

OBSERVACIONES GEOLÓGICAS A LO LARGO DEL MERIDIANO 70

2. HOJAS SOSNEAO Y MAIPO ¹

POR PABLO GROEBER

Generalidades. — Dispongo de observaciones propias en la parte de la hoja Sosneao que se halla al norte del río Atuel y del arroyo Lágrimas, más en las sierras que caen desde el sur a ambos cursos de agua. En la hoja Maipo he visitado la región del Volcán Maipo, del cerro del Gorro, Laguna, Borborán, la cabecera del río Colorado, la zona del paso Maipo y sus alrededores y la de la Pampa de los Avestruces, de las vegas de laucha y conozco *de visu* el cordón Bravo, el cerro del Eje, el del Borbollón y la zona de arroyo Moro y del Diamante. Para la zona del río Bayo, Diamante medio y la ladera sur del cerro del Eje me baso en las observaciones que Borrello puso amablemente a mi disposición, y para el río Barroso he utilizado los datos contenidos en las publicaciones de Kittl. La zona del alto río Grande (río Tordillo y sus afluentes) ha sido dibujada sobre la base del levantamiento de Gerth en 1:200.000, introduciendo algunas leves modificaciones, levantamiento que puede ser ponderado como hazaña geológica extraordinaria ².

En cuanto a la denominación de la primera de estas dos hojas debo

¹ Por razones de espacio, en la *Revista* aparecen las descripciones de las hojas Sosneao y Maipo antes que las hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauquen. En ellas las relaciones de los diferentes complejos efusivos terciarios quedan ilustrados y fundamentados debidamente. En el transcurso de esta exposición me he de referir reiteradamente al texto y las figuras de aquellas hojas.

² He de citar a menudo los trabajos de Gerth (*Contribuciones a la Estratigrafía y Paleontología de los Andes Argentinos. V. Estructura geológica de los Andes Argentinos entre el Río Grande y el río Diamante*. Anal. Acad. Nac. Cienc. Córdoba X. 1931 y de E. Kittl (*Estudios geológicos y petrográficos sobre los volcanes de la región cordillerana del sur de Mendoza y del grupo del Descabezado*. Anales Museo Arg. Cienc. Nat., tomo 41, Buenos Aires. 1943-45).

manifestar que le he aplicado el nombre Sosneao y no Sosneado, por considerar más correcto el primero. Sabido es que en la región habitan o habitaron numerosos chilenos que — al modo andaluz — suprimen la *d* en los participios pasados, pero que la interponen por su cuenta entre vocales como en el caso de «frido» o sea frío. En el afán de corregir este vicio de dicción, los que apuntaron el nombre de Sosneao se apuraron en corregirlo debidamente, sin tener en cuenta que el verbo «sosnear» no existe en castellano. Escapó a su celo purificador que la palabra es indígena y hermana de «Fiambalao», «Combarbalao», «Amanao», como lo es «Atuil» (y no Atuel), y «Nihuil» de «Pituil», «Chaschuil», etc. Con ello queda en claro que los Diaguitas llegaron en un tiempo a orillas del «Atuil», que los Araucanos llamaron Manque Clen. Y cosa extraña: «Sosneao» es una de las poquísimas palabras diaguitas sobre las cuales existe por lo menos una tradición respecto a su significado, tradición que me ha sido relatada años ha, reiteradas veces, por huincas y araucanos indistintamente. Me han contado que el nombre se refiere a que la cumbre del cerro se tiñe de rojo a la salida y a la puesta del sol.

Debo mencionar que la zona de la cabecera de los ríos Ceballos y Borbollón tuvo que quedar en blanco por falta de datos y que la región al sur del paso de Las Lágrimas, es susceptible de correcciones.

Ambiente de la cordillera frontal. — En el rincón noreste de la hoja Sosneao y en la mitad oriental de la hoja Maipo se presenta, como base de los sedimentos mesozoicos, el conjunto de rocas que integran la llamada Cordillera Frontal y que consisten en esquistos de variable grado de metamorfismo que albergan masas intrusivas de diorita cuarcífera, de granito notablemente rojo y de pórfidos cuarcíferos.

La edad de estas rocas es insegura. Los esquistos menos metamórficos se encuentran desde la Pampa de los Avestruces (cota 3.620) al este y afloran en todo el largo de arroyo Cruz de Piedra, por el cual conduce desde hace poco un camino de automóviles a la laguna del Diamante. Los esquistos son arcillosos con algunas intercalaciones de areniscas cuarcíticas, todo con venas de cuarzo retorcidas, y dejan reconocer por trechos un plegamiento más o menos intenso que casi siempre está enmascarado por dos o tres sistemas de diaclasas que tienen los siguientes rumbos y buceos: 1) S36°E y 30°NW, 2) S40°W y 70°SE, 3) S36°E y 70°NE; predomina generalmente el primer sistema en la parte inferior del mencionado arroyo. En la parte superior se impone el tercero.

El alojamiento de la diorita cuarcífera en estos esquistos no ha producido un metamorfismo de contacto digno de mención, ni el de un granito aplítico blanco que fuera de la región de las hojas ha penetrado en los esquistos cerca de la boca del arroyo Cruz de Piedra. En otras regiones, como p. e. en la zona del Portillo, están convertidos en micacitas

con venas de cuarzo retorcidas; en otros lugares se hallan transformados en hornfels. Según Stappenbeck el metamorfismo se debe a las intrusiones del granito rojo; pero es de notar que el ancho de la zona micacítica vecina a los núcleos de granito del Portillo, es excesivo, de manera que hemos de preferir considerar el metamorfismo como regional. Algunos autores tienden a incorporar los esquistos al Paleozoico inferior, pero lo mismo se ha hecho con grandes complejos de rocas esquistosas, arcillosas y cuarcíticas de la Precordillera las que ahora se consideran preferentemente como proterozoicas. Hasta que no se hayan encontrado fósiles en el potentísimo y monótono complejo esquistoso, hemos de rubricarlo como proterozoico. Por tal tengo, además, la diorita cuarcífera mencionada.

Verosíblemente más reciente ha de ser el granito rojo que se cree íntimamente relacionado con las masas efusivas de pórfido cuarcífero que se sincronizan ahora (Harrington) con el Choiyoilitense y que entraría en el Carnense. Pero no sería imposible que existan dos intrusiones graníticas semejantes, una antigua y acaso portadora de yacimiento de berilo, y otra supratriásica. Faltan estudios al respecto.

Igualmente insegura es la posición de los pórfidos cuarcíferos, que pueden derivarse del, o de los granitos. Comúnmente no es posible reconocer en sus afloramientos, si se trata de mantos o de diques o de masas intrusivas mayores. Sus rodados se hallan en areniscas del Carbónico de la región del agua de la Josefa, fuera de la hoja y al este del cerro Diamante. En vista de tal inseguridad, he distinguido en las hojas solamente el carácter petrográfico de las diferentes rocas, sin asignarle otra pertenencia que la de la Cordillera Frontal, que implica más bien un concepto estructural.

Cuyano. — En la región de las hojas Sosneao y Maipo, los dos grupos del Cuyano pueden reconocerse en campaña con facilidad por su constitución litológica, color y resistencia contra la erosión netamente diferentes. El trazado del límite entrambos no ofrece mayores dificultades.

El *Cuyano inferior* que representa el Lías, está constituido por areniscas duras, de grano fino y provistas a menudo de un cemento de marga pétreo, algo silíceo, derivado verosíblemente de material tobáceo primitivo y luego considerablemente alterado ya sea antes de ser acarreado al mar, ya sea bajo cubierta de agua, material que forma por su cuenta esquistos en lajas gruesas, muy resistentes. A esta índole de depósitos se asocian calcáreos, areniscas de grano grueso hasta conglomerados, cuya frecuencia es mucho menor que la de las mencionadas en primer lugar. La coloración es clara, amarillenta, ocre y verdosa. El espesor del conjunto puede ser apreciado solamente con dificultad, dado que ha sido afectado por plegamiento intenso en la zona de su mejor



El Santamariense del cordón de la Tristeza y del Diamante se apoya en el Rocanense y está cubierto con discordancia angular por las masas de conglomerados del Tristecense, que son pliocenos.

Huincanlitense. — Los mantos y las tobas intercaladas entre el Santamariense corresponden por su posición al Huincanlitense de la región de la Puntilla de Huincan, que hemos sincronizado con el Santamariense del sudoeste de la sierra Palao Co. La primera noticia de la existencia de tales rocas en el cordón de la Tristeza es debida a Gerth, quien aun no distinguió los dos grupos de andesitas, de los cuales el más reciente, plioceno, forma el Mesón y está superpuesto discordantemente al Santamariense, cuyas areniscas friables rosadas fueron tomadas por este autor como representantes del Terciario inferior, mientras que las demás andesitas se encuentran entre estas areniscas, como vimos.

