques de hielo se realiza a un promedio de unos 2 m diarios. Reconoce como causas: agrietamientos de la masa de hielo, congelación del agua dentro de las grietas, insolación, lluvias, y vientos. En abril comienza a disminuir lentamente el ancho del canal hasta cerrarse a fines de julio. La apertura del túnel, inicia a fines de octubre.

Los años en que no se producen grandes inundaciones la diferencia del nivel de las aguas entre ambos lados de la lengua del glaciar es de pocos metros y, por consiguiente, el efecto de erosión de las mismas hace que su ancho aumente lentamente y que los niveles se equilibren recién después de unas semanas. El arco del túnel de hielo dura hasta los meses de verano. En cambio, en los años en que la diferencia de nivel es superior a 3 m entre la apertura del túnel y su ensanchamiento total sólo transcurren algunas horas.

Con respecto al cierre del canal pueden establecerse tres casos:

I. Cerrado, pero la masa de hielo no está completamente pegada a las rocas de la orilla, o existen agrietamientos internos que permiten el desagüe de Brazo Rico. (Por ejemplo: 1948, 1949 y

1950).

II. Cerrado por empuje aislado. La masa de hielo está apretada a las rocas, sin permitir el desagüe, pero no se repiten nuevos empujes y por ello durante breve tiempo la ablación del contacto da lugar a la formación de un túnel, que en poco tiempo iguala los niveles del agua a ambos lados del glaciar (por ejemplo: 1947).

III. Cerrado por empujes continuos que impiden la formación del túnel. En los cuatro casos de las grandes inundaciones el cierre duró de 7 a 8 meses. Las aperturas se produjeron al finalizar el verano, cuando los empujes disminuyen dando tiempo a la apertura del túnel.

En cuanto a las causas del avance del glaciar Moreno puede decirse que han sido analizadas en general por tres autores y más en particular por uno de ellos. Sus opiniones son las siguientes:

Reichert, en KULLICKER et al. (129, 1917) lo considera en una forma muy general: "El movimiento de los ventisqueros que derivan de la gran sábana del interior depende únicamente de condiciones locales regidas por topografía de la región y por cantidad y acumulación de las precipitaciones atmosféricas".

FARUULLIO (85, 1944) revisa ampliamente las "causas del gran desarrollo de los glaciares en la Cordillera Austral" sin ocuparse directamente del glaciar Moreno.

HEIN (114, 1945) afirma que: "... los glaciares que presentan avances deben ser influidos por causas locales. En el caso del Moreno, puede pensarse en la protección del sol por el gran dorsal en su lado norte. Por el contrario, casi toda la enorme superficie del Upsala queda expuesta al sol. Parece además que esta región más septentrional queda envuelta menos por nubes y neblinas".

NICHOLS y MILLER (164, 1952) hacen referencia a diferentes ponencias de autores que se han ocupado de la comparación de avances y retrocesos simultáneos de los glaciares, como los de Teku y Norris de Alaska, aunque sin entrar tampoco a considerar específicamente el caso del Moreno.

Se sustenta la opinión de que el proceso de avance del glaciar

Moreno no obedece, principalmente al menos, a un balance positivo de su régimen. Es probable que la causa pristina reside en la captura de parte de la cuenca de alimentación de su vecino sur, el glaciar Frías. Procesos de menor importancia pero coadyuvantes al fenómeno observado serían la rotura de umbrales rocosos de su lecho y la similitud de la zona.

Glaciar Torrecillas (lat. 42° 32' S., long. 71° 56' W.)

Este pequeño glaciar se halla ubicado en la cara occidental del cerro Torrecillas cuya cumbre alcanza los 2.240 m sobre el nivel del mar; el arroyo subglaciar que origina desciende directamente hacia el Este hasta alcanzar el Lago Menéndez.

Los alrededores presentan fuertes rastros de la glaciación cuaternaria durante la cual, la ubicación probable de la línea meridional divisoria del hielo (CALDWELL, 41, 1932) estaba a unos 20 km al Oeste del cerro Torrecillas. En esta latitud la masa de hielo del cuaternario se extendía hacia occidente hasta la localidad de Castro en la isla Chilcá. El ancho de esta faja de hielo, a partir de la línea divisoria, era de unos 140 km hacia el Oeste y de 100 km hacia el Este, en donde sobrepasó Maquol y Leleque, al Este de los cuales se hallan depositadas sus coronas terminales.

La cumbre del cerro Torrecillas es un típico "matterhorn peak" y presenta en su parte oriental dos circos glaciares, Norte y Sur, el primero de los cuales es el llamado Torrecillas. El circo de este glaciar afecta la forma de un trapecioide cuya base mayor, que mira hacia el Oeste tiene unos 1.800 m, su extensión en el sentido Este a Oeste es de 1.400 m, y la superficie de 1,8 km<sup>2</sup>. Presenta asimismo un fuerte declive de 700 m (de los 2.100 a los 1.400 m sobre el nivel del mar).

El circo termina bruscamente al Este en un umbral rocoso desde el que vuelca su contenido a 300 m más abajo formando nueve conos de aludes; la nieve que cae desde el circo se encuentra en avanzado grado de nevización, con granos de hasta 5 mm de diámetro. Parece ser que en el corto trecho que ocupa el circo acumulador



afectado por un gradiente elevado de pendiente, no alcanza a completarse el proceso metamórfico nieve-neviza-hielo, atribuyéndose a esto el hecho de que no hayan sido observados cristales de hielo de glaciario en los conos de aludes. A partir del umbral y en dirección al Este se extiende el valle, de un ancho de 250 a 300 m y cuyo fondo en sus 200 m iniciales está cubierto por las bases de los conos de los aludes. Por debajo de éstos se halla la lengua del glaciario que, COLQUI y MARRASRI (54, 1952), a fines de noviembre de 1950 estaba cubierta en unos 400 m de su longitud por nieve en un primer estado de nevización que desaparece a los 600 m antes de terminar la lengua cuyo desnivel total es de 152 m. El frente del glaciario cubierto por escombros, está en contacto con una laguna de unos 300 x 60 m y cuyo pelo de agua está 228 m sobre el nivel del lago. Esta laguna, de escasa profundidad, presenta claras muestras de estar sometida a grandes oscilaciones de nivel.

Resulta muy difícil al ubicar este glaciario en uno de los tipos contenidos en las clasificaciones clásicas. Una forma próxima sería la de "glaciario colgante", pero se opone a la misma el hecho de que lo que cae desde un umbral no es hielo sino nieve-neviza. El mismo argumento es válido para desubicarlo de entre los "glaciares regenerados". Se trata sí de un glaciario temperado.

Glaciario Río Negro (lat. 41° 12' S., long. 71° 49' W.)

Este glaciario se origina en el cerro Trensador (lat. 41° 10' S., long. 71° 54' W.) cuya cumbre es el pico Internacional o Anon con cota de 3.554 m sobre el nivel del mar según el Instituto Geográfico Militar Argentino; existen además dos cumbres secundarias denominadas pico Chileno o Matteoda, de 3.470 m de altura y pico Argentino con cumbre a los 3.320 m sobre el nivel del mar.

Desde el punto de vista geológico, se trata de un volcán con manifestaciones póstumas de vulcanismo terciario, con pequeñas solfatares y emanaciones de S H<sub>2</sub> en algunas grietas. Hidrológicamente considerado, forma el "divortium aquarum" entre la cuenca del Pacífico y la del Atlántico.

Este volcán es depositario de una potente calota de hielo formada en su casi totalidad por las precipitaciones que se originan en la humedad proveniente del océano Pacífico. Se desplazan así prolongaciones de hielo que se orientan por entre los filos o cumbres dando origen a glaciares de valle y a glaciares reconstruidos. Para apreciar la importancia de una y otra cuenca, pacífica y atlántica, basta mencionar que en lo que se refiere a los glaciares que se comprenden de esta cumbre, debe considerarse que, de sus 30°, 350° corresponden a la cuenca pacífica, y los 10° restantes a la atlántica.

Considerados de Norte a Sur, la vertiente pacífica argentina posee los glaciares Alerce, Castaño Overo y Río Hanco o Ventisquero Negro; los tres forman un emisario común llamado río Hanco, cuyo primer nivel de base es el lago Mascardí del que, a su vez, se desprende otro emisario que, atravesando varios lagos es captado finalmente por el río Puelo que desagota al Pacífico.

En cuanto a la cuenca atlántica, sólo está alimentada por el glaciar Fries, cuyo frente se halla a los 825 m sobre el nivel del mar y que tiene como nivel de base la Laguna Fries, cuyo emisario, el arroyo Fries va al lago Nahuel Huapi.

En Monte Tronador se originan varias lenguas de hielo correspondientes a Chile, son ellas los glaciares Río Blanco Grande, Casca Fagueo o Rigi, Río Blanco Chico y Norte.

El glaciar Río Hanco, COLCUI (47, 1961)<sup>α</sup>, es del tipo regenerado y está dividido por un umbral cuya altura varía de los 57,3 m a los 102,0 m. La parte superior es blanca azulada y limpia, en cuanto la inferior, salvo en los conos de alimentación, es oscura y sucia.

La superficie de su cuenca de acumulación es de 5,5 km<sup>2</sup> y está limitada inferiormente por el umbral cuya cota máxima está a los 2.100 m, el punto más alto de esta cuenca coincide con la cumbre Internacional del Tronador. La línea de la rimoya está a los 2.900 m sobre el nivel del mar es decir, a unos 650 m por debajo de la cima del Monte. La capa de hielo del acumulador de este

glaciar se corta bruscamente al llegar al borde del umbral, permitiéndole apreciar ese espesor que, hacia su límite Norte es de 65,5 m y, hacia el Sur, de 45,7 m.

Una vez que el hielo del glaciar se ha precipitado por el umbral, y alcanzando la cota de los 1.360 m, se transforma en un clásico glaciar de valle que corre encausado por altas paredes rocosas en su margen derecha, y de menor altura en la margen izquierda, pero ambas proveedoras de abundante detritus. La longitud de esta lengua es de 4,4 km y su pendiente es del orden de los 83,7 m/km, siendo su superficie de 2,8 km<sup>2</sup>. La extremidad terminal de la lengua glaciar se halla a los 995 m sobre el nivel del mar y la longitud total del glaciar, contada desde la cumbre del Trazador, siguiendo la línea de su eje es de 8,5 km.

A fin de medir la velocidad del desplazamiento superficial de la lengua se colocaron dos series de marcaciones sobre la superficie en forma de líneas transversales al movimiento de flujo del hielo, vinculadas a puntos fijos de las orillas. Una de estas líneas, la más próxima a los conos de avalanchas, constituida por bloques de rocas que fueron marcados con pintura numerándose algunas; la restante materializada por jalones de caña que fueron convenientemente introducidos en el hielo. Sus datos son:

|                                | <u>Jalones</u> | <u>Piedras</u> |
|--------------------------------|----------------|----------------|
| altura s.n.m.                  | 1.025 m        | 1.345 m        |
| ancho de la lengua del glaciar | 740 "          | 534 "          |
| distancia al extremo terminal  | 1.700 "        | 3.600 "        |

Medido el desplazamiento experimentado por los elementos descriptos con teodolito desde la base establecida en la orilla norte del glaciar arroja un promedio diario de velocidades para verano de 19,2 cm y para el invierno de 13,0 cm. La velocidad promedio anual es de 15,8 cm diarios. Ello da un promedio de 57,7 m por año. ~~En la tabla se dan detalles de los resultados parciales obtenidos.~~

Como en las morenas y terrenos vecinos se ha desarrollado



una exuberante vegetación, en la que el *Nothofagus lomboyi* y el *Nothofagus pumilio* son especies de árboles muy frecuentes, y siendo aptas para el estudio de los anillos de crecimiento, LARRIBOR D.y E (135, 1959) ha trabajado tratando de establecer relaciones de tiempo de la historia de la glaciación en este valle del río Manso. según Bossens el límite superior de la vegetación arbórea se encuentra en la zona a los 1.800 m sobre el nivel del mar.