Hacia el norte aumenta la frecuencia y el volumen de las masas efusivas huincanlitenses; es posible que las andesitas que cubren el Cretácico (Diamantiano) entre el Diamante, el río Blanco y las Saúcas pertenezcan a este conjunto; pero no sería imposible que fuesen más recientes y se relacionen con las que constituyen los cerros Toscal, Minas y Mesón, ya que en una y otra forma ambos están acompañados por mantos de basalto que ocupan una posición superior a las andesitas.

Indudablemente huincanlitenses son las grandes masas de andesitas del cordón Bravo y del contorno de la laguna Diamante, ya que ellas, después de haber sufrido erosión han suministrado en gran escala el material de rodados y bloques que edifican el Tristecense, de vasta extensión entre los cursos de agua del Moro y del Diamante, tramo de dirección norte-sur.

Mesonlitense. — Dentro de la zona abarcada por la hoja Sosneao se presenta un conjunto de andesitas de posición peculiar que queda ilustrada en el panorama (fig. 2). Estas andesitas, regularmente básicas, hornblendíferas coronan los cerros Toscal (cota 3810) Minas (al lado Este de la cota 3230) y China (cota 3480) y están seguidas inmediatamente por mantos de basalto, recortados por la erosión en la misma forma que ellas. En general se inclinan al sudeste de manera que descienden desde los 3600 m de altura de su base en el cerro Toscal a unos 2100 al W de 3 Esquinas o sea del codo del arroyo de La Manga, donde llegan a asentarse discordantemente en las areniscas diamantianas, después de haber cortado el conjunto mesozoico. Al norte de 3 Esquinas, en el arroyo Matencilla pasan a la ladera oriental de éste, cortando Rocanense y Santamariense; luego se confunden con los bloques y cascotes del horizonte basal del Tristecense.

La superposición discordante de estas andesitas se observa también

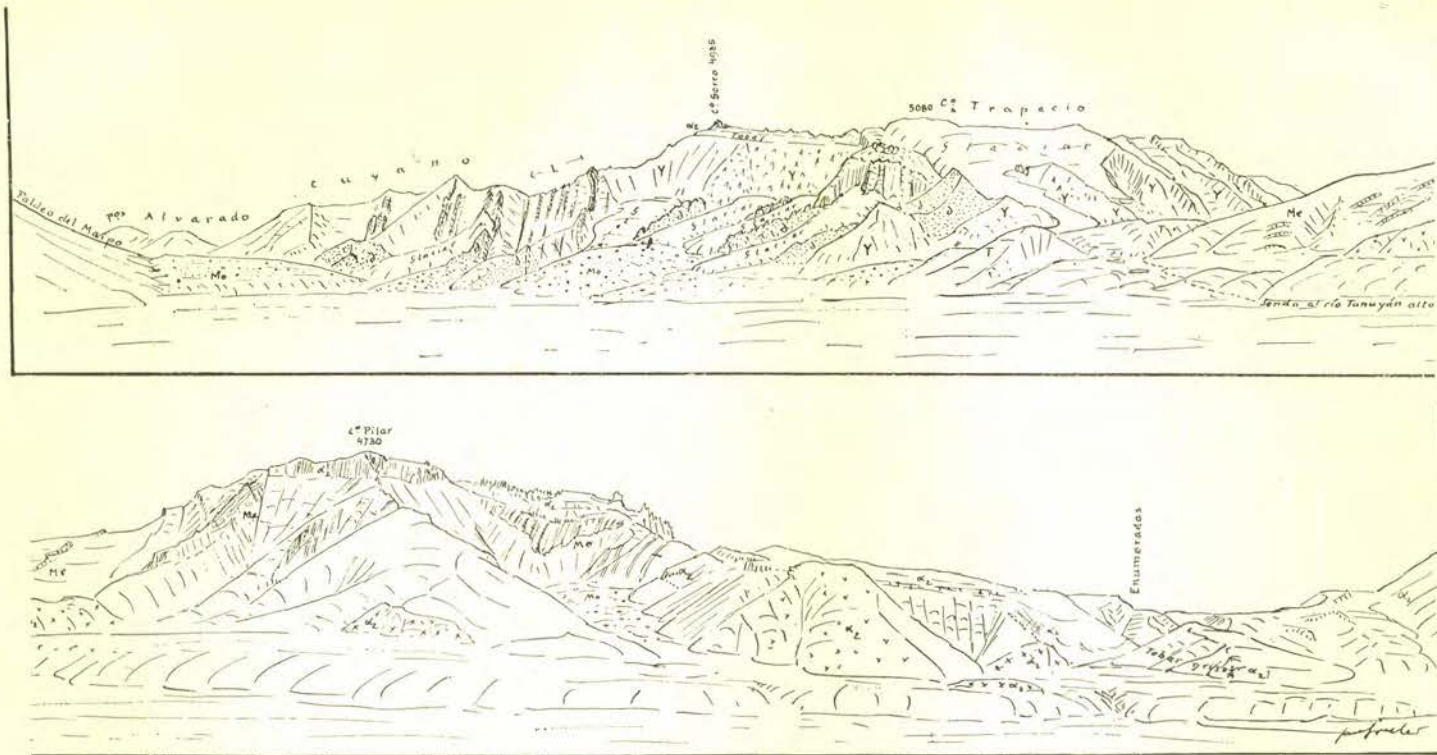


Fig. 1. — Vista panorámica de la ladera norte del arroyo del Gorro desde la frontera con Chile (portezuelos Alvarado) hasta el pie occidental del cerro de la Laguna que surge a la extrema derecha del panorama. De oeste a este se suceden los estratos jurásicos y mendocianos, el Cuyano (Me), Loteniano (L), Anquilcoense (Y) en gran espesor, el Tordillense (T) y el Mendociano que muestra en su sección occidental discrepancia tectónica con el Jurásico y el Mendociano de la parte central y oriental del cerro Pilar. En el Jurásico se aloja diorita cuarcífera (δ) marcado por punteado. Al este del sendero al alto Tunuyán asoman hasta el cajón de las Enumeradas varios cuerpos intrusivos (α_2 y cruces) correspondientes a las andesitas efusivas del cerro Pilar, Laguna, Trapecio y Gorro. Discordantemente sobre este ambiente mesozoico de posición mayormente vertical se apoya la serie de las andesitas huincanlitenas (α_1) cuyo espesor disminuye de este a oeste. En las Enumeradas sufren una brusca torsión de forma de flexura y descienden al fondo del valle del arroyo del Gorro. Se destacan morenas terrazadas, morenas actuales (Mo). En el extremo izquierdo se halla la pendiente norte del Maipo. Las lomas de los portezuelos Alvarado consisten en alguna roca blanda, que no fué visitada, acaso tobas andesíticas cuartarias; su coloración es rojiza-amarillenta.

de los Andes mendocinos y neuquenianos; al sur del río se asoma apenas sobre el fondo de su valle, mientras al norte constituye una serranía que llega casi a 4.000 m de altura.

En la región del alto Atuel, entre el arroyo del Gateado y la zona de la laguna del Atuel, el Cuyano inferior forma láminas de cobijadura de pocas decenas hasta centenares de metros de espesor, corridas sobre el yeso del Anquilcoense, revuelto con esquistos calcáreos del Cuyano superior y con cuñas de Tordillense y de Cuyano inferior, y además, cubiertas en parte por un apilamiento tectónico e irregular de los conjuntos jurásicos mencionados. Sólo un fósil he encontrado en el complejo cuyano inferior, representado por un ejemplar aplastado de *Omphalotrochus*, que extraje de las capas liásicas superpuestas al yeso anquilcoense al este del curso del Atuel superior. El Cuyano inferior de esta zona se destaca por su extraordinaria dureza; imperan las margas pétreas o litoides, arenosas y las areniscas de grano fino; su superficie expuesta a la intemperie, ha adquirido una pátina brillante de tonos oscuros que reflejan los rayos del sol.

El conjunto de los estratos liásicos está deshecho en lajones de espesor variado que están apilados en paquetes de posición vagamente horizontal y están separados por planos de corrimiento cuyo estudio en detalle se ve dificultado y demorado por el considerable englazamiento de las elevaciones constituídas por los sedimentos del Cuyano inferior.

Cuyano superior. — Como ya se dijo, el Cuyano superior está integrado por esquistos calcáreos negruzcos que albergan algunos bancos calcáreos igualmente de coloración oscura. Se encuentran en la serie *Harpoeras klimakomphalum* Vac., y otros amonites de la zona de *opalinum*, fósiles que aparecen poco sobre la base del complejo; además están representadas las zonas de *murchisonae*, *concauum* y con contenido fosilífero más precario las de *sauzei* y de *romani*.

El Cuyano superior aparece en varias zonas, a saber: comienza en el codo del arroyo Blanco, sigue al norte por el portezuelo entre este arroyo y el de la Manga, sube por el de los Tábanos al filo de sierra que separa la cuenca imbrifera del Atuel de la del Diamante, desciende luego al arroyo Tordillo medio, pasa al río Blanco superior y sigue en dirección al cerro Malo por debajo de cuya serie de mantos cruza a la ladera sur del río Negro, donde terminan sus afloramientos.

En facies parecida acompaña el curso del río Atuel en su ladera sur entre la desembocadura del arroyo Paraguay, hasta el pie del Risco Plateado; luego se encuentra amasado con el yeso del Anquilcoense en las extensas brechas tectónicas de corrimiento de la región del alto Atuel y de la faja que cruza los cursos superiores de los ríos Bravo, Barroso, Caballos, Borbollón y de Cruz de Piedra, prosiguiendo en terri-

torio chileno por el arroyo de este último nombre hasta el curso sur-norte del río Maipo.

Loteniano. — Según las observaciones de Gerth y las mías, la sección calovense del Loteniano comienza con un conglomerado que puede llamarse de transgresión (Gerth piensa en un conglomerado de regresión del mar del Cuyano superior). Su facies en la zona arroyo Blanco-río Negro consiste en arcillo esquistos y calcáreos astillosos de coloración oscura muy parecida a la del Cuyano superior.

Chacayano. — La sección inferior, anquilcoense, está constituida en lo esencial de grandes masas de yeso. En la región de los arroyos Blanco, Manga y Tordillo se divide el yeso en una sección inferior de unos 50 m de espesor y otra superior de 200 m de grosor, separadas por calcáreos lajosos, dolomíticos con amonites mal conservados; chatos y lisos o poco ornamentados a la manera de las *Oppelias*, que corresponden muy verosímilmente a las capas infrakimmeridgienses con *Streblites* que señala Leanza de estratos de igual posición aflorantes en Chacay Mlehue. (Véase panorama de la Manga). La sección superior, la tordillense, consta de areniscas rojas que, según Gerth, pasan en el alto río Grande lateralmente a las porfiritas del Chilelítico.

Con Chilelítico designamos el potente conjunto de mantos, brechas y tobas de porfiritas preferentemente labradorífera, a menudo dotada de grandes cristales tabulares de este mineral, que posee propagación horizontal vastísima y un espesor de 4000 y más metros en la ladera occidental de los Andes; contiene con frecuencia las vetas metalíferas que dan a Chile el carácter de país eminentemente minero. El Chilelítico es posterior al Cuyano y, verosímilmente casi siempre, al Loteniano, de manera que ha de comenzar con el Kimmeridgense, siendo la formación del « yeso principal » del Anquilcoense la primera manifestación de su actividad ígnea por la transformación del bicarbonato de calcio de las aguas marinas en sulfato de calcio a causa de intensas emanaciones de gases volcánicos en un mar marginal estrecho, ceñido y separado del océano por una barrera de islas volcánicas casi continuas. Las efusiones han perdurado a través del Mendociano, como lo comprueba la intercalación de bancos de sedimentos marinos fosilíferos neocomianos por ejemplo en los baños del Flaco y en la Calera situada en un valle lateral del río Maipo, aguas arriba de San José, etc.

Chilelítico basal. — Según Gerth, en la hoja Sosneao, formando el cordón del límite con Chile, se encuentra el Chilelítico en su sección basal superpuesto desde el borde sur de la hoja hasta el portezuelo de Las Damas al Anquilcoense, y empalma en transición lateral con el

Tordillense que de Este a Oeste incorpora entre sus areniscas cada vez más material porfirítico. Según Kittl (p. 76), se halla la serie encima de las areniscas del Tordillense, indicación que está de acuerdo con el mapa de Gerth, en el cual las porfiritas observan esta posición al norte del paso de las Llamas. Posiblemente, estas observaciones un tanto dispares significan que el material efusivo sustituye las areniscas en forma creciente de abajo hacia arriba, donde llega a predominar absolutamente. Siendo así, no hay inconveniente en prolongar la indicación de afloramiento de la serie hasta el puerto de Las Lágrimas, tal como se hizo en el mapa.

Con Kittl consideramos los núcleos intrusivos sonsenitos en la serie como posteriores a ella y como pertenecientes al Mollelitense.

Mendociano. — Como en todas partes está integrado por esquistosos calcáreos amonitíferos potentes. No es aquí el lugar de comunicar detalles paleontológicos y discutir las formas de amonites que pueden distinguirse en la región del arroyo de la Manga inferior, donde inconvenientes tectónicos (fallas) interrumpen la sucesión normal.

Huitriniano. — En las hojas Sosneao y Maipo, el Huitriniano está desarrollado más pobremente que en las de Chos Malal, Domuyo y Mari Mahuida. El nivel más destacado está formado por un banco de yeso de más de 10 m de espesor y de vasta extensión y constancia que corre en conductos casi ininterrumpidos desde la junta del arroyo de la Manga al Atuel, cruzando los ríos Blanco y Negro hasta la zona del Diamante medio. Está acompañado a cierta distancia — en la Manga luego de 20 m de capas no visibles — por un calcáreo dolomítico amarillento que contiene restos de bivalvos de agua salobre y que corresponde al Tosquense; con ello este piso se mantiene desde el arroyo Covun Co del centro del Neuquen y de unos 39° de latitud hasta el centro de Mendoza y los 34 grados o sea sobre un trecho de unos 500 km. Según Gerth, el horizonte calcáreo ocupa una posición inferior al del yeso, el que representaría, pues, el Salinense. Fuera de estos estratos debe señalarse la presencia de unas areniscas grises que afloran en el portezuelo de las Minas (entre Matancilla y la cuenca del río Blanco) y que han de corresponder acaso al Troncosense. Muy notable es el contenido en asfalto de estos tres grupos de depósitos; en el yeso se halla en oquedades de varios centímetros de diámetro, en el calcáreo entre sus camadas lajosas, no estrictamente paralelas, sino algo onduladas y, finamente distribuido, en las areniscas. A menudo ha sido transformado en sustancia carbonosa por presión tectónica que se presenta en el portezuelo de las Minas (Eloisa) como lentes en la arenisca gris y que, siguiendo los conductos del Huitriniano al norte, a través del río Negro al río Diamante, aparece en

las « minas » de América, Hullera, etc. Al pie austral del cerro de la Brea del distrito del arroyo de Las Saucas, brota del yeso del Huitriniano una vertiente que deposita en una pequeña olla del terreno, coágulos de brea. En el cerro del Alquitrán, situado fuera de la hoja, pero sólo a 1 km de su borde oriental, un macizo intrusivo de andesita huincanlitense ha perforado y levantado en torno de sí el conjunto de depósitos mesozoicos allí existentes (Mendociano superior, Huitriniano (ocultos en profundidad) y Diamantino y Malalhueyano aflorantes), habiendo procurado de esta manera un camino expedito al contenido de asfalto del Huitriniano que brota del contacto entre sedimento y masa columnar al oeste, norte y este de la misma. Como única fuente de suministro puede considerarse nada más que Huitriniano, ya que de acuerdo a su posición dentro de la estructura de la región, el Mendociano puede estar representado en profundidad solamente por calcáreos arenosos con bivalvos y con *Holcoptychites*, y areniscas acompañantes como en el río Diamante aguas abajo del arroyo del Moro, netamente estériles en cuanto a contenido de bitumen.

Diamantino. — Grandes masas de areniscas coloradas, en parte con conglomerados y con material tobáceo se extienden por la parte cordillerana del portezuelo Colorado; su espesor llega a más de mil metros.

Rocanense. — A ambos lados del cordón de la Tristeza, se encuentra el Rocanense en facies calcárea con los fósiles de costumbre. Debe anotarse que el « Neocomiano » que Gerth señaló de la zona del C° de los Huitres, es en realidad Rocanense.