A fin de obtener una mayor información que pueda servir para establecer el balance del glaciar, se practicaron numerosos afloros en el río Manso en secciones próximas al glaciar.

En un lugar próximo al cono de avalanchas del glaciar - unos 450 m - e intermedio entre éste y la estación glaciológica establecida en Monte Tenedor se emplazó instrumental meteorológico con el fin de que sus observaciones sirvieran de apoyo a la transición que resulta de ambientes diversos; se registraron aquí temperaturas diarias de máxima y mínima, con bulbo seco y húmedo durante los meses de diciembre 1957 hasta mayo 1958.

La estación Monte Tenedor (lat. 41° 10' 40" S., long. 71° 49' 00" W.) ha sido instalada en el dorsal montañoso que separa los glaciares Castaño Overo y Alorco, a una altura de 1.960 m sobre el nivel del mar.

Debido al rigor de la época invernal, sólo se han aprovechado los meses de verano para los trabajos y observaciones, ya que el resto del año la estación se evacúa.

En lo que se refiere a observaciones meteorológicas se han efectuado desde enero hasta abril de 1959. Las observaciones diurnas son: de termómetro seco, húmedo, de máxima y de mínima; de precipitaciones y también de viento registrándose datos de dirección, fuerza y anemómetro. Desde febrero de 1959 se agregaron tomas de temperatura desde el nivel del suelo, a 0,50 m, 1,00 m, 3,30 m y 7,50 m.

Con respecto a la ablación se debe consignar que en 1959 desde fines de enero hasta casi fines de abril se ejecutaron observaciones prácticamente cada tres días en el campo de "firn" ubicado en las

proximidades de la estación. El tiempo que reinó en ese lapso no representa el tiempo normal de la segunda mitad del verano ya que las lluvias y nevadas fueron muy frecuentes y prolongadas alternándose con fuertes vientos que barrían o empujaban la nieve precipitada. Los valores obtenidos dan una ablación de:

|  |         |
|--|---------|
| promedio diario                          | 3,5 cm  |
| promedio diario (días sin hidrometeoros) | 4,7 "   |
| máxima absoluta                          | 13,4 "  |
| total (49 días)                          | 155,0 " |

Este fenómeno fue medido el año siguiente durante 51 días, del 31 de enero al 21 de marzo de 1960, oportunidad en la que el tiempo fue bueno y el típico para la época. Las observaciones se realizaron con 6 ablatómetros arrojando los siguientes valores de ablación:

|  |         |
|--|---------|
| promedio diario                                | 5,6 cm  |
| máxima absoluta (durante lluvia de<br>73,2 mm) | 17,1 "  |
| total (51 días)                                | 290,0 " |

En lo tocante a perfiles de la nieve y el firm se hicieron varios pozos en el mismo campo donde se practicaron medidas de ablación. Las mediciones de temperaturas en estos pozos no han resultado satisfactorias quizá porque el termómetro Weston no resulta apto para estas latitudes. Se obtuvieron en cambio valores de densidad y granulometría cuyos valores fueron elaborados y graficados.

Glacier Cráter Oeste del Cerro Volcán Oveco (lat. 34° 20' S.,  
long. 69° 30' W.)

Los trabajos de carácter nivológico y glaciológico que se refieren se iniciaron en 1957 y formaron parte del plan nacional de Glaciología realizado con motivo del Año Geofísico Internacional. Por encontrarse el área de referencia en la zona cordillerana argentina, la ejecución de los trabajos ha sido recorte de la Sección Glaciología del Servicio Meteorológico Nacional, COLQUI (48, 1961).

El hecho de que hasta la oportunidad señalada no se hubiera realizado estudio alguno sobre glaciares de una latitud más septentrional que los 41° 10' S. de Monte Tronador, determinó que se decidiera iniciar este tipo de trabajos en la zona de la alta cordillera ubicada al norte de éste.

El glaciar que ocupa el cráter oeste del cerro Volcán Overo, aparte de ser muy representativo de los de la zona, ofrece la ventaja de que hay alojamiento establecido prácticamente a su orilla, al que se llega por un camino transitado diariamente por los camiones de la compañía minera que explota el yacimiento de azufre que ocupa la cumbre del cerro. Un cable carril sistema bicable de más de 11 km de longitud y casi 2.000 m de desnivel une la administración de la usina con la estación ubicada al borde mismo del hielo, lo que posibilita el fácil movimiento del material y equipo destinados a los trabajos glaciológicos.

El Instituto Geográfico Militar Argentino, por otra parte, había hecho en 1947 una estación fotogramétrica que registraba casi toda la cadena montañosa que forma el límite oeste del valle Superior del río Atuel, portadora de múltiples glaciares que, como los de Volcán Overo aportan al citado río. La posibilidad de repetir las tomas fotogramétricas en 1957 unida a las circunstancias anteriormente señaladas decidieron la elección.

Glaciarización de la Región. El amplio muestrario de manifestaciones glaciológicas que es la cordillera de los Andes, tiene en la zona de la alta cuenca del río Atuel algunos de los más clásicos ejemplares de glaciares del tipo temperado. En efecto, en su porción inicial, el valle del Atuel cuya orientación predominante es paralela al eje principal de la cordillera, presenta su pared occidental como portadora de una serie de glaciares que, en lo pasado han tenido un campo de alimentación común del tipo calota de cumbres. En actualidad, salvo el caso de muy potentes precipitaciones de nieve recientes, recoge ésta en recintos claramente delimitados entre sí, ofreciendo en cada uno los elementos clásicos de todo aparato glaciar del tipo de valle circo, lengua, sistema morénico y arroyo subglaciar. A la



altura de estos glaciares, la ausencia de vegetación en la región es total.

Toda la zona de este valle presenta cumbres que quedan por debajo del actual límite de la línea de nieves, fenómeno que permite apreciar las consecuencias de una activa erosión glacial reducida en el presente al estricto ámbito del perímetro mojado de los glaciares. La nieve por su parte trabaja muy activamente en la actualidad erosionando enérgicamente las paredes montañosas cuyas altas cumbres son del tipo "matternhorn".

El río Atuel se inicia prácticamente en la laguna del mismo nombre (lat. 34° 33' 30" S., long. 70° 05' W.) especie de conserja en estado líquido encauzada en el seno de las cabeceras del valle. El aporte directo de por lo menos dos arroyos subglaciares se hace presente para proveerle de sus aguas que, embalsadas en un dique natural de material moránico desborda y resume su contenido, con lo que se inicia el curso superficial a cielo descubierto del río Atuel. A causa de los mantos de nieve residual del invierno, la laguna recién puede ser alcanzada, yendo a caballo, en el mes de diciembre.

En cuanto a las estribaciones que conducen al cerro Volcán Overo que forman el costado oriental del alto valle, en el mismo mes presentan abundantes mantos de nieve que, en los lugares protegidos del viento forma potentes planchones. Estos mantos de nieve se encuentran hacia los 3.000 m y van aumentando en superficie y frecuencia. En el lugar denominado "El Angulo" a los 3.200 m son frecuentes en diciembre las acumulaciones de 300 m de largo por 100 m de ancho en formas lobulares con espesor medido en su parte central, de 2,80 m. La ablación es sumamente activa en este lugar donde en el lapso de 45 días aproximadamente la nieve ha desaparecido por completo. Al alcanzar los 4.000 m se advierte la presencia de suelos congelados o "permafrost", circunstancia que persiste hasta la cumbre del cerro Volcán Overo.

Los puntos de la triangulación general del Instituto Geográfico Militar se encuentran en la zona: "El Angulo" y "Falda del

Volcán Overo". El primero corresponde a la denominación "E 20" con cota de 3.132,9 m, en lugar próximo al así llamado con motivo del codo que hace el cable carril. El segundo tiene la denominación "E 22" y su cota es de 3.710 m, ha servido también de asiento a una base fotogramétrica que, en 1947 registró la cadena de glaciares que se disponen en la pared occidental del valle del Alto Atuel.

En 1957 se reprodujo la toma de las parejas de fotografías que corresponden a esta base agregándose a la misma una nueva pareja que registra una vista del glaciar Cráter Oeste del cerro Volcán Overo. Esta última toma seguramente permitirá en breve tiempo, si se reproduce, dar argumento irrefutable sobre el cambio de masa de éste glaciar, si es que lo hay.

Cerro Volcán Overo. El cerro Volcán Overo (lat. 34° 33' 48" S. long. 70° 00' 35" W.) es un cono volcánico con cota de 4.800 m. Se trata de un volcán actualmente inactivo, en la cumbre contiene abundante azufre que es objeto de exploración con aplicación de los más modernos métodos para su extracción a cielo descubierto, transporte por cable carril y planta de purificación tipo Chemico. Kühn asegura haberlo visto arrojar vapores en 1925 y también dice haber encontrado hacia el noroeste un pequeño cono adventicio.

Puede decirse que el cerro Volcán Overo se compone de tres cráteres, a los que por su posición relativa se denomina Norte, Este y Oeste.

Si bien el cráter norte aparece cubierto por ripo, tanto el este como el oeste forman receptáculos naturales para la abundante nieve que se precipita en ellos.

La forma ideal de circos que presentan estos dos últimos retienen prolongadamente esa nieve y en la época de verano su superficie queda erizada de penitentes. El cráter Este tiene una forma más perfecta de tazón y su descarga no se hace mediante lengua evidente, sino que rebasa eventualmente hacia el Norte y rezuma normalmente hacia "El Angulo", es fácil advertir en este costado del cráter la presencia de una pequeña laguna en cuyas aguas frecuentemente flotan bloques de hielo. A partir de 1957 se ha notado año a año un

umento en la superficie de esta pequeña laguna, estimándose que es muy probable que llegue el momento en que ella rompa el paredón de continencia, aparentemente constituido por "permafrost", circunstancia que daría lugar a un aluvión cuya magnitud no ha sido estimada.

El cráter Oeste forma también un tazón en el que queda retenida gran parte de la nieve invernal; un dorsal con orientación este-oeste divide este receptáculo en dos partes aproximadamente simétricas. Su desagote se produce por el norte y por el sur; lo primero ocurre con aproximadamente un tercio del contenido de la mitad correspondiente que rebasa sin definir lengua, el resto de esta mitad y la totalidad de la meridional desagotan mediante una lengua perfectamente definida hacia el sur, terminando el anfiteatro noroccidental frontal en el lugar denominado Retanales.

Glaciar del Cráter Oeste. La circunstancia ya mencionada de que la lengua con que el glaciar del cráter oeste termina hacia el suroeste muy cerca del lugar denominado Real de Retanales, determinó que se estableciera aquí una estación fotogramétrica para registrar el frente terminal de la lengua.

La actual posición del frente de la lengua de este glaciar evidencia un retroceso que, en una primera estimación, se aprecia en unos 100 m para los 15 años que van de 1945 a 1961. El tramo del camino para rodados que se advierte en primer plano de la foto 7 fue construido en el verano 1946/47 y, para ese entonces pasaba por sobre el hielo de la lengua del glaciar.

Es de hacer notar la marcada diferencia que existe entre este grupo de glaciares del cerro Volcán Oveo, formados sobre edificaciones de conos volcánicos portadores de aparatos glaciales, con los que desarrollan en México las cumbres volcánicas más elevadas de ese país, el Citlaltepetl (lat. 19° 02' N., long. 97° 17' W.) con altura de 5.575 m, y el Popocatepetl (lat. 19° 01' N., long. 98° 37' W.) con 5.452 m de altura, tal como lo señala LORENZO (138, 1959), donde tanto acumulador como abridor se disponen al costado norte de sus respectivos cráteres que permanecen libres de hielo como conee-



cuencia de la fusión de toda precipitación nivosa en su interior.

Con el objeto de determinar la velocidad superficial del hielo contenido en el cráter oeste se emplazaron en su superficie 22 jalones dispuestos en una línea recta con dirección este - oeste y referida a dos puntos fijos emplazados en el terreno firme próximo a las orillas. Esta línea de jalones de unos 2.535 m entre extremo y extremo, es normal al sentido de la línea de mayor flujo prevista y tiene además la ventaja de que se puede aprovechar el dorsal de terreno firme que se interna en el cráter, para emplear en él una base de triangulación desde la que se puede determinar, por intersección de visuales, la posición de cada jalón.

En general, puede decirse que, mediciones efectuadas en algo más de 11 meses arrojan valores de casi 2 m para el primer jalón contando a partir del extremo este, la velocidad aumenta paulatinamente hasta alcanzar los 4 m en los jalones 4° y 5° para disminuir algo en los siguientes, llegando a ser del orden de los 3,5 m; al iniciarse el segundo tercio del total de la línea de jalones se registra un nuevo incremento en el desplazamiento de los mismos alcanzando un máximo de 4,92 m el jalón 24°. Hacia el extremo oeste vuelve a disminuir la velocidad hasta los 3,11 m, lo que ocurre en la zona ya afectada por un sistema de profundas grietas.

Desde luego esta determinación de la velocidad de desplazamiento superficial de este acumulador no es la máxima obtenible ya que de haberse medido en la lengua habría sido mucho mayor según se deduce del acentuado gradiente de nivel que ésta tiene desde su zona inicial.

En cuanto a las características de la superficie, como se ha dicho una vez que la nieve ha sido despejada por la ablación, parece orinada de penitentes con el siguiente ordenamiento a principios del mes de marzo de 1959.

| <u>Jalón</u> | <u>Orientación</u>                     | <u>Altura</u>      |  |
|--------------|--|--------------------|--|
| 1º al 9º     | este-oeste                             | de 0,20 m a 0,30 m |  |
| 10º          | " "                                    | " 0,30 "           |  |
| 12º          | " "                                    | " 0,70 "           |  |
| 13º          | " "                                    | " 0,45 "           |  |
| 14º          | " "                                    | " 0,90 "           |  |
| 15º          | noreste-suroeste                       | " 1,20 "           |  |
| 17º          | este-oeste                             | " 1,70 "           | grieta norte-sur con profundidad de 3,00 m |
| 19º          | noreste-suroeste y cruzados este-oeste | " 1,50 "           |  |
| 20º          | sureste-noreste                        | " 2,50 "           |  |

A los efectos de hacer una determinación de las características macroscópicas del hielo se extrajeron muestras en la orilla que da al naciente de este cráter oeste en donde los penitentes se alinean con dirección Este-Oeste donde su textura en los cortes cristalinos evidencia una disposición vertical de los estratos con rumbo Este-Suroeste a Oeste-Noroeste.

Se trata de hielo con alto porcentaje de burbujas de aire; las hay esféricas con un diámetro que varia de 1x3 mm aunque estas últimas se presentan algo aplastadas según la foliación de los estratos que aquí es vertical.

Las superficies nuevas en el hielo producidas por el corte a percusión, asumen formas concoideas que, expuestas a 24 horas de meteorización no arrojan calco alguno siempre que hayan sido dejadas "in situ". Se tomaron muchos calcos de hielo de los que se describen a continuación.

1.- Calco No 1. Se advierte fácilmente en él la concentración de burbujas de aire que motiva el color blanco lechoso que le atribuyen a los estratos que las incluyen, en este calco aparecen algunos límites de burbujas de forma redonda; se trata de secciones normales

al eje mayor ya que todas las burbujas son alargadas en el trozo muestreado y este eje suele alcanzar longitudes de hasta 3 mm en lo individual, ocurriendo a veces conexiones entre burbujas vecinas, lo que determina la formación de canalículos de hasta 15 mm (Fig. 20).

2.- Calco Nº 2. Aparecen en él los límites de varios cristales de hielo claramente definidos y trabados entre sí, como los granos de una granada. Los cristales, en los que la meteorización evidencia su anisotropía, asumen formas irregulares de hasta 2,5 cm de diámetro. Con alguna dificultad a simple vista, tanto en el plano superficial como en profundidad, los límites de los cristales formados por bordes llamativamente rugosos, deben, con toda probabilidad esta sinuosidad al hecho de que entre cristal y cristal se disponen pequeñas burbujas que ocupen la zona intersticial (Fig. 21).

3.- Calcos Nº 3 y 4. Aunque las muestras para estos calcos se tomaron en puntos separados entre sí por una distancia no menor de 150 m en zona más alejada de la orilla que la de los calcos Nº 1 y 2, la descripción macroscópica de ambos se corresponde por igual. Ambos han sido tomados de superficies naturales que han sufrido un prolongado proceso de meteorización. Los dos corresponden a la cara norte de una combinación de penitentes con un costurón marginal producido por diferencias de presión y movimiento en este acumulador. La altura media de los penitentes en ambos lugares es de 0,50 m; el elevado contenido de burbujas de aire de estas muestras queda limitado a la parte superior de los penitentes ya que disminuye sensiblemente hacia la base de los mismos (Figs. 22 y 23).

Conclusiones. Resulta claro que estos glaciares en que culmina el cerro Volcán Overo, cuyas cuencas de alimentación y lenguas se encuentran por debajo de la línea de nieves, resultan en extremo interesantes de seguir con todo cuidado. Cabe preguntarse si se está en presencia de una etapa de agonía de estas manifestaciones glaciales, o se el cambio de posición de sus frentes puede ser considerado como



simples pulsaciones. El tiempo transcurrido desde que se iniciaron las observaciones de que trata el presente, es muy escaso todavía para arriesgar opinión al respecto. El franco retroceso comprobado en los últimos años del extremo terminal de la lengua del glaciar del cráter oeste induce a pensar en un cambio de masa proveniente de un balance que se habría tornado en negativo.

El hecho de que tanto en la cuenca de alimentación como en la lengua del glaciar del cráter oeste no se haya encontrado "firn", sino directamente nieve, cuando la hay, e inmediatamente debajo el hielo, plantean la posibilidad de que se trate de un glaciar del tipo sin "firn". Glaciares activos de este tipo se han registrado frecuentemente, como es sabido en latitudes medias en Asia (Pamir, Cáucaso, Himalaya, etc.), donde llegan a constituir la regla y no la excepción.

P.D. Baird ha propuesto el nombre de "tipo Baffin" para este tipo de glaciares que quedan debajo de la línea de nieves y tienen gran frío residual, cortos veranos y largos inviernos fríos. Este autor se ha basado para ello en el ejemplo que brinda la Barnes Ice-cap en isla Baffin que, disponiendo de un balance equilibrado, no tiene "firn". Pero las denominaciones para estos glaciares forman una lista tan extensa en la bibliografía ("firn-basin", "Firn-kessel", "Turkestan", "Bogdo-Ola", "Mustagh", etc.) que se juzga más oportuno designarlos genéricamente como tipo "sin firn" o "sin neviza".

La ausencia de firn en el caso del glaciar Cráter Oeste del cerro Volcán Overo se puede considerar como consecuencia de una rapidísima transformación de firn en hielo, tal como se ha comprobado ocurre en las cumbres del Kilimangiaro, donde se ha observado esta transmutación en tan solo 24 horas, fenómeno también comprobado en días cálidos ocurridos en los Alpes y en Noruega. Es decir todo lo contrario de lo que ocurre en regiones como la Antártida, donde se

EE 22

registran temperaturas muy bajas y en forma prolongada, y donde la transformación de firm en hielo demora más de dos años.

Glaciar Agua Negra (lat. 30° 15' S., long. 69° 50' W.)

Este glaciar ocupa, sobre la cordillera limitrofe internacional, la cabecera inicial de la quebrada de Agua Negra por donde corre el arroyo homónimo que es el desagüe natural de su amplia cuenca imbrífera.

El reconocimiento del paralelogramo formado por los meridianos 69° y 70° W., y paralelos 30° y 30° 30' S., permitió establecer que la totalidad de los accidentes orográficos contenidos en él, se hallan por debajo de la actual línea de nieves. Esta circunstancia ha agregado un motivo más de interés al estudio de sus glaciares y campos de nieve, de los que se nutre el arroyo Agua Negra, factor vital en la economía de una vasta zona del Norceste sanjuanino. Se procura evaluar los aparatos glaciares contenidos, su estado actual y, lo que es más importante, cual es el futuro que aguarda a la glaciación referida.

El glaciar Agua Negra es el más accesible, en lo que a su observación visual se refiere, debido a la circunstancia de que el camino internacional a Chile pasa por sus vencidades.

Este glaciar (Fig. 24) tiene un largo aproximado de 2.200 m y un ancho promedio de 650 m, siendo su cota máxima de hielo descubierto de 4.970 m y la mínima de 4.550 m. Su superficie es de 1,2 km<sup>2</sup> y la pendiente del 191 o/oo.

El mapa que se ofrece del glaciar ha sido confeccionado en base a los datos obtenidos con un levantamiento planialtimétrico efectuado en el año 1963. Se practicó también fotogrametría estableciéndose tres bases, de las cuales dos corresponden a su frente y una al costado de la margen derecha; estas bases fotogramétricas tienen una

longitud de 154, 218 y 71 m y la cota absoluta del punto A de cada una se ubica en los 4.439,75; 4.554,39 y 4.917,95 m sobre el nivel del mar respectivamente.

El glaciar ha sido observado sólo en verano y en la ocasión se pudo apreciar que aún la parte superior de su cuerpo de hielo aparecía descubierta de escombros y hasta de neviza, quedando de ésta sólo algunos manchones residuales aislados. Los límites rocosos de esta parte son escarpados en su costado occidental y suaves, casi sin solución de continuidad con el hielo en la cabecera Norte y costado oriental. La superficie del hielo es también regular y se ve afectada sólo por grietas de origen tensional y sin la apariencia de denunciar irregularidades del substrato rocoso.

La mitad inferior del glaciar corre entre paredes rocosas definidas, más elevadas siempre las occidentales y está fuertemente convulsionada en bloques de fractura que, alineados en cordones normales al flujo de escurrimiento, permiten la formación, en su superficie conjunta de múltiples cuencas que el agua de fusión ocupa dando lugar a una serie de lagunas de forma de media luna con sus extremos dirigidos hacia aguas arriba.

El extremo terminal del hielo descubierta está formado por bloques aislados, aciculares de una altura promedio de 10 m llamativa estratificación en la que es fácil advertir horizontes oscuros de polvo, bandas blancas con mayor contenido de aire y, bandas azules que evidencian el proceso alternado de fusión y de rehielo. Estos cuerpos de hielo aislados descansan sobre un potente manto de hielo cubierto por material detrítico que se desplaza a velocidad distinta, razón por la cual el hielo descubierta se ve sometido a tensiones que superan su condición reológica.

No sería ajena esta presencia de un estrato detrítico, a un alud de origen catastrófico originado por sismos ocurridos en la



región en el gran terremoto anterior al de 1944 que destruyera la ciudad de San Juan; el fenómeno sísmico habría dado origen a la formación de la capa detrítica que, de superficial que lo fue en su momento inicial, ha pasado a intermedia entre la superficie actual del glaciar y su substrato rocoso, COLQUI (50, 1965). El estado inicial de este supuesto ha sido observado por el autor en varios glaciares de Alaska en los que el terremoto de 1964 provocó los aludes.