Mollelitense. — Con el Mollelitense homologamos « la serie de porfiritas labradoríferas de edad dudosa » de Gerth que figuran en su mapa como « porfiritas cretácicas » y que en el texto tiende a ubicar a la base del Malalhueyano por haber encontrado algún material tobáceo en la parte inferior de este grupo sedimentario. Gerth destaca los siguientes rasgos característicos de la serie efusiva: rellena sinclinales amplios y tan deprimidos que se conservó en ellos hasta el Diamantino, se dispone con discordancia angular sobre los sedimentos mesozoicos intensamente plegados y es afectada a su vez por dislocaciones en forma notable, pero no de carácter de plegamiento; de acuerdo a su mapa cubre dentro de nuestra hoja Sosneao el Tordillense, Mendociano, Huitriniano y Diamantino y, en la hoja vecina austral Malalhue, en todos los pisos desde los del Dogger hasta el Diamantino. Por esta razón, el conjunto efusivo en cuestión no puede tener en el Mesozoico otro lugar que el Malalhueyano, tal como lo localizó Gerth, aunque con ciertas dudas que se expresan en las deducciones que hace respecto al cuadro tectónico producido por los movimientos anteriores a la serie efusiva y

la considerable destrucción erosiva sufrida por los estratos afectados por deformación. Efectivamente, el Malalhueyano sigue siempre en aparente concordancia al Diamantiano y no se dispone nunca sobre terrenos jurásicos y cretácicos de la más diversa edad con discordancia angular marcada, que es rasgo característico de la serie efusiva en cuestión que por lo tanto no puede corresponder lateralmente al Malalhueyano por su comportamiento tectónico dispar. La tendencia de hacer caer la serie de porfiritas labradoríferas de edad dudosa aun en el Mesozoico, se explica por la época en que Gerth hizo su levantamiento y en que la fuente de información sobre las rocas efusivas cordilleranas estaba en los trabajos de Darwin y Steinmann, quienes en las regiones estudiadas por ellos se encontraron casi exclusivamente con series porfiríticas íntimamente relacionadas con los sedimentos mesozoicos y que no habían tenido ocasión de diferenciar otras, andesíticas más recientes y en su aspecto a menudo muy semejantes a aquéllas. Esta tendencia influyó también en Schiller que, en la zona del Aconcagua, hace figurar una serie « porfirítica-andesítica cretácica-terciaria » que está dispuesta con discordancia angular en Mesozoico de posición vertical y en un relieve accidentadísimo y que es de edad miocena superior (huincanlitense).

De acuerdo a la caracterización dada por Gerth, de la posición geológica con respecto a los demás terrenos, la serie de edad dudosa representa el Mollelitense y es eogena, en especial oligocena, y quizás en parte eocena, como hemos visto en la descripción de las hojas Domuyo y Mari Mahuida. Así lo indica también la composición petrográfica de sus mantos y brechas, constituídos por basaltos (meláfros y essexitas de Backlund) en parte alcalinos y por andesitas, y la índole de las rocas intrusivas alojadas en ella. De acuerdo a Kittl se destaca entre éstas como sumamente típica la diorita de Las Choicas en un todo de composición coincidente con la de las andesitas hornblendíferas, que hemos mencionado como uno de los rasgos típicos del Mollelitense. Según el análisis de Croce y el cálculo de la cantidad de minerales por Kittl, la diorita del macizo intrusivo, ubicado en los nacimientos del cajón del Burrero, contiene :

Apatita.....	0,37 %	Anfibol.....	35,37 %
Ilmenita.....	1,14	Órtosa.....	15,85
Titanita.....	1,71	Anortita.....	12,00
Magnetita.....	3,19	Albita.....	24,00
Biotita.....	2,00	Cuarzo.....	2,28
Muscovita.....	1,00	Agua.....	0,88

Las plagioclasas son marcadamente zonales, lo que se observa en todos los macizos ya a simple vista, y las hornblendas adquieren notable tamaño y frecuencia. La diorita de Las Choicas tiene, según Kittl, un

contenido de minerales casi idéntico, se halla comprendida en el arco que describe el curso del alto río Tordillo.

De la misma índole se consideran los núcleos intrusivos situados, uno entre el arroyo de las Lágrimas superior y el arroyo Claro, el otro en la cabecera del Gateadõ.

La diorita que atraviesa en la ladera norte del arroyo del Gorro superior los estratos jurásicos de posición casi vertical oblicuamente y con dirección casi WE, es por ello manifiestamente posterior al intenso plegamiento sufrido por los sedimentos y debe ser considerada terciaria; a primera vista se está tentado de relacionarla con las ingentes masas efusivas de andesita pontense de la zona tanto más cuanto que en su prolongación se presentan núcleos intrusivos de andesita de composición igual a la de las masas efusivas. Pero el carácter netamente plutónico de la diorita y su contenido en cuarzo y en plagioclasas ácidas obliga a considerar ambas intrusiones diferentes en tiempo.

No siendo posible — pese a su composición petrográfica — homolagarla con las dioritas ándicas o Kimmeridgenses de la ladera occidental de la cordillera a causa de su relación discordante con el plegamiento, ha de ser localizada en el espacio comprendido entre el plegamiento, acontecido en el Eoceno y las andesitas pontenses; la diorita puede ser, pues, Molle o palaocolitense. En vista de que Kittl coloca la diorita del cordón entre los ríos Barroso y Bravo en el grupo de las rocas hornblendíferas mollelitenes y también porque la disposición de este macizo es igual a la del arroyo del Gorro, incluyo a ambos en este ciclo eruptivo oligoceno.

El Mollelitense efusivo se encuentra en gran desarrollo entre el límite sur de la hoja Sosneao y el cajón del Perdido donde, en el cerro Iglesia, adquiere más de 2000 m de espesor, acompaña seguidamente ambos lados del cajón del Burro y compone, según Kittl, las elevaciones al sudoeste de los Baños del Sosneao y al sur del arroyo de las Lágrimas al Atuel. El cordón del límite con Chile, está constituido por el Mollelitense desde las cabeceras del cajón del Burrero, o sea desde el paso de Las Damas hasta los glaciares confluentes del segundo arroyo al norte del arroyo del Gateado, mostrando allí sus torres y agujas características.

Este es, al parecer, el último afloramiento del Mollelitense en territorio argentino y es verosímil que no se propaga tampoco mucho más al norte en territorio chileno, al que ha de pasar en la región del cerro Palomo.

Palaocolitense. — El Palaocolitense está representado en la zona de las hojas Sosneao y Maipo en mayor grado por su sección ácida adamelítica-dacítica que, como dijimos, puede designarse con « Domuyoliten-se ». Masas intrusivas adamelítico-dacíticas, hasta granítico-liparíticas

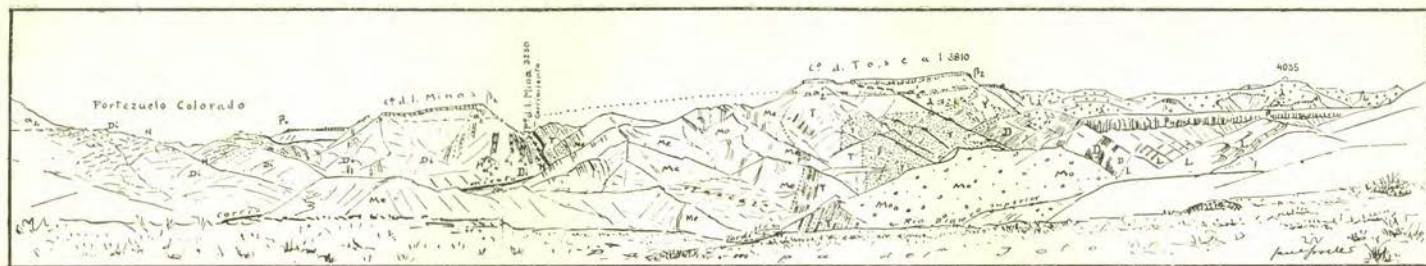


Fig. 2. — Vista desde la Pampa del Jote (3135 m) al SE, S y SW. — El terreno más reciente que se presenta en el paisaje corresponde a las tobas que forman el «Toscal» y que rellenan los valles actuales, habiendo sido recortados ligeramente por los cursos de agua mayores; la acumulación procede de un pequeño centro eruptivo que está adosado a la pendiente de la sierra que se eleva al este del río Blanco inferior y cubre su valle desde su confluencia con el arroyo Tordillo. Igualmente dependientes de los valles actuales son las acumulaciones morénicas (Mo) que observamos en el espolón que sube desde la confluencia de ambos cursos de agua a la meseta de basalto chapualitense (β_1) que se encuentra en el cuarto derecho del panorama. Sigue en edad este basalto que constituye un escorial que ocupó, al formarse, el fondo del antiguo valle del río Blanco que se hallaba a unos 300 a 400 m sobre su fondo actual. Sobre las líneas adosamiento de este escorial contra los flancos del valle se elaboran dos nuevos surcos en sustitución del único primitivo que forman hoy los valles del río Blanco superior y del arroyo Tordillo. El escorial procede de un volcán que figura en el mapa y que muestra una conservación de su forma bastante completa y muy escasa afección por la glaciación: los glaciares de valle que habían corrido por los surcos del río Blanco superior y del Tordillo no se elevaron a suficiente altura para dañar el volcán mayormente, el mismo poseyó un englazamiento muy escaso. Las rocas terciarias están representadas por los mantos de basalto (β_2) que cubren los cerros del Toscal y de las Minas y que forman unas mesetas de extensión reducida dada la avanzada destrucción erosiva de los mantos, que tienen en conjunto poco espesor. En vista de que en su prolongación cubre los rodados del Tristecense los consideramos pertenecientes al Coyochohitense o sea al Plioceno final. Reposan sobre mantos de andesita (α_2) hornblendífera que se prolongan, como vemos en el perfil del arroyo de la Manga superior hasta la parte inferior del Tristecense y cortan discordantemente al Santamariense; por ello las ubicamos en el Plioceno basal. En el extremo izquierdo del panorama asoma una serie de andesitas (α_1) bastante potente, de posición aislada lo que dificulta su homologación; la tengo por huincañitense. En el tercio derecho del panorama observamos una serie de mantos de dacita y liparita (α) que procede de núcleos intrusivos situados al oeste de la cota 4035 y que desaparece debajo de los mantos del Suprahuincañitense. Por su constitución petrográfica y su profunda afección erosiva adjudico el conjunto al Palaocolitense en su sección ácida, la serie está marcada con cruzcitas. Todos estos terrenos cubren con discordancia angular los estratos mesozoicos que son intensamente plegados; se suceden las areniscas claras en parte conglomerádicas del Lías (L), los arcillo-esquistos calcáreos del Cuyano superior no diferenciales petrográficamente de los del Loteniano inferior (D); como en el arroyo de la Manga vecino se distingue un banco de yeso potente seguido por areniscas y calcáreos lajosos bayos que por contener amonites lisos discoidales pueden ser kimeridgenses (Y y puntito). Gran desarrollo tienen luego las areniscas rojas del kimmeridgenense superior (T) o cerca del Tordillense; sigue el Mendociano doblado en sinclinal volcado al este y superpuesto a Tordillense que está sobrecorruido al Huitriniano (H) al que sigue el Diamantiano (Di).