Toda la información recogida hasta el presente viene siendo objeto de su elaboración. Se trata en principio de establecer en modo fehaciente la cantidad y la medida de los glaciares que concurren con su aporte a esta quebrada. Todos los años, desde 1963, el Servicio Meteorológico Nacional viene destacando comisiones de estudio a esta quebrada en cumplimiento de un convenio de colaboración entre esta Repartición y el Departamento de Hidráulica de la provincia de San Juan; personal científico y técnico de ambos organismos prosigue con la investigación mediante campañas que se cumplen, en verano con el fin de completar el reconocimiento y la medición de las ocurrencias glaciales, mientras que en invierno se practican estimaciones de la acumulación estacional de nieve, y de la naturaleza física de las mismas.

Los gráficos (Fig. 25 y 26) contienen información sobre el progreso experimentado en el conocimiento de esta quebrada que ha sido elegida como cuenca piloto para la empresa del Decenio Hidrológico Internacional.

El mapa (Fig. 27) contiene la distribución relativa de los diversos elementos que conforman la quebrada del Agua Negra en su parte superior y ha sido elaborado tomando como base el registro aerofotogramétrico de la zona.

El mapa (Fig. 25) corresponde a la quebrada de San Lorenzo cuyo derrame aporta a la de Agua Negra. Aquí se ha practicado también la foto-

grametría terrestre a los efectos no sólo de registrar la situación en que se encontraba el glaciar San Lorenzo que ocupa la cabecera de la quebrada, sino también el proceso de rellenamiento del valle por el material detrítico moderno. Los frecuentes aludes del tipo soliflucción están afectando directamente el índice de derrame de estos cursos de agua y es aquí precisamente en donde se advierte el proceso cegador de los cursos ácuos con mayor intensidad.

El mapa <sup>(Fig. 26)</sup> corresponde a la zona denominada "El Arenal" o "Gran Arenal". Aquí se produce más evidentemente el "escamoteo" del agua ya que en su garganta inicial, esculpida en la roca pulida y aborregada penetra, en horas de la mañana, aproximadamente 1,5 m<sup>3</sup> de agua en escurrimiento superficial, volumen que resulta acrecentado en unos 300 litros a los ciento cincuenta metros aproximadamente de haber penetrado en el Arenal. Este último proviene del aporte de la quebrada de San Javier que, por la margen derecha, entrega aguas procedentes del glaciar homónimo cuya masa de hielo supera varias veces a la del Agua Negra.

El volumen total va rezumándose a medida que avanza en el Arenal salvándolo a veces con ~~un volumen de~~ unos 100 lts/segundo, o bien concluyendo por desaparecer de la superficie en algunas horas del día, hacia el cuarto final de su extensión.

Marca el extremo terminal del Arenal un potente cordón morénico denominado "Ojos de Agua"; aquí en determinadas horas del día el agua se precipita mediante un torrente de unos 100 lts/seg. Pero el escurrimiento permanente, de unos 300 lts. en total suele provenir de una vertiente ubicada precisamente al pie de este cordón morénico. Desde este lugar hasta el aforador de "Peñasquito" situado a unos 20 km aguas abajo, el arroyo recibe numerosos aportes laterales, algunos de importancia como los de las quebradas "de las Mulas", "de la Vaquita", "de la

Aspera", etc., no obstante lo cual sólo se obtiene un valor promedio de caudal del orden de los 450 lts en Peñasquito.

Todavía desde aquí hasta los lugares de aprovechamiento, como lo son las poblaciones de Rodeo, a casi 40 km, y de Las Flores a casi 30 km, el agua utilizable continuaba mermando, razón por la que el Departamento de Hidráulica de la provincia de San Juan viene realizando obras de canalización impermeabilizada que permitan su máximo aprovechamiento. Los resultados obtenidos mediante la ejecución de estas obras han sido calificados de altamente satisfactorios.

Como corolarie debe puntualizarse que, de los estudios glaciológicos realizados hasta el presente ya se ha podido, mediante el simple cómputo de los volúmenes que los arroyos subglaciares entregan en su origen, vinculado al análisis de los movimientos de masa de hielo más recientes, establecer fehacientemente que, la disminución de las aguas útiles a las zonas de Rodeo y Las Flores, no puede ser atribuida al comportamiento de los glaciares actuales de la quebrada de Agua Negra.



## CONCLUSIONES

### Consideraciones sobre la Estratigrafía Pleistocena

La Datación Geológica. Con motivo de ser el Pleistoceno un período geológico tan corto y tan reciente, sufre en gran medida de la falta de fósiles utilizables como guías cronológicas. En períodos anteriores, los fósiles proveen la más valiosa evidencia de las edades relativas de los estratos, y los depósitos que contienen una fauna similar en distritos separados geográficamente pueden ser tenidos como aproximadamente de la misma edad. En el Pleistoceno no obstante, este método paleontológico de datación tiene un muy limitado éxito, y no debe sorprender que el ardiente deseo de encontrar alguna guía cronológica haya inducido a algunos investigadores a utilizar las diversas industrias Paleolíticas como tales. O sea que en lugar de determinar las edades de las diversas fases de la evolución humana con relación a la cronología geológica, y estableciendo en que momento de la escala relativa del tiempo tuvieron lugar ciertos cambios en la evolución industrial y física del hombre, la práctica adoptada fué la de suponer que la secuencia de las industrias humanas fuera lo bastante bien conocida como para ser usada para la datación de los depósitos geológicos. El resultado de esta reversión fué un lamentable embrollo, según ZEUNER (227, 1959), que está siendo salvado sólo gradualmente y a duras penas.

Carácter Local de las Secciones del Pleistoceno. En la adopción de métodos puramente geológicos para la datación en el Pleistoceno, el estudioso se ve confrontado con una grandísima dificultad que ha determinado en algunos investigadores la preferencia por los métodos arqueológicos, que son mucho más fáciles. Esta dificultad es el carácter local de muchas secciones; los estratos pre-Pleistocenos son predominantemente de origen marino y retienen sus caracteres sobre áreas

comparativamente amplias. En donde ellos son de origen terrestre, la dificultad para una datación precisa y su correlación es exactamente la misma que en el Pleistoceno, pudiendo referirse como ejemplo, los depósitos del Triásico de Europa extra-Mediterránea.

Si se imagina la presente superficie de la Argentina como estando ya fosilizada, y sólo fueran observables secciones geológicas aquí y allí, se pone en evidencia cuán difícil sería establecer una correcta correlación de sus depósitos terrestres. Se encontrarían depósitos fluviales en un lugar, conos de deyección en zonas montañosas, depósitos glaci-fluviales en otras, desérticas, boscosas, pantanosas, etc.; absolutamente todos serían de la misma edad y, sin embargo, sus fósiles difícilmente ayudarían a probarlo.

La implicación concerniente a las secciones del Pleistoceno es que cualquier exposición, en un pozo, en una cantera, etc., que no proporciona alguna guía estratigráfica inequívoca de su edad, no puede ser utilizada con el propósito de hacer una cronología Pleistocena, ZEUNER (1959). Esta circunstancia que no siempre ha sido tomada en cuenta, ha conducido a que casi el 99 por ciento de las secciones atribuidas al Pleistoceno, aunque de un muy valioso interés local, no valen para la reconstrucción de una secuencia estratigráfica.

Tipo de Evidencias Hábiles para Establecer la Estratigrafía del Pleistoceno. Las subdivisiones de los períodos previos al Pleistoceno están definidas por cambios en la fauna, pero los del Pleistoceno están primariamente basados en los cambios de clima. Es necesario por lo tanto, encontrar en las secciones la evidencia de tales cambios climáticos, siendo éstos proporcionados principalmente por la presencia de (a) morenas u otros depósitos producidos por el

hielo, (b) loess, (c) suelos congelados y depósitos de soliflucción, (d) horizontes meteorizados, (e) travertinas, (f) terrazas de gravas, y (g) ciertos tipos de fauna.

Por no caber en el propósito del presente trabajo, se omite el detalle de este tipo de investigación que se halla bien tratado en la abundante bibliografía existente. Corresponden si, algunas consideraciones de carácter general a modo de recapitulación de lo que se lleva hecho hasta el presente.

La evidencia climática sobre la que descansa la estratigrafía del Pleistoceno es inevitablemente corta e incompleta. Hace tiempo, la estratigrafía del Pleistoceno, las morenas y las terrazas glaci-fluviales recibieron más atención. Como regla general debe recordarse que un avance de hielo destruye mucho de los depósitos abandonados tras la acción de un avance más primitivo, y si el segundo fué más amplio que el primero, éste puede pasar desapercibido por completo. Es por esta razón que los sistemas de subdivisiones basados exclusivamente en morenas son sólo aparentemente completos. Los primitivos sistemas estratigráficos establecidos tanto para las áreas Escandinevas como para las Alpinas, han estado basados en morenas.

En los últimos años, los depósitos de la zona periglacial han recibido creciente atención. Aquí la influencia climática de las fases glaciares produjo depósitos como las gravas fluviales y los loess, que tienen una mayor posibilidad de sobrevivir en localidades utilizables en la datación, que la que asiste a las morenas. Además durante las fases templadas intermedias, la meteorización química produjo en estos depósitos, suelos que proporcionan valiosa evidencia para catalogar la clase de clima reinante en aquel tiempo. Las gravas fluviales y los loess de la zona periglacial en conjunción con los suelos



soterrados, han provisto un registro más detallado de las oscilaciones climáticas del Pleistoceno que las morenas y sus depósitos asociados.

Además, el estudio de los suelos congelados (soliflucción, suelos poligonales, cuñas de hielo, etc.) que están restringidos a los climas nivales y de congelamiento en el presente, y que frecuentemente ocurren en secciones geológicas en la zona periglacial, ha ayudado considerablemente a elucidar las condiciones climáticas prevalentes durante las fases glaciales.

Finalmente, la fauna y la flora de las áreas morénicas restringidas a unos poquísimos depósitos interglaciales, aunque mucho más frecuentes en los depósitos de las fases glaciales y temperadas en la zona periglacial, algunas veces proveen indicios de las condiciones climáticas prevalentes en el tiempo de su formación aunque ellos son de pequeño valor estratigráfico inmediato.

En suma que, la moderna cronología del Pleistoceno está basada sobre sus morenas, terrazas de grava, loess, suelos congelados, suelos químicamente meteorizados, su fauna y su flora.

#### Cronología Relativa del Pleistoceno en las Áreas Glaciadas de Europa Continental y Norte América.

Introducción. Tal como sucede con cualquier rama de la ciencia, en el estudio de la estratigrafía ha ocurrido normalmente que, conforme la investigación progresaba, un creciente número de detalles fué siendo conocido. Consecuentemente hubieron de ser introducidas muchas subdivisiones estratigráficas, y su número continúa creciendo; esto desde luego se aplica a todas las formaciones sin excepción, incluyendo el Pleistoceno.

Pero es aquí precisamente en donde se produce el hecho insólito-

| Monoglaciarismo | Biglaciarismo | Penck y Brückner                   |  | Cronología detallada relativa  |
|-----------------|---------------|------------------------------------|--|--|
| EDAD DE HIELO   | Segunda       | Cuarta glaciación Alpina "Würm"    | Última glaciación  | 3a. fase glacial<br>Oscilación interestadial<br>2a. fase glacial<br>Oscilación interestadial<br>1a. fase glacial |
|                 |               | Tercer interglacial                | Último interglacial  | Segunda parte de interglacial<br>Fase fría menor<br>Primera parte de interglacial                                |
|                 | glaciación    | Tercera glaciación Alpina "Riss"   | Penúltima glaciación   | 2a. fase glacial<br>Oscilación interestadial<br>1a. fase glacial   |
|                 |               | Gran interglacial                  | Gran o Penúltimo Interglacial con una o varias fases más frías |  |
|                 | Primera       | Segunda glaciación Alpina "Mindel" | Antepenúltima glaciación                                       | 2a. fase glacial<br>Oscilación interestadial<br>1a. fase glacial   |
|                 |               | Primero Interglacial               | Antepenúltimo Interglacial                                     |  |
|                 | glaciación    | Primera glaciación Alpina "Günz"   | Primitiva glaciación   | 2a. fase glacial<br>Oscilación interestadial<br>1a. fase glacial   |
| Plioceno        | Plioceno      | Plioceno                           | Villafranchian (Plioceno)                                      |  |

to; mientras en las otras formaciones las divisiones detalladas que se proponen son más o menos fácilmente aceptadas, la misma situación en el Pleistoceno es frecuentemente vista por algunos con extrema suspicacia.

Cuando PENCK y BRÜCKNER (172, 1901-1909) introdujeron su cuádruple división de la Edad de Hielo, hubo al principio mucha oposición a ello. Ahora, a más de 60 años, ella es aceptada casi universalmente, ha sido calificada por muchos como una obra monumental y se la considera un testimonio del genio de sus autores por haber reconocido ya desde entonces, que las glaciaciones en los Alpes fueron cuatro. Es claro que en el interín, la investigación ha revelado un número de fases menores dentro del esquema establecido, que juega un rol de creciente importancia en la cronología relativa del Pleistoceno.

La Tabla VII intenta sintetizar este desarrollo de la estratigrafía del Pleistoceno comenzando por la idea del monoglacialismo, seguida por la del biglacialismo y correlacionadas ambas con la cuádruple de Penck y Brückner; esto puede servir también como una guía cronológica a seguirse para el estudio de las evidencias.

Depósitos Morénicos y sus Asociados Utilizados como Evidencia Estratigráfica. Las principales divisiones del Pleistoceno de la Europa temperada se basan en los depósitos glaciales y en las morenas. Hace ya mucho tiempo que fué reconocido que el hielo avanzó más de una vez y que, en los intervalos, el clima fué templado. Estas fases han sido llamadas interglaciales o, si son de un carácter menor, interestadiales.

La gran difusión obtenida por el esquema estratigráfico de Penck y Brückner para los Alpes, con sus divisiones en Günz, Mindel,



TABLA VIII

CORRELACION DE LAS FASES CLIMATICAS DEL PLEISTOCENO EN LAS AREAS DE GLACIACION ALPINA, ESCANDINAVA Y NORTEAMERICANA

| Penck y Brückner | Area alpina                                 | Area escandinava                     | Abreviatura | Terminologia general          | Area norteamericana   |
|------------------|---|--------------------------------------|-------------|-------------------------------|-----------------------|
|                  | Una de las etapas entre las montañas        | Morena fenoscandian                  |             |                               | ? Etapa Cochrane      |
| Würm             | Baja terraza inferior - Zürich - Fase Stein | Morena pomeranian                    | LGI 3       | Ultima glaciacion             | Morena St. Johnsbury  |
|                  | Media terraza inferior - Fase Diessenhofen  | b. Frankfurt-Posen a. Brandenburgian | LGI 2       |                               | Morena Harbor Hill    |
|                  | Alta terraza inferior - Fase Schaffhausen   | Fase Fläming o Warthe                | LGI 1       |                               | Interestadial Peorian |
|                  |   |                                      |             |                               | Iowan, ? - Ronkonkoma |
|                  |   | Serie Skärnhede                      | LIG1        | Ultimo interglacial           | Interglacial Sangamon |
|                  |   | Lecho medio danés                    |             |                               |                       |
|                  |   | Serie Ren                            |             |                               |                       |
|                  | Baja terraza superior - Glaciación mayor    | Morena Saale                         | PGI 2       | Penúltima glaciación          | Illinoian             |
|                  | Alta terraza superior ? - Fase Glütsch      |                                      |             |                               |                       |
| Riss             | ? Glütsch de Beck                           | Gran interglacial                    | PIgl        | Penúltimo interglacial        | Interglacial Yarmouth |
|                  | Kander de Beck                              |                                      |             |                               |                       |
| Mindel           | Ultima Alt Terrasse                         | Morena Elster                        | ApGI 2      | Antepenúltima glaciación      | Kansan                |
|                  | Primitiva Alt Terrasse                      |                                      | ApGI 1      |                               |                       |
| Günz             | Deck Terrasse más baja                      | ? Morenas Pre - Elster de Wervecke ? | ApGI 1      | Antepenúltima interglaciación | Interglacial Aftonian |
|                  | Deck Terrasse más alta                      |                                      | EGl 2       |                               |                       |
|                  |   |                                      | EGl 1       | Primera glaciación            | ? Nebraskan           |
|                  | Grava Donau III                             |                                      |             |                               |                       |
|                  | Grava Donau II                              |                                      |             |                               |                       |
|                  | Grava Donau I                               |                                      |             |                               |                       |
|                  | Grava Staufenberg                           |                                      |             |                               |                       |
|                  | Grava Ottoheuren                            |                                      |             |                               |                       |

Riss y Würm, ha inducido a muchos a creer que ésta puede haber sido la glaciación más importante. Pero lo real es que el área de glaciación Escandinava, con su periferia extendiéndose desde los Montes Urales, a través de Alemania Central, hasta Gran Bretaña fué de mucho mayor importancia, especialmente en cuanto a su influencia climática sobre los países adyacentes no glaciados.

Cualquier cronología del tipo que se viene tratando, que pretenda establecerse para Argentina, exige un cabal conocimiento previo de los estudios realizados tanto en el área de glaciación Escandinava como en la de los Alpes y en Norte América. Tras un comentario general al respecto, se verá lo realizado en Argentina.

#### Resumen General y Correlación de la Cronología Relativa de las Áreas Morénicas de Escandinavia, los Alpes y Norte América

En las tres áreas en consideración la multiplicidad de las fases glaciales ha sido probada mediante el examen de evidencias inobjetable. El todo ha sido vertido sinópticamente en la Tabla .

Área Escandinava. En el área Escandinava, y en Alemania del Norte en particular, pueden distinguirse con certeza tres grandes glaciaciones (Elster, Saale y Weichsel). A éstas debe agregarse la Fase Warthe que precede a la Weichsel, sea como una glaciación independiente o como una fase glacial. La Weichsel, desde su máximo avance evidencia tres detenciones mayores del margen de hielo (Brandenburgian, Frankfurt, Pomeranian). Hay evidencias en Dinamarca de una fase fría menor que ocurrió durante el Último Interglacial. Se han postulado fases glaciales que precedieron a la Elster, que es la más antigua perfectamente establecida pero todavía son dudosas, por lo que se las deja indicadas con un signo de interrogación.

Área Alpina. En los Alpes se han distinguido cuatro grandes glaciaciones; las últimas tres (Mindel, Riss y Würm) concuerdan en mu-

chos aspectos con las Elster, Saale y Weichsel del Norte de Alemania. La glaciación Günz de los Alpes todavía no ha sido identificada en el área Escandinava, a menos que estuviera representada por una de las problemáticas fases pre-Elster.

Las glaciaciones Alpinas Riss, Mindel y Günz consisten cada una de dos fases glaciales que están separadas entre sí por interstadiales con un clima moderado. La Würm parece comprender tres de tales fases glaciales y es del caso mencionar que se han reconocido varias fases precedentes a la Günz, y una o dos fases menores pueden haber precedido a la Riss en Suiza.

Combinación de las Dos Áreas Europeas. Las evidencias en el Norte de Alemania y en los Alpes sugiere la siguiente sucesión de fases frías en la Europa templada:

La transición del Plioceno al Pleistoceno está marcada cuando menos por tres fases frías.

La Glaciación Inicial comprende dos fases.

La Antepenúltima Glaciación comprende dos fases en los Alpes.

A continuación viene el Gran Interglacial, que fué de larga duración y durante el cual tuvo lugar una considerable erosión, incluyendo como posibles, una o dos fases glaciales menores.

La Penúltima Glaciación comprende dos fases en los Alpes. Ella fué la Glaciación más grande en muchos distritos, aunque fué localmente excedida por la Antepenúltima Glaciación.

Durante el último Interglacial ocurrió una oscilación fría, pero los efectos climáticos sugieren que no se formó ninguna gran capa de hielo en su transcurso.

La fase Warthe del área Escandinava puede ser tenida bien como la primera fase de la Última Glaciación o bien como la última fase de la Penúltima Glaciación. Podría corresponder la fase Warthe a



un avance relativamente pequeño de la Última Glaciación observado en los Alpes, o bien a una fase de retroceso de la Riss.

La Última Glaciación comprende tres fases. No se ha podido establecer fehacientemente si la mayor fué la primera o la segunda.

Area Norte Americana. En Norte América se han distinguido cinco glaciaciones. La última, la Wisconsin recuerda a la Würm = Weichsel en tantos aspectos que ha sido correlacionada con éstas, tanto como una entidad, como con sus subfases individuales. La Iowan ocupa la misma posición en Norte América que la fase Warthe en el Norte de Alemania. La mayoría de los autores ve actualmente la Iowan como un adelanto de la Wisconsin, y algunos la correlacionan definitivamente con la fase Warthe.

Las glaciaciones más primitivas, la Illinoian, la Kansan, y la Nebraskan, son tenidas como equivalentes de las Riss = Saale, Mindel = Elster, y Günz, respectivamente.

La semejanza que indudablemente existe entre las divisiones Norte Americanas y las del Norte de Europa y de los Alpes, ha llevado al concepto de que las diversas fases glaciales de Norte América fueron contemporáneas con las de Europa. Muchas observaciones sustentan este concepto, pero debe admitirse que la evidencia definitiva de la contemporaneidad todavía no ha sido debidamente sacada a luz, excepto tal vez, para la parte final de la Última Glaciación por medio del recuento de varves.

Las subdivisiones morénicas y glacioluviales del Pleistoceno, tanto en Europa como en Norte América sugieren intensas fluctuaciones del clima. El ritmo de estas fluctuaciones parece haber sido muy peculiar; hubo dos primeras glaciaciones y dos finales, separadas por un largo intervalo (el Gran Interglacial), y cada una de

estas cuatro glaciaciones parece comprender dos o tres fases glaciales distintas, separadas por interestadiales con un clima más moderado. Además, unas pocas fases frías menores, ocurrieron durante los interglaciales, y varias fases glaciales muy primitivas precedieron la glaciación comunmente aceptada como la primera.

### La Glaciación Pleistocena en Sud América

Generalidades. La glaciación Sudamericana está confinada a las partes más altas de la cordillera de los Andes. Según FLINT (93, 1957), los cuerpos de hielo que conformaban la glaciación primitiva, mucho más extensos que los que hoy se registran, tuvieron la misma distribución general, excepción hecha de la región patagónica argentina en la que el hielo se esparció en modo coalescente sobre las llanuras ubicadas al Este del dorsal montañoso.

Las áreas englazadas aparecen irregularmente distribuidas como consecuencia de la condición señalada de que el hielo reside aquí en las altas cumbres. En lo que concierne a los glaciares primitivos, los hubo de valle y bajo la forma de casquetes glaciares. Al Sur de la latitud de 26° S. coalescieron hasta alcanzar a formar en algunos distritos verdaderas montañas de hielo y, más al Sur todavía, al alcanzar los 45° S. de latitud, sobre la ladera occidental de los Andes, el hielo alcanzó la costa del mar. En un sector por lo menos, el divortium del hielo se desvió ligeramente hacia el Oeste de la cresta de las montañas y, siendo la masa de hielo muy gruesa fueron pocas las cúspides que emergieron formando nunataks, los valles fueron profundamente excavados y se formaron los fiordos. A todo lo largo de la costa existente, y aún fuera de ella, probablemente el hielo formó piedemontes orlados por una estrecha barrera de hielo flotante que se disgregaba en témpanos hacia el Pacífico.

La erosión glacial y la post-glacial sobre la ladera occidental de las montañas, en donde aún hoy la precipitación alcanza los 3.000mm anuales y más, han sido tan eficaces que quedan allí muy pocos escombros glaciales.