se encuentran al sur del Atuel frente al cerro Sosneao y al Sur de arroyo Lágrimas inferior, luego sobre la desembocadura del arroyo Colorado en El Atuel y entre las cabeceras de este arroyo y el arroyo Malo; además entre el curso medio del último y la cabecera del arroyo Tordillo. En la hoja Maipo, tales rocas ácidas no han sido halladas aún, a no ser que las tonalitas de la Sierra Nevada, señaladas por Kittl no pertenezcan al Mollelitense, sino al Palaocolitense. Las intrusiones del arroyo Tordillo se relacionan con un conjunto de mantos que cubre discordante el Jurásico inferior y medio y está cubierto en la zona del cerro Toscal (cota 3810) por las andesitas y los basaltos que coronan este cerro y son infra y suprapliocenos respectivamente. La relación está representada en el panorama de la figura 2.

Masas tobáceas de filiación palaocolitense se encuentran al Sur del Atuel frente a los baños; se trata de tobas blancas en parte con partes vítreas (igninbritas) que se relacionan claramente con el núcleo intrusivo adarnellítico situado frente al Sosneao.

La parte basáltica del conjunto cubre las tobas blancas de los cerros Amarillos entre el Atuel y los afluentes orientales del alto Río Grande y forman muy probablemente el cerro Malo y sus ramificaciones orientales, a juzgar por la existencia de tobas blancas entre sus mantos de basalto.

Santamariense. — El Santamariense se halla en la hoja Sosneao y forma el zócalo del cordón de la Tristeza, que asoma en pequeña escala a lo largo del arroyo Matancilla y del curso norte-sur del de la Manga y que posee mayor desarrollo y espesor sobre el flanco oriental de este cordón. Entre el portezuelo Amarillo y Ramaditas, llega a cerca de 1000 m de espesor. En lo esencial está compuesto por areniscas friables rosadas, a las cuales se asocian tobas andesíticas intercaladas entre los estratos, en bancos paralelos o inmiscuidas entre el material sedimentario del complejo. Escasos son los mantos de andesita interestratificados, pero se les encuentra en dos o tres bancos en la media falda del cordón de la Tristeza, descendiendo del portezuelo Amarillo a Ramaditas. Estos materiales efusivos proceden de los centros eruptivos de los cerros de Los Huitres y del Alquitrán, situados fuera de la hoja Sosneao, pero inmediatos al límite oriental de ésta. En el lado oriental del arroyo de las Saúcas y cerca de su desembocadura en el río Diamante, las areniscas rosadas contienen bancos de tobas blancas, bastante delgados y bloques de dacita de un diámetro hasta de 30 a 50 cm.

Las areniscas del Santamariense no han sido objeto de un estudio detallado en la zona de la hoja Sosneao, de modo que no se han encontrado aún los horizontes fosilíferos que señalamos del cajón de Molina inferior de la hoja Mari Mahuida.

El Santamariense del cordón de la Tristeza y del Diamante se apoya en el Rocanense y está cubierto con discordancia angular por las masas de conglomerados del Tristecense, que son pliocenos.

Huincanlitense. — Los mantos y las tobas intercaladas entre el Santamariense corresponden por su posición al Huincanlitense de la región de la Puntilla de Huincan, que hemos sincronizado con el Santamariense del sudoeste de la sierra Palao Co. La primera noticia de la existencia de tales rocas en el cordón de la Tristeza es debida a Gerth, quien aun no distinguió los dos grupos de andesitas, de los cuales el más reciente, plioceno, forma el Mesón y está superpuesto discordantemente al Santamariense, cuyas areniscas friables rosadas fueron tomadas por este autor como representantes del Terciario inferior, mientras que las demás andesitas se encuentran entre estas areniscas, como vimos.

Hacia el norte aumenta la frecuencia y el volumen de las masas efusivas huincanlitenses; es posible que las andesitas que cubren el Cretácico (Diamantiano) entre el Diamante, el río Blanco y las Saúcas pertenezcan a este conjunto; pero no sería imposible que fuesen más recientes y se relacionen con las que constituyen los cerros Toscal, Minas y Mesón, ya que en una y otra forma ambos están acompañados por mantos de basalto que ocupan una posición superior a las andesitas.

Indudablemente huincanlitenses son las grandes masas de andesitas del cordón Bravo y del contorno de la laguna Diamante, ya que ellas, después de haber sufrido erosión han suministrado en gran escala el material de rodados y bloques que edifican el Tristecense, de vasta extensión entre los cursos de agua del Moro y del Diamante, tramo de dirección norte-sur.

Mesonlitense. — Dentro de la zona abarcada por la hoja Sosneao se presenta un conjunto de andesitas de posición peculiar que queda ilustrada en el panorama (fig. 2). Estas andesitas, regularmente básicas, hornblendíferas coronan los cerros Toscal (cota 3810) Minas (al lado Este de la cota 3230) y China (cota 3480) y están seguidas inmediatamente por mantos de basalto, recortados por la erosión en la misma forma que ellas. En general se inclinan al sudeste de manera que descienden desde los 3600 m de altura de su base en el cerro Toscal a unos 2100 al W de 3 Esquinas o sea del codo del arroyo de La Manga, donde llegan a asentarse discordantemente en las areniscas diamantianas, después de haber cortado el conjunto mesozoico. Al norte de 3 Esquinas, en el arroyo Matencilla pasan a la ladera oriental de éste, cortando Rocanense y Santamariense; luego se confunden con los bloques y cascotes del horizonte basal del Tristecense.

La superposición discordante de estas andesitas se observa también

al este del cerro de los Loros, donde la del cerro de las Minas vuelve a encontrarse en el del Mesón, igualmente dispuesta discordantemente en las areniscas blandas, rosadas, del Santamariense. En el cerro Mesón, las andesitas carecen de cubierta de rodados que se instalan más o menos desde el portezuelo de los Loros al sur y cuyo espesor crece en esta dirección hasta alcanzar cerca de mil metros a la latitud del portezuelo Amarillo. Al sur del portezuelo de los Loros, aparece sobre los rodados una delgada serie de mantos de basalto que ocupan la misma altura que en el cerro de las Minas y que se extienden al sur hasta encima de las 3 Esquinas.

Se trata, entonces, de un conjunto efusivo netamente plioceno y posterior al Huincanlítico que se intercala entre los estratos Santamarienses; vuelve a presentarse en extensión apreciable al norte del portezuelo Colorado coronando las elevaciones sitas en los ríos Blanco y Diamante y el arroyo de las Saúcas. Las mismas andesitas se hallan en las cabeceras del arroyo Blanco y del arroyo de la Manga, donde forman masas columnares y pocos mantos. Muchos diques se encuentran en el puerto de la Mina (cota 3230) al norte del portezuelo Colorado.

Kittl menciona estas andesitas de los zócalos de los cerros Risco Plateado, Sosneao y Overo.

En la zona de la hoja Maipo no se han encontrado todavía. Las andesitas del Cordón Bravo son, sin duda, anteriores y huincanlíticas, porque contra los flancos fuertemente erosionados del cordón se apoya el Tristecense hasta la media falda de las elevaciones andesíticas.

Tristecense. — La mayor parte del cordón de la Tristeza de 3100 m de altura máxima, está constituida por una potente serie de conglomerados gruesos, hasta de bloques en matriz de arena apenas cementada, superpuesta con discordancia angular en los estratos santamarienses rosados y combada en sinclinal de alas de inclinación de 10 a 20 grados, más acentuada en el este. El carácter petrográfico de los rodados varía según la región. Entre los cursos inferiores de los arroyos de la Manga y Blanco se destacan trozos poco rodados de los estratos liásicos en los cuales pueden encontrarse fósiles, tales como *Omphalotrochus*; como se ve en el mapa, en la inmediata cercanía se halla la extensa parcela de Lías en afloramiento exclusivo. Más al norte y al este, el material de los rodados y bloques está constituido por andesita y basalto que en su parte basal es algo menos frecuente que la primera, pero que predomina con el grueso de la serie; las observaciones que pueden realizarse en el arroyo Matancilla inferior, permiten comprobar una relación íntima de las andesitas mesonlíticas y de los basaltos coyocholitenses del cerro del Toscal (cota 3810), de las Minas (al este del Matancilla superior) y de China Muerta (entre Matancilla inferior y Tábanos).

En la hoja Maipo se encuentra el Tristecense entre los cursos del arroyo Moro y del río Diamante, superpuesto a los estratos del Andico y adosado al ambiente de la Cordillera Frontal con sus esquistos y granitos antiguos y a sus cumbres de andesita que componen el Cordón Bravo; está especialmente bien desarrollado en la cabecera del arroyo Moro donde forma gruesos paquetes de depósitos fluviales de grano grueso de posición horizontal e integrados por piedras y rodados bastante bien redondeados de andesita miocena y de esquistos. Muy notables son sus grandes penitentes o pirámides de tierra que se encuentran sobre terreno más o menos llano a la latitud del arroyo Moro Medio y que forman una especie de selva de torres y monigotes de considerable altura de 30 y más metros. La erosión regresiva procedente del río Diamante ha destruido la continuidad del Tristecense entre el cordón de este nombre y el arroyo Moro. De sur a norte aumenta la altura de su superficie de superposición. Al oeste de la estancia Sosneao, es decir cerca del Atuel, se halla a los 1900 m, en el paso de los Loros a los 2700 m, a la latitud del curso medio del arroyo Moro a los 3700 m y en su cabecera a los 4000 m y más. Más al norte se interrumpe el Tristecense, porque las andesitas huincanlitenes desbordan de la cordillera frontal ampliamente sobre los pliegues de la cordillera principal; pero aparecen de nuevo en el confluente septentrional del río Tunuyán de acuerdo a las observaciones de Darwin, se conocen de Los Clonquis por Reichert (al oeste del río Tupungato medio) y del Aconcagua por Schiller, quien los halló en la región del arroyo y cerro Penitentes (nombre muy característico) y en el cerro Santa María, donde tienen también sus 1000 m de espesor y culminan a los 5200 m, estando compuestos por rodados y bloques de las rocas aflorantes en las inmediaciones, tales como yeso del Anquilcoense y las andesitas del Aconcagua, huincanlitenes, etc.

Gerth consideró los conglomerados del cordón de la Tristeza, como pertenecientes al Terciario inferior, luego de haber efectuado una breve visita de orientación general. Kittl, en cambio, los coloca en el Plioceno, dada la abundancia de material detrítico de andesitas y de basaltos que deriva de los centros eruptivos del Sosneao, etc., que ubica en el Plioceno, opinión con la cual concordamos completamente.

Coyocholitense. — De acuerdo a las observaciones de Kittl, dentro del perímetro de las hojas Sosneao y Maipo el conjunto del material efusivo plioceno está representado por las rocas emitidas por los centros Risco Plateado, Sosneao andesíticas y basálticas, a los cuales se agrega el del cerro Listado-Borballón y eventualmente del cerro Paredón, como en la región de las hojas Chos Malal, Domuyo, Mari Mahuida y Huarhuar Co, circunscribimos el término Coyocholitense a los basaltos pliocenos, que

son — por lo menos en parte — simultáneos y ligeramente posteriores al Tristecense, como vimos en el capítulo anterior y en la zona del alto Coyocho. A la lista de los centros efusivos pliocenos, ha de agregarse el zócalo del volcán Overo, que es en lo esencial inter y postglacial.

Por su altura, el centro del Sosneao es el más conspicuo; el cerro mismo está formado por dos núcleos intrusivos: uno andesítico, bastante ácido, que culmina en la cota de 4875 m y otro, basáltico, que llega a 5160 m. Las erupciones del primero comenzaron algo antes que las basálticas, como puede observarse en la quebrada empinada o rajadura que proviene del portezuelo, entre ambos cerros y se dirige al Atuel, al que cae el arroyo correspondiente algo aguas abajo de los baños del Sosneao (véase fig. 3). Tobas blancas andesítico-dacíticas se apoyan allí a varios cientos de metros sobre el valle del río y en posición aproximadamente horizontal, en estratos del Dogger, representado por esquistos calcáreos negros y estratos arenoso-calcáreos de color siena claro, que ocupan una posición superior a los primeros y que eventualmente ya pertenecen al Oxfordense. El espesor de estas tobas es escaso, lo mismo que su extensión horizontal; están seguidas inmediatamente por mantos de basalto en sucesión potente, entre los cuales se intercalan bandas más o menos anchas de tobas de andesita, como puede verse en figura 3. Ellas están atravesadas por diques de basalto que se relacionan con el núcleo intrusivo mayor que forma la cumbre del cerro. Tanto los materiales efusivos del Sosneao chico (cota 4875 m), como los del Sosneao grande, se inclinan al norte del Atuel unos 10 grados al este, inclinación que es centrífuga con respecto al primero de ellos, como corresponde; pero no en lo que se refiere a los mantos de basalto procedentes del segundo, que — en su recorrido — se han amoldado a la pendiente preexistente oriental del flanco este del volcán andesítico Sosneao chico. Su existencia, en parte simultánea a la del Sosneao grande, ha impedido la expansión de las lavas basálticas en dirección al oeste casi del mismo modo como las elevaciones situadas al este, constituidas por sedimentos liásicos coronados por dacitas y liparitas miocenas. En vista de que también por el sur existía un atajo formado por las tobas de liparita y dacita coronados por basalto de los cerros Amarillos, las masas lávicas del Sosneao grande no tuvieron otra cancha de expansión que la que se abre al norte y nordeste, en dirección al cerro Malo, que a su vez se opuso a una ulterior propagación de los materiales efusivos del Sosneao. Este cercenamiento de su expansión areal trajo consigo un crecimiento vertical de las acumulaciones volcánicas, de modo que el núcleo intrusivo, o sea el relleno de la chimenea, pudo ascender de tal modo que — una vez desmantelado — se puede elevar considerablemente por sobre el nivel alcanzado por sus congéneres de la región, en los cuales ni siquiera llega a aflorar el neck de la chimenea.

Sobre la línea de adosamiento de las masas efusivas del Sosneao corren hoy ante todo el arroyo Malo, luego el arroyo Colorado y también el Atuel en su tramo contiguo al cerro.

La distribución de los materiales volcánicos emitidos por el Sosneao depende, pues, de las formas de un relieve aun perfectamente reconocible e íntimamente relacionado con el actual, mientras que por otra parte el conjunto efusivo ha sido afectado intensamente por la destrucción glaciaria cuartaria. Con ello, y sin tener en cuenta la simultaneidad

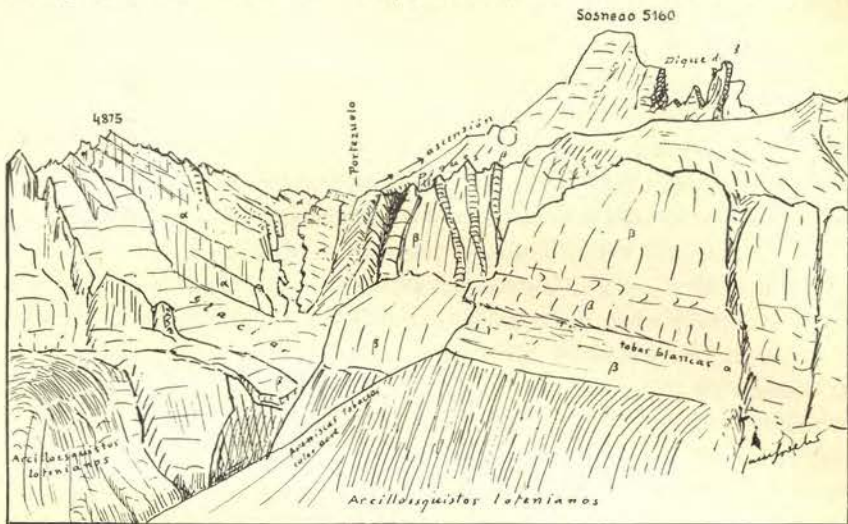


Fig. 3. — El Sosneao visto desde su media falda austral. Superposición del conjunto eruptivo, sobre Loteniano plegado y decapitado; el cerro cota 4875 consta de andesitas que tienden a dacitas; el Sosneao está edificado por basalto en mantos y numerosos diques; la cumbre es un dique ensanchado en neck.

aproximada de las efusiones con el Tristecense, la actividad volcánica del Sosneao cae dentro del Plioceno. No incluimos en este conjunto los pequeños centros eruptivos basálticos que se insertan entre el arroyo Malo y los Baños, en el flanco sudeste del cerro y eventualmente en su lado noroeste y que pertenecen al Chapualitense por el grado de conservación de sus mantos y de sus centros y por su relación con el relieve elaborado previamente en el flanco del Sosneao.