Seguramente lo que ocurrió al Norte de los 42° de latitud S. es que una deficiente precipitación, unida a elevados valores de ablación, impidieron a los glaciares desarrollar un cuerpo tal que pudiera esparcirse hasta los niveles bajos. En el Ecuador por ejemplo, su límite más bajo fue de 3.700 m, y en Colombia, de 2.900 m sobre el nivel del mar.

Ya bien al Sur, el complejo se extendió hacia el Este como un lóbulo glacial de tipo piedemonte sobre la llanura patagónica. En este maximum, el piedemonte andino alcanzó a poco más de 200 Km hacia el Este, desde la base de los Andes; esto no fue mucho más alejado que el alcance que tuvieron los glaciares de las Montañas Rocosas hacia el Este, sobre las Grandes Llanuras en Canadá.

La Glaciación Pleistocena en Patagonia. En lo que se refiere a la glaciación ocurrida al Este de los Andes, las opiniones difieren considerablemente. CALDENIUS (41, 1932) que trabajó en la Patagonia entre 1925 y 1928 estableció una correlación, no demostrada, con Escandinavia. FERUGLIO (86, 1949-50) estudió depósitos Pleistocenos aunque sólo incidentalmente, con destino a su Descripción Geológica de la Patagonia. Ambos autores interpretaron que el hielo alcanzó el mar sólo al Sur de los 52° S., con lo que, según ellos, la mayor parte de la planicie patagónica habría quedado libre de hielo. AUER (14, 1956) en cambio sostiene que el hielo cubrió la totalidad de la Patagonia Austral y Tierra del Fuego.

Caldenius utilizó mediciones de varves para su cronología y



quedó convencido de que había establecido seguras conexiones entre los de Patagonia y los de Escandinavia. Reconoció así cinco sistemas de morenas terminales, al primero de los cuales, el más exterior de todos, denominó Inicioglacial. Correlacionó el cuarto sistema con las morenas Finiglaciales de De Geer en Escandinavia debido a que el recuento de varves evidenció que el hielo había permanecido en las vecindades durante unos 700 años tanto en la Patagonia como en Escandinavia. Partiendo de esta cuarta morena hacia afuera, correlacionó los sistemas morénicos segundo y tercero con las morenas Gotiglaciales y Daniglaciales respectivamente. Las morenas patagónicas finiglaciales corresponderían de esta manera a las morenas Fenoscandian de Europa y a las morenas del Valdets maximum en Norte América; las morenas Daniglaciales se correlacionarían con las del maximum Weichsel en Europa y el maximum Wisconsin en Norte América. Caldenius correlacionó tentativamente el quinto sistema de morenas, ubicado "lejos dentro de los valles de la Cordillera", con las morenas Bühl de los Alpes, aunque admitiendo que esto era meramente especulativo. CHARLESWORTH (57, 1957) señala que semejante correlación no resulta muy convincente dado que las morenas Bühl son consideradas en general como pre-Finiglaciales. El quinto sistema de morenas había sido ya interpretado por HAUTHAL (111, 1904) como producto de una edificación del final de la glaciación.

Feruglio dedujo del contraste entre la meteorización evidenciada por los depósitos glaciales que estos denunciaban dos glaciaciones principales separadas entre sí por un intervalo de tiempo muy prolongado. Interpretaba que las morenas Finiglaciales de Caldenius, eran en realidad postglaciales y que su quintuple sistema de morenas era de reciente data.

Väinö Auer correlacionó perfiles polénicos de Tierra del Fuego con los de Europa y argumentó que dado que los perfiles continúan edificándose aún en los días actuales en las superficies ocupadas por pantsnos, este tipo de correlación es más confiable que la de los varves hecha por Caldenius. Trabajando en La Misión, en la región oriental de Tierra del Fuego, encontró una sección completa en la que estaban registradas las erupciones volcánicas, las oscilaciones del nivel del mar, y variaciones climáticas, todo perfectamente bien preservado, lo que le permitió distinguir aquí cuatro capas de cenizas de la postrimería glacial, y tres post-glaciales; la más antigua de las capas post-glaciales arrojó un valor del orden de los 9.000 años radiocarbón. Bajo el supuesto de que la actividad volcánica fué casi simultánea en diversas partes de la Patagonia, él llega a la conclusión de que el hielo se retiró hasta aproximadamente sus actuales dimensiones durante un largo y seco episodio a comienzos de la postrimería glacial.

La American Geographical Society de N. York destacó en 1959 una expedición al Sur de Chile que trabajó en Laguna de San Rafael ubicada en la parte central de la provincia de Aisén, aproximadamente a los 46° 40' S., 74° 00' W.

Esta expedición investigó el problema de los cambios de ambiente del Pleistoceno final en la laguna, empleando técnicas usadas en Geología, Palynología, y Limnología, así como el estudio vegetacional de las morenas glaciales, HEUSSER (117, 1960). Se encontró que las variaciones de los glaciares a ambos costados de los Andes son correlativas con lo que estudios anteriores habían revelado. Al efecto se recuerda que NICHOLS y MILLER (163, 1951) habían datado tentativamente la línea de recorte ("trimline") del Glaciar Ameghino,

que fluye hacia el Este del Hielo Patagónico Sur, entre 1870 y 1880.

Von POST (217, 1946) ha intentado establecer un paralelo de la historia climática del Pleistoceno final entre los Hemisferios Norte y Sur basándose en perfiles de polen pero debido a que en 1946, fecha en que él produjo su trabajo, no existía ninguna base cronológica firme, cualquier sincronismo respecto a las zonas climáticas había de ser, forzosamente, conjetural. La datación por el radiocarbono que fuera enunciada en 1949 vino a proveer de una importantísima herramienta para la correlación, sin embargo, las correlaciones hemisféricas no son todavía seguras debido, no a la carencia de una base cronológica, sino al insuficiente número de perfiles seguramente datados.

Cualquier intento de correlacionar los eventos ambientales ocurridos en la laguna de San Rafael con los acontecidos en la costa del Pacífico Norte de Norte América es invalidado en gran medida por la necesidad de un mayor número de niveles datados. Pero el cambio ocurrido en el Norte, donde pasó de un clima cálido y más seco, el Hypsihermal, a uno más frío y húmedo, el Sub-Atlántico, resulta claramente evidente también para la zona bajo estudio pero desafortunadamente, no se dispone de fecha para ubicar cuándo esta fluctuación ocurrió en la laguna, así que es imposible, por ahora, sincronizar el cambio.

Cualquier conclusión acerca de si las oscilaciones ambientales que existieron durante el Pleistoceno, han estado interhemisféricamente en concordancia, sería prematura aunque, en sus aspectos principales y, hasta en algunos menores, los cambios registrados en Laguna de San Rafael parecen favorecer tal conclusión de concomitancia. Se ha señalado que algunas evidencias, aparentemente innegables, podrían ser argumentadas en favor del sincronismo de las fluctuaciones



climáticas, al menos para la parte del tiempo representada por el ambiente bajo estudio pero, evidencias de mayor peso son menester todavía para aclarar sin dudas este problema.

MERCER (<sup>153</sup> 1965) ha tratado las variaciones glaciares en la Patagonia Austral conforme a los resultados obtenidos en el terreno por una comisión que trabajó en 1963. En su ensayo cronológico sostiene que las morenas terminales de cerca de Punta Bandera en Lago Argentino son más viejas que las Sub-Atlánticas y por eso probablemente daten del postrer glacial, porque ningunas otras morenas terminales fueron formadas conforme el hielo se retrajo a la zona montañosa. Los glaciares pueden haber sido menores de lo que lo son en la actualidad puesto que ellos avanzaron posteriormente en el bosque, ~~Fig.~~, bajo condiciones climáticas más favorables que prevalecieron alguna vez después de su máximo retiro. El avance puede haber culminado hace alrededor de 3.600 años, siendo esta la edad de una muestra obtenida en una turbera adyacente por fuera a la morena más exterior, y que aparentemente debe su existencia a la acción de endicamiento de la morena. No obstante aunque la mayor parte de los 125 cm de turba puede haberse acumulado debido a la acción de endicamiento por la morena, la turba basal puede haber estado presente desde antes. El argumento más convincente para aceptar esta edad de la morena, es que ella está próxima a la estimación de Heusser basada en la datación por el radiocarbón de la máxima extensión del glaciar San Rafael sobre la costa occidental. Con todo, la aceptación de esta edad choca con serias dificultades. Un avance ocurrido entre hace 2.300 y 2.000 años ha quedado bien establecido mediante el estudio de un bosque y depósitos de turba íntimamente asociados con los depósitos glaciales del glaciar Upsala. Es por

eso que, después del máximo supuesto de hace 3.600 años, el glaciar debe haberse retraído varios kilómetros a sus presentes dimensiones, o hasta menos aún y entonces reavanzó hasta casi exactamente la misma posición 1.500 años más tarde. Aunque las morenas Pearson I son múltiples, ellas parecen haber sido formadas durante dos avances separados muy distantemente en el tiempo. Una dificultad adicional señalada por Heusser, es que el registro del polen no evidencia condiciones compatibles con una expansión de glaciares en este tiempo. El avance de hace 2.300 años, por otra parte, habría tenido lugar durante el período frío Sub-Atlántico húmedo. La erupción volcánica III de Auer, que él creía ocurrida al comienzo del Sub-Atlántico tuvo lugar hace unos 2.240 años. Una posición máxima del glaciar Upsala, hace 3.600 años es por ello altamente improbable, pero no puede ser enteramente descartada sin una investigación más profunda.

#### Glaciología Aplicada

Inundaciones Provocadas por el Glaciar Moreno. A pesar de que los cierres del Canal de los Tómpanos por efectos de avance de la lengua del glaciar, Fig. 28, hasta alcanzar la orilla opuesta se habían producido ya en años anteriores, con el progreso de la estación del año, el frente del hielo retrocedía hasta permitir nuevamente la libre circulación de las aguas, con lo que el Brazo Rico desagotaba naturalmente su exceso líquido hacia el cuerpo principal del Lago Argentino.

En el verano 1939-40 se produjeron avances en magnitud y duración inusitadas hasta entonces; tan prolongada fué su acción que las aguas del Brazo Rico, endicadas por la lengua de hielo, ascendieron en su nivel, en medida desacestumbrada dado que, tanto las abundantes precipitaciones locales como el aporte proveniente de la fusión

de los mantos de nieve y aún de los arroyos subglaciares tributarios continuó con su ritmo normal. Este fenómeno redundó esta vez en una inundación que afectó los cultivos y las viviendas de los pobladores de las inmediaciones; la situación llegó a un punto tan crítico que, en el apremio se gestionó del entonces Ministerio de Marina que accediera a enviar un avión que arrojara explosivos sobre la lengua de hielo para destruir este dique natural. Los resultados de este bombardeo fueron malos; es que el régimen térmico del hielo determina que éste emplee el calor que recibe casi íntegramente en fundirse y no en aumentar la temperatura de su masa, con lo que el repentino y aunque elevado, fugaz calor de las explosiones produjo sólo la fusión de una capa delgada y superficial del hielo, en tanto que el resto permaneció incólume. La condición reológica del hielo, por otra parte, hizo que éste absorbiera la onda física de las explosiones y la distribuyera en su masa, con lo que la acción mecánica fue impotente contra el glaciar.

La culminación de las aguas en esta ocasión alcanzó a 10,50 m, altura leída sobre el cero de la escala hidrométrica de Lago Rico instalada en la Chacra Nº 2 "Canario". La apertura del canal se produjo el 17 de febrero de 1940.

Un año más tarde ocurrió la segunda inundación alcanzando un nivel máximo de 14,90 m para terminar el 21 de marzo de 1942.

Durante todos los años siguientes hasta 1951, el glaciar Moreno efectuó movimientos de cierre invernal y, apertura estival aunque sin producir inundaciones.