Overo. — En el cerro Overo, los materiales efusivos pliocenos están ocultos en considerable medida por otros más modernos, hasta subactuales, debajo de los cuales asoman esporádicamente los de mayor edad. Este es el caso especialmente en el flanco occidental del cerro donde se halla un paquete de mantos de basalto, eventualmente con algunos de andesita muy básica, de 800 y más metros de espesor, no siendo individualizable por el momento el centro de efusión correspondiente. La serie de mantos se mantiene sobre la orilla oriental del alto Atuel y falta

completamente sobre su orilla occidental donde imperan exclusivamente los conjuntos sedimentarios y jurásicos que forman las elevaciones del cordón del límite internacional, y que, en tiempo de las erupciones pliocenas del Overo, han constituido una valla infranqueable para sus masas lávicas. Es de notar que sobre el contacto de ambos ambientes, el río Atuel ha cavado su lecho. Hacia el sur la expansión de sus masas efusivas fué atajada por el cordón elevado de más de 4000 m de altura (cota 4320) constituido por brecha tectónica integrada por esquistos negros del Loteniano y eventualmente del Cuyano superior y por masas de yeso anquilcoenses, abultadas por fuerzas tectónicas. Hacia el norte y este los caminos de expansión eran más expeditos, de modo que se observa un general descenso de los mantos y de la superficie del paquete formado por ellos en dirección hacia el río Negro, o sea al este. No hay duda de que el Overo plioceno fué emplazado en la parte superior de un valle importante, cuyas cabeceras se hallaban en el cordón del límite, que se dirigía al Diamante y que tenía un ancho tan considerable, que cabían en su depresión los centros efusivos de los cerros Malo y Guanaqueros y su conjunto de mantos de dirección de expansión orientada al este. Es probable que dicha depresión transversal a la cordillera haya contenido más de un valle o curso de agua, pero sus rumbos deben haber sido más o menos paralelos y separados solamente por filos de sierra bajos. Los paquetes de mantos coyochohitenses que asoman por debajo de la cubierta más reciente se hallan, además del lugar ya mencionado, sobre el flanco noreste y este del cerro y forman pequeñas mesetas que caen con barrancones abruptos a la depresión del Cajón Ancho y del río Negro superior. En estos lugares el substratum mesozoico no es visible.

En cuanto al *Risco Plateado* podemos remitirnos a la descripción hecha por Kittl.

Primer nivel de piedemonte. — En la hoja Sosneao, asoma en el borde oriental el conjunto de rodados cementados por CaCO_3 que forma una vasta llanura inclinada al este y adosada a la cordillera a una altura variable, superior a los 2100 m en la zona de la Laguna Amarga.

Chapualitense. — Al Chapualitense, es decir al conjunto cuartario de las erupciones basálticas no especificado, atribuimos los basaltos que forman terraza en la zona de los confluente orientales del alto río Grande (Cajón del Perdido) y que constituyen el centro efusivo del Cerro Paraguay que se halla con su cumbre fuera de la hoja Sosneao, pero cuya parte norte se halla al E del meridiano 70° y al sur del arroyo Las Mesillas. De él parten escoriales que se dirigen al Atuel y hacia la llanura del este y que forman terrazas. No estamos en condiciones de

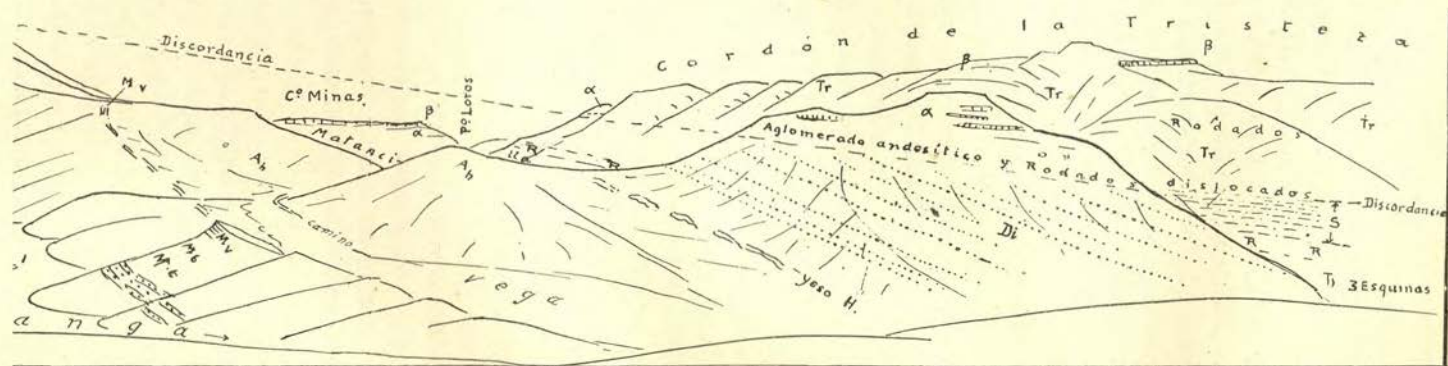
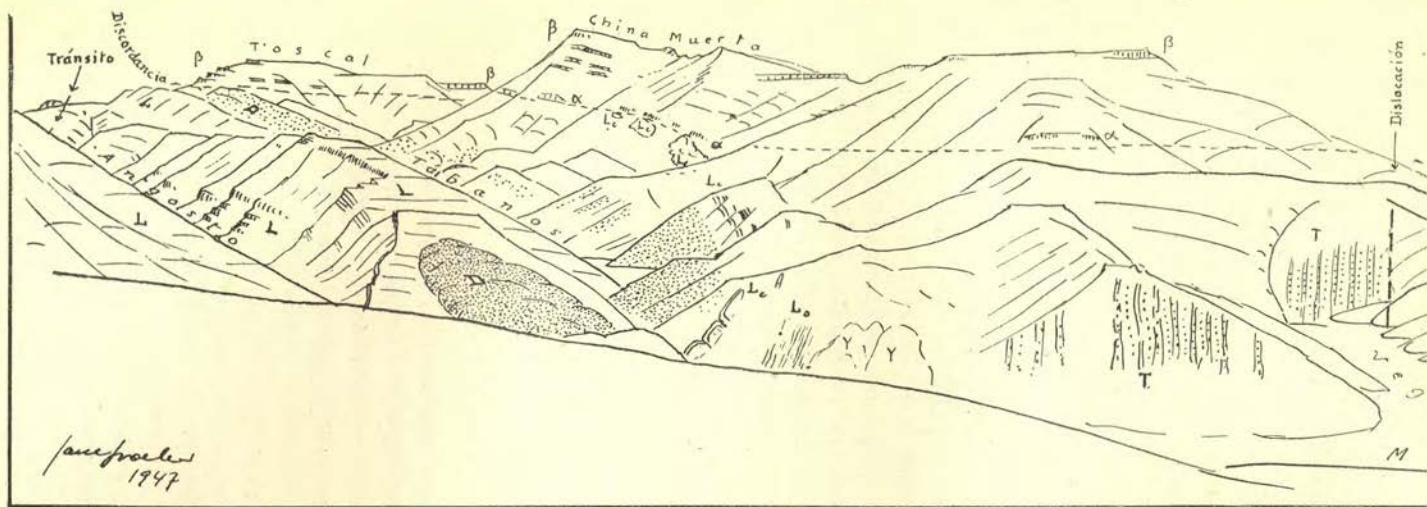


Fig. 4. — Panorama-perfil tomado desde el portezuelo entre el codo del alto Blanco y en el alto de la Manga. β = Basalto del Coyocholitense. Tr = Rodados dislocados del Tristecense. α = Andesitas del Coyocholitense. S = Santamariense — areniscas rosadas. R = Rocanense (calcáreos amarillos). Di = Diamantiano (areniscas rojas). H = Huitriniano (y banco de yeso). Mv = Mendociano huaterivense. Mb = Mendociano berriasense. Mt = Mendociano titonense. T = Tordillense. Y = Anquilcoense. Lo = Loteniano oxfordense. Lc = Loteniano calovense. D = Cuyano superior (Aalenense Bayocense). C = Cuyano inferior (Lias).