La tercera inundación se inició el 25 de julio de 1951, duró 220 días y su aumento promedio diario de nivel fue de 5,2 cm; el máximo registrado fue de 25 cm. El nivel máximo de las aguas alcanzó a 12,70 m. La apertura de un túnel a través de la masa de hielo se



produjo el 2 de marzo de 1952 a las 1410 horas. Al día siguiente a las 0600 horas ese túnel aumentó bruscamente el diámetro de su garganta y duró hasta las 2330 horas cuando cayó el techo de hielo y se abrió un canal de unos 40 m de ancho. Los niveles de las aguas se igualaron recién el 5 de marzo (75 horas después de la apertura).

Esta inundación cubrió con sus aguas unas 6.650 has., de las cuales unas 2.370 has. pertenecían a las chacras.

En base a observaciones y cálculos realizados, se puede generalizar que, para unos 10 m de exceso de altura alcanzada por las aguas del Lago Rico, al ser embalsadas por la lengua del glaciar, corresponde, al pasar el agua al Lago Argentino, un ascenso de tan sólo 1 m.

En abril de 1952 a pedido de la Gobernación de Santa Cruz, personal de la Sección Glaciología y Nivología del Servicio Meteorológico Nacional efectuó el inventario individual de 14 chacras y 5 estancias; se midió en cada caso la cota del umbral de cada vivienda; se tomaron también referencias acerca de las superficies de campo cultivado y de pastoreo. Todo lo cual consta en el Informe presentado a la Gobernación en junio de 1952. Todos los pobladores recibieron personalmente instrucciones sobre las posibilidades del alcance máximo de las aguas (determinado por el desagüe natural).

La apertura del canal con la libre comunicación de las aguas duró solamente 7 meses. El 12 de setiembre de 1952 se inicia la cuarta inundación que alcanzó la altura máxima de 14,40 m; su apertura se produjo el 30 de marzo de 1953. La superficie total inundada abarcó unas 7.400 has.

Las cuatro inundaciones descriptas se iniciaron en invierno y la apertura se produjo durante el verano; la duración fué de 6 a 7 meses y la altura de las aguas varió entre 10 y 15 m.



La quinta inundación es la mayor de todas por su duración, y es la segunda en orden de mayor nivel alcanzado; duró más de dos años corridos (802 días), desde el 31 de julio de 1954 hasta el 10 de octubre de 1956 y alcanzó una altura de 26,69 m. El descenso de las aguas contenidas por la barrera de hielo fué lento y duró 27 días. El 10 de octubre cuando la altura bajó a 25,61 m se produjo apertura total. Al mismo tiempo el nivel de Lago Argentino sube 2,63 m (de 0,60 a 3,23 m) altura en metros sobre el cero del limnigrafo instalado en Puerto Irma.

La superficie inundada en la zona de Lago Rico alcanzó a cubrir 8.800 has., de las que 2.550 has. corresponden a las chacras. Las aguas destruyeron 6 casas de los chacareros y 2 cascos de estancias.

El hecho de que la apertura del túnel ocurriera a fines del invierno no resultó ser favorable para la zona de Lago Argentino, ya que, al estar sus aguas más bajas, al agregarse las de la inundación no alcanzaron, aún así, el nivel normal de verano que es de unos 4,00 m. Si se realizara la apertura del canal a fines de verano podría ocurrir que el nivel de Lago Argentino se elevara a unos 7,00 m. Ese nivel causaría ya algunos daños. No se han efectuado las mediciones del caso, pero a simple vista, parece advertirse que las aguas con esa altura alcanzarían a los galpones y a algunas casas del aserradero en Punta Bandera y, en El Calafate, a la estación de radio del aeródromo local.

Los datos y su elaboración, obtenidos hasta fines de 1955, constan en un Informe, MADEJSKI (145, 1956), con el resumen general de lo actuado y que fuera remitido por la Dirección General del Servicio Meteorológico Nacional a la Gobernación de Santa Cruz en febrero de 1956.

Desde marzo de 1956 en el Servicio Meteorológico Nacional se carece por completo de observaciones glaciológicas sobre el comportamiento del Moreno; solamente se poseen algunos datos de las escalas hidrométricas instaladas en la zona.

Según el Instituto Nacional del Hielo Continental Patagónico, el glaciar Moreno está: "aparentemente estacionario" y "en la parte superior de la lengua del glaciar se formó una gran depresión dando la impresión que la parte más baja se quisiera desprender de la superior". I.N.H.C.P. (122, 1960).

El 6 de agosto de 1959 se inicia la sexta inundación que alcanzó, el 15 de febrero de 1960, una altura máxima de 13,07 m; su desagote duró 44 días culminando el 31 de marzo de 1960.

Durante el invierno de 1961 se produjo un cierre sólo parcial del canal ya que permitía un desagüe limitado; el nivel máximo alcanzado, el 26 de enero de 1962, fué de 4,17 m, solamente.

La séptima inundación es de corta duración (165 días), se extiende desde el 12 de setiembre de 1961 hasta el 25 de febrero de 1962, aunque su crecimiento fué muy rápido. La subida diaria del nivel de las aguas fué de un promedio de 8,6 cm. La altura máxima llegó a 15,70 m.

La octava inundación ocurrió recientemente y ha sido la más importante de todas en orden a la altura alcanzada por las aguas del Brazo Rico. Si bien la quinta inundación superó a esta última en su duración absoluta, ya que alcanzó a tener 802 días, la magnitud de la inundación provocada por la octava, de solo 555 días, fué superior dado que su máximo nivel de aguas alcanzó 1,72 m más que el de aquella. El cierre de esta octava inundación ocurrió el 4 de agosto de 1964, y el desagote se inició el 19 de febrero de 1966 cuando la altura de las aguas alcanzaba a los 28,41 m en la escala de la chacra "Canario"; la apertura total ocurrió recién el 25 de febrero de 1966 cuando la altura del agua era de 25,61 m. El crecimiento promedio de las aguas fué de 5,12 cm/día, que es el mayor de todos por haber coincidido con una época de marcado aumento de las precipitaciones.



TABLA

INUNDACIONES

| Nº de inundación | Fecha de         |                      | Altura máxima en metros |
|------------------|------------------|----------------------|-------------------------|
|                  | cierre           | apertura             |                         |
| I                | invierno de 1939 | 17/ 2/40             | 10,50                   |
| II               | invierno de 1941 | 21/ 3/42             | 14,90                   |
| III              | 25/ 7/51         | 2/ 3/52              | 12,70                   |
| IV               | 12/ 9/52         | 30/ 3/53             | 14,40                   |
| V                | 31/ 7/54         | 14/ 9/56<br>10/10/56 | 26,69 ')<br>25,61 ")    |
| VI               | 6/ 8/59          | 15/ 2/60<br>31/ 3/60 | 13,07 ')<br>11,55 ")    |
| VII              | 12/ 9/62         | 25/ 2/63             | 15,70                   |
| VIII             | 4/ 8/64          | 10/ 2/66<br>25/ 2/66 | 28,41 ')<br>26,00 ")    |

') culminación con apertura parcial

") apertura total

Los valores correspondientes a cada una de las ocho inundaciones se consignan en la Tabla IX.

Es imposible prever el futuro comportamiento del glaciar Moreno porque, de todas las causas y factores (morfológicos, climáticos, telúricos) que influyen en su masa y movimiento, únicamente podrían conocerse con alguna aproximación los correspondientes al clima. Por ejemplo en los dos casos de las inundaciones primera y tercera podría haber existido la influencia del aumento de las precipitaciones en 1938 y 1949, pero en el caso de la inundación quinta se registra durante los 5 años precedentes una disminución muy apreciable de las precipitaciones. La última inundación estuvo precedida por un fuerte aumento de las precipitaciones.

Mucho se ha especulado con consideraciones relativas a las diversas soluciones a que se acudiría para obviar las consecuencias del endicamiento ocasionado por la lengua del glaciar Moreno. Estas van desde el espolvoreo de su superficie con hollín para aumentar la ablación como consecuencia de la modificación de su albedo, hasta el uso de explosivos (no faltó quien consideró el uso de la bomba atómica, HEM (114, 1946) el empleo de combustibles que serían quemados en su superficie para fundir el hielo, etc.

El más racional de todos los métodos propuestos parece ser el que consiste en la construcción de un canal que mantuviera la comunicación entre el Lago Rico y Lago Argentino, en forma de precaver futuras inundaciones y que ofrece las siguientes alternativas:

a) Al pie del mismo hielo que cubre la orilla de la península Magallanes. Las condiciones son las siguientes: la distancia es de unos 400 m y la altura de la culminación es de 32,5 m. El terreno es rocoso. El inconveniente de este lugar está en su proximidad actual a la pared de hielo.

b) De bahía Catalán (Lago Rico) hacia el puesto "La Sombra" (Canal de los Témpanos). Las condiciones son las siguientes: la distancia es de 1.725 m y la altura de la culminación es de 37,0 m. En la parte central el terreno es pantanoso. Este lugar presentaría actualmente las mejores condiciones: el canal podría ser construido aquí por etapas. Por ejemplo la primera sería para una altura de 20 m abarcando un tramo de unos 600 m. Después se permitiría el paso de las aguas de una inundación para limpiar y profundizar el fondo. En la segunda etapa se rebajaría la altura del canal a unos 10 ó 15 m. Con esa altura las futuras inundaciones no provocarían ya grandes daños ni alarma entre los pobladores.

El mayor inconveniente que presenta este lugar es la posibilidad en el futuro ser cubierto por la masa de hielo. Si la barrera de hielo se desplaza lateralmente con la misma velocidad como lo hizo en los últimos 28 años, la barrera de hielo llegaría a bahía Catalán dentro de unos 30 años. El avance del glaciar en esa dirección depende de la profundidad del lago.

c) Entre Lago Rico y Río Centinela pasando a 1 km al NO de la Chacra "9 de Julio" de Horacio Echeberría y al pie del cerro Frías (puesto "La Florida"). La distancia es de 16 km y la altura de la culminación es de 30,8 m. El terreno en la parte central es pantanoso.

Por aquí pasa el desagüe natural de las inundaciones. Por aquí desbordaría el aumento diario de las aguas, que formaría un río de caudal promedio de  $120 \text{ m}^2$  por segundo.

Las aguas máximas de esa inundación cubrirían una superficie de unos 9.360 has. y de ellas corresponderían 2.900 a las de las chacras.

Si el problema de las inundaciones se limitara solamente a la



zona de Lago Rico, una solución aleatoria sería el desalojo de los pobladores perjudicados. Pero la brusca apertura del canal a través de la masa de hielo podría determinar el elevamiento del nivel de las aguas del Lago Argentino hasta un punto que provocara en sus orillas una inundación secundaria. También en el río Santa Cruz pasaría una ola de unos 3 m de altura y su desplazamiento tomaría una semana.

Disminución Progresiva de las Aguas Aprovechables en Rodeo y Las Flores, Provincia de San Juan. Estos centros poblados ubicados al pie de la cordillera limítrofe con Chile se hallan dispuestos en la zona Noroeste de la provincia. Viven pobladores todavía que recuerdan una época en que los pastos naturales se extendían más ampliamente y los frutales cultivados cubrían zonas más dilatadas que al presente. Las claras aguas del deshielo cordillerano de verano corrían naturalmente desde y por la quebrada de Agua Negra hacia estos centros contribuyendo con la alta temperatura diurna, el aire seco y la privilegiada radiación solar sobre el lugar, para producir excelentes frutos y una de las semillas de lechuga más buscadas, por su calidad, en el mundo entero.

Pero con el transcurso del tiempo, la feracidad del suelo fué disminuyendo paulatinamente con el agostamiento ocasionado por la disminución de las aguas provenientes del deshielo. Las fincas fueron perdiendo su valor, produjeron en menor cantidad y calidad, y el proceso de despoblación viene haciéndose sentir cada vez con mayor intensidad.

Buscadas las causas de esta fuga de aguas se pensó en algún escurrimiento a través de fallas recientes; pero la falta de evidencias de tal suceso en el terreno, y la no aparición de nuevas vertientes en algún punto que pudiera vincularse a la quebrada del

Agua Negra desalentó tal supuesto.

Considerando el hecho de que el agua provenía en su casi totalidad de la fusión de la acumulación de precipitaciones sólidas en la quebrada, y poseyendo ésta numerosos glaciares y mantos de nieve perenne como tributarios, se pensó que podría atribuirse el fenómeno en cuestión a la situación de general retroceso de los glaciares.

Planteado así el problema resulta poco convincente este razonamiento ya que un retroceso glaciar se manifiesta como consecuencia de un balance negativo en donde la ablación supera a la acumulación, y en el caso de los glaciares de la quebrada de Agua Negra, las nevadas no habían sufrido una modificación tan substancial como la que debería ocurrir en el caso de que tal balance negativo dependiera de una disminución en las nevadas.

En tal caso, el balance negativo estaría determinado sólo por una mayor ablación, consecuencia de lo cual es un mayor flujo de agua y no su disminución.

Los trabajos y estudios realizados en Agua Negra no permiten de ninguna manera establecer que sus glaciares estén sometidos a un violento y repentino proceso de fusión tal como el que sería menester para justificar la disminución de caudales útiles. Por el contrario, se ha podido establecer que el glaciar Agua Negra solamente, que no es el mayor de los que aportan a la quebrada homónima, entrega en su hocico glaciar en ocasiones alrededor de  $1,5 \text{ m}^3/\text{seg.}$  de agua, en tanto que en el lugar denominado Peñasquito, a poco más de 50 Km aguas abajo del glaciar, se ha aforado para la misma fecha,  $0,728 \text{ m}^3/\text{seg.}$

Estos estudios continúan al presente y se atribuye la disminución del caudal útil a un desfase en tiempo entre la fecha de entrega del agua, por parte de la ablación glaciar, y su llegada a los lugares de regadío. El fenómeno reconocería su causa en el acti-

vo proceso de rellenamiento de los fondos de valle por los acontecimientos de soliflucción provocada por la abundante nieve que erosiona las cumbres de los cordones montañosos laterales de la quebrada de Agua Negra y las quebradas menores concurrentes a su cuenca.

Si como se postula, la causa de la retención del agua - y con ésta su más prolongada exposición a los agentes que rigen la evaporación - fuera el rellenamiento de los fondos de valle con material detrítico moderno, el salvar éstos mediante el entubamiento de los caudales, lo más próximamente posible a los hocicos glaciares y, sobre todo salvando El Arenal, Fig. <sup>26</sup>, sería la más evidente y racional solución.

Consideraciones Finales. Existe una corriente que intenta resolver los problemas geofísicos con evidencias botánicas y geográficas incluyendo el estudio detallado de plantas individuales vivientes y, de hecho, el carácter de la totalidad del manto orgánico de la corteza terrestre en la región periglacial adyacente al hielo presente, LAWRENCE (<sup>134</sup>, 1958).

Durante el A.G.I. el esfuerzo combinado de más de veinte naciones, utilizando muchas de las nuevas técnicas, condujo a la obtención de una información que está lejos todavía de elaborarse por completo, pero a cuya luz, las viejas hipótesis sobre la glaciación podrán ser reexaminadas y hasta, tal vez, algunas nuevas resulten formuladas.

Ya se han visto en el Capítulo que trata sobre el Hielo y su Evolución las cifras actualizadas respecto de la actual carga de hielo en la Tierra y, siendo que la mayor parte está depositada en la Antártida, resulta lógico que la principal ofensiva contra los problemas glaciares durante el A.G.I. estuviera dirigida contra ese Continente; pero la información precisa sobre las fluctuaciones que sufrieron los glaciares en su tamaño durante varios de los siglos



pasados no vendrá, según toda apariencia, de la Antártida porque allí no hay bosques o depósitos de turba conocidos que sean hábiles para practicar en ellos estimaciones de tiempo, ni existen tampoco registros humanos de tal data. Para obtener la información sobre la historia reciente de los glaciares, no hay región más favorable en el mundo que el Noroeste de Norte América, el Sudeste de Alaska y la cordillera Andina Austral.

Es importante comparar sobre el mapa glacial de FLINT (91, 1945) construido para Norte América, la casi diminuta cubierta de hielo perenne de hoy día, con las extensas superficies de la Gran Edad de Hielo, cuando los glaciares emigraron hacia el Sur alcanzando el Norte de Kansas y el Sur de Illinois y cuando, en las actuales cuencas áridas del Oeste, se formaron grandes lagos.

La revisión de la literatura moderna resultante de los más recientes estudios de glaciares, vegetación, depósitos sedimentarios y los niveles del mar, revela que la idea de una gradual mejoría en el clima, desde la recesión de los glaciares continentales de la Edad de Hielo es una errónea concepción. Estos estudios han demostrado que el clima ha sido a veces menor y a veces más favorable que en el presente, a la nutrición glaciár, desde que el hielo continental se fundiera. Probablemente la situación más favorable al crecimiento glaciár que en el presente, ha ocurrido más de una vez en el lapso mencionado. El último período de expansión glaciár, la "Pequeña Edad de Hielo" que ocurrió hace sólo doscientos o trescientos años, está lo suficientemente próxima en tiempo como para ser susceptible de lograr en ella una precisa datación y, por su intermedio, establecer una más segura comparación entre los posibles agentes causales.

Según lo que se acepta como establecido, durante la glaciación, el agua migró de los océanos a los continentes acumulándose en las

más altas latitudes y altitudes bajo la forma de glaciares, y en cuencas sin drenaje en las latitudes y altitudes medias asumiendo la forma de lagos; al mismo tiempo el nivel del mar descendió en todo el mundo. Es una creencia muy generalizada, LAWRENCE(134, 1958) que el presente es un estado aproximadamente equidistante entre una definida glaciación y un período interglacial, en el cual todo el hielo retornará al mar en forma de agua, alcanzando a elevarse su nivel 100 o más pies ( $\pm 30$  m); las aguas de los lagos del interior de los continentes, mientras tanto, se habrán evaporado muchísimo más que en la actualidad.

Un glaciar puede ser concebido como un complicado instrumento meteorológico que es una combinación de un nivómetro, evaporímetro, medidor de deposición de impurezas, de rocío, de radiación solar, de ablación, de calor, de lluvia y de viento. El volumen de hielo en un glaciar, en el presente, resulta ser un registro que integra todo lo que hubieran registrado los instrumentos mencionados, una medida, un valor glacial del clima presente. La historia de las fluctuaciones glaciares del pasado, tan viejas como puedan ser discernidas es a la vez un registro de las oscilaciones climáticas del pasado, pero no meramente un registro del incremento o del decremento de temperaturas o de precipitaciones, sino de algo más complejo: la combinación del balance calórico y del balance de agua de la masa de hielo.

Considerada desde el punto de vista glaciológico, la República Argentina resulta un ámbito en extremo interesante. En efecto, la cordillera de los Andes, y parte de la precordillera son, por así decirlo el muestrario más completo, en un solo escaparate de toda la variedad de aparatos glaciares que en zonas extrapolares pueda darse. Su gran longitud y elevación la hacen participar de los más variados climas, por lo que el desarrollo de los glaciares, que a su vez depende de las precipitaciones de nieve, de la temperatura y de la ac-

ción de los vientos, es igualmente diverso.

La puna es, si se toman en cuenta su extensión y su altura, pobre en cuanto a glaciares actuales se refiere. En esta zona la línea de nieves debe encontrarse alrededor de los 5.800 m a los 22° 30' S., y de los 5.400 m a los 24° 00' S.

La parte de la cordillera propiamente dicha podría ser objeto de una subdivisión derivada del hecho de que en la cordillera sanjua-  
nina principalmente, hay algunos glaciares que tienen mayor extensión a lo ancho que en el sentido en que se desplaza el hielo. Ello se debe a que, en su gran mayoría se trata de acumulaciones de hielo en franco tren de retroceso y que han quedado reducidas a ocupar corni-  
zas rocosas que, al terminar bruscamente, caen al vacío. Ya a la la-  
titud de Mendoza, y aún antes en los macizos del Aconcagua 32° 35' S.  
para ser más preciso, comienzan a hacerse presentes los glaciares de  
circo y de valle definidos. Este carácter se acentúa a partir del  
Monte Tronador hacia el Sur donde el tipo de glaciación es francamen-  
te alpino.

Poco antes de llegar a los 45° S., el límite internacional se  
aparta de la cordillera quedando el territorio argentino desprovisto  
de glaciares, los que vuelven a presentarse en el cerro San Lorenzo  
para entrar luego en el hielo patagónico cuyo lóbulo sur desprende  
varias lenguas que se internan en el territorio argentino.

Con respecto a la región explorada comprendida aproximadamente  
entre los paralelos 47° 30' y 51° 30' S., puede decirse que en la  
porción septentrional, el desarrollo glaciológico alcanza, BERTONE  
(23, 1960), escasamente a un 10% de la superficie montañosa, aumen-  
tando progresivamente hacia el sur donde el englazamiento varía en-  
tre un 30% y un 40% y, excepcionalmente, hasta un 80% en la zona de



los grandes glaciares.

Los datos existentes sobre la altura de la línea de nieves y de la línea de neviza o de firn resultan inseguros y por ello no se han consignado. Sería muy importante el unificar, para toda América el modo de registrar la altura de la línea de nieves, el que preferentemente debe ser el de registro directo para los lugares donde sea posible. La representación argentina del Comité Nacional para el Decenio Hidrológico Internacional ha propuesto ante la Reunión del año en curso, en París, un plan tendiente a cumplir con este paso en el orden mundial.

Con respecto a las oscilaciones habidas en algunos glaciares se debe consignar que, en general los glaciares argentinos se encuentran en retroceso. El glaciar Moreno ofrece avances que sólo podrían achacarse a condiciones topográficas locales pero no a un balance positivo.

La zona apta para estudios tendientes a la determinación de la ocurrencia de la "Pequeña Edad de Hielo", y en su caso, de su culminación y oscilaciones posteriores por el método del examen de los anillos de crecimiento de los árboles, se encuentra a lo largo de más de mil kilómetros en la Argentina, desde el glaciar Frías hasta Lago Argentino y los métodos liquenométricos son practicables en toda su extensión, incluyendo la prolongación antártica.

El panorama que se acaba de presentar informa sobre el conjunto de factores que hacen de la cordillera argentina, sus glaciares en general, y de algunos en particular, el sitio ideal para intentar trabajos de gran aliento por parte de los investigadores de la glaciología y ramas correlativas.

Dado que la culminación del último período de crecimiento gla-

cial en el hemisferio norte ha sido ubicada en los últimos 200 ó 300 años, el establecer su ocurrencia, y en tal caso su antigüedad en el hemisferio sur, parece ser cosa al alcance de la mano, en un ámbito como el de la zona de Monte Tronador por ejemplo. Esos registros naturales, COLQUI (49, 1962), vivientes, que son los árboles que pueblan sus bosques, guardan en sus anillos de crecimiento, cual viejos papiros enrollados, un mensaje con el que tal vez el hombre podrá develar el objetivo de este tipo de investigaciones: la comprensión de la relación climática interhemisférica y con ella, quizá, el mecanismo motivo de los cambios climáticos.

Y junto al bosque, al glaciar, a la montaña, está el hombre que, conforme a la mejor tradición de quienes cultivan las Ciencias Naturales, trabaja y persevera, observa y estudia valiéndose de medios e instrumentos casi primitivos muchos de los cuales no son sino organismos, tal y como la propia Naturaleza los ha puesto al alcance de su limitada facultad de comprender, pero que en sus manos cobran la precisión y delicadeza propia del que siente y cree que no satisface el ideal que alienta su espíritu si trabaja sólo para hoy y para sí.