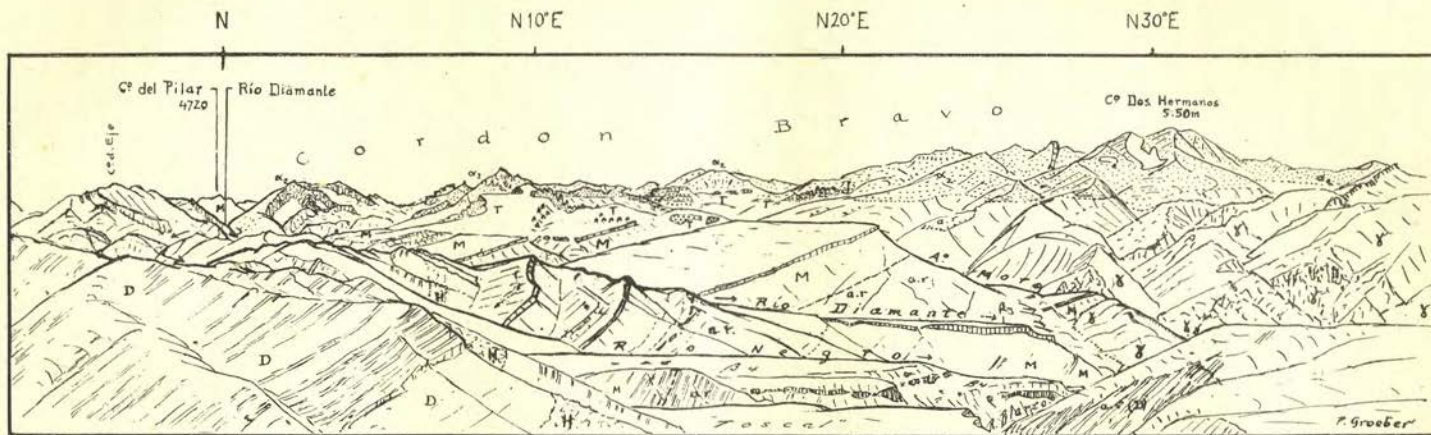
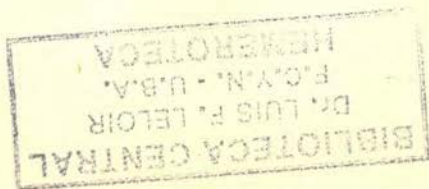


Fig. 5. — Cordillera frontal y principal vistas desde Pampa Jote (3135 m) situada entre los ríos Negro y Blanco: γ = Granito del ambiente de la Cordillera frontal; M = Mendociano; H = Huitriniano; D = Diamantiano; a. r. = Areniscas rojas (mayormente Diamantiano); α_2 = Andesita del Huincanlitense; T = Tristecense adosado contra las andesitas huincanliteses y el zócalo del cordón Bravo y el Andico entre alto Moro y río Diamante. Los « pilares de tierra » o penitentes en que se destaca el Tristecense, están esbozados en el dibujo; β_2 = Chapualitense inferior, sus mantos de basalto proceden de Guanaqueros y se ubican sobre un relieve recortado en la sierra después de la acumulación del Tristecense e inferior en varios cientos de metros a la superficie de asentamiento de este piso; β_1 = Chapualitense superior, se ve el escorial que dividió el viejo río Negro longitudinalmente en dos valles nuevos. El nivel de superposición del β_1 es inferior al del β_2 . La división entre los ambientes de las cordilleras frontal y principal corre aproximadamente por el alto Moro.



indicar, si se trata de Chapualitense inferior o superior, siendo verosímil que estén representados ambos.

Los campos lávicos que descienden desde el flanco sudeste del Sosneao al arroyo Malo inferior y al Atuel tienen sus centros eruptivos emplazados en cavidades del flanco del cerro elaboradas por excavación glaciaria, no pudiéndose decidir si se trata de Chapualitense inferior o superior.

En cuanto al Cerro Guanaqueros, Kittl lo considera volcán plioceno; prefiero, sin embargo, agregarlo al Chapualitense, porque los escoriales que se dirigen entre los ríos Negro y Bravo al Diamante descienden a un nivel en varios cientos de metros inferior al que ocupa la base del Tristecense en la vecindad, entre el Diamante superior y el arroyo Moro en el N del cordón de la Tristeza. Antes de la expansión de los escoriales tuvo lugar un ascenso general y un recortamiento erosivo considerable de la cordillera con profundización de los valles muy abajo de la superficie en que descansan los sedimentos pliocenos, fenómeno que corresponde a la fase principal del tercer movimiento andino. Siendo los basaltos del Cerro Guanaqueros posteriores a estos acontecimientos, no pueden ser sino cuartarios. Su afección por erosión glaciaria y su recortamiento por los cursos de agua actuales hacen que los consideremos cuartarios antiguos o sea de edad chapualitense inferior. Este modo de ver queda corroborado por el hecho de que sobre la ladera sur del cerro y en un valle elaborado en su flanco, se halla otro escorial de basalto sin duda cuartario, al S del actual río Negro y dentro su vaguada, escorial que cubre, según Kittl, material morénico anterior, acumulado en esta vaguada y que ha sido cubierto a su vez por hielo y que pertenece, entonces, al Chapualitense superior.

El escorial de basalto que ocupa la antigua vaguada del río Negro nace cerca del Cerro Overo y alcanza al río Diamante que acompaña por un trecho. En vista de que ocupó el fondo del valle, se elaboraron en su contacto con las laderas dos cursos de agua nuevos, uno de los cuales es el río Negro y el otro un arroyo paralelo, sin nombre, ahora afluente del río Blanco inferior. En los valles de ambos, sobre todo en el del río Negro existen morenas de fondo muy bien conservadas con sus montículos característicos y adosadas a los flancos del basalto erosionado y su substratum sedimentario, consistente en morena vieja y estratos mesozoicos.

El mismo caso se presenta en el valle del río Blanco superior, donde un escorial del Chapualitense superior ha duplicado el antiguo valle en el del río Blanco actual y el del arroyo Tordillo. Dada la igualdad de condiciones se atribuye este escorial (que se representa en fig. 5) al Chapualitense superior (B₁).

Como Chapualitense considero el centro efusivo del Cerro Borborán

y de la misma edad son los pequeños escoriales que corren por el flanco del Cerro del Eje al Diamante.

Tilhuelitense. — Andesitas en volcanes perfectamente individualizables y de conservación tal que se pueden distinguir todavía los diferentes escoriales que han corrido por sus flancos y que aun mantienen la mayor parte su material suelto y su forma vagamente cónica, se encuentran diseminados por las hojas Sosneao y Maipo.

El campo volcánico tilhuelitense mayor de la comarca se encuentra entre la parte superior de los arroyos Llaucha y Papagallos, al oeste del meridiano de la Pampa de los Avestruces de la hoja Maipo. Las cumbres de los volcanes, de forma de parvas redondeadas que se compenetran mutuamente, alcanzan a más de 4500 m. En los repliegues recónditos de este relieve albergan en vertiente norte algunos glaciares un tanto escondidos y pequeños, porque la insolación no permite su mayor desarrollo, ni lo permitió en tiempo de las glaciaciones, de manera que las morenas de los surcos de desagüe que salen del campo volcánico, son de tamaño reducido y los valles glaciarios correspondientes poco pronunciados, tal como lo vimos en la descripción del campo volcánico típico de Tilhuelitense en la hoja Chos Malal. En su ladera sur, sin embargo, las elevaciones formadas por esta serie eruptiva, es decir en su caída al arroyo Papagallos, han sido afectadas considerablemente por la glaciación cuartaria y lo son todavía por la actual, como vemos en el mapa correspondiente.

Al campo andesítico tilhuelitense del sur de Llaucha sigue en importancia el que se halla entre el alto Atuel y los arroyos de las Lágrimas y del Gateado que ofrece las mismas características de escasa afección glaciaria y por ende, flancos envueltos en material suelto.

En tercer término figura un centro volcánico, al parecer único, situado en el extremo norte de la hoja Maipo, que está circundado por el arroyo que sale del portezuelo de las Enumeradas o del Luner.

No tenemos datos para especificar con más detalle la edad de estas erupciones, que podemos dividir probablemente en dos grupos, en un Tilhuelitense inferior y otro superior que se relacionarían como el Chapualitense inferior y superior con glaciaciones de diferente edad, pero por el momento no muy bien aislables. Por esta razón no he introducido ninguna división en el Tilhuelitense, aunque existe la posibilidad que la mayoría de los productos efusivos hayan sido producidos entre las llamadas glaciaciones primera y segunda, por lo cual se homologarían en tiempo con las erupciones del Chapualitense superior. Pero no ha sido posible averiguar si debajo de una acumulación andesítica más moderna, se oculta otra un poco más antigua. Solamente en el caso del campo efusivo con volcán bien conservado de dacita que suministró el

material para las acumulaciones tobáceas de Llaucha y que se halla al sur de la Pampa de los Avestruces. Distinguí un Tilhuelitense superior que participa con su detritus en la constitución de las últimas morenas y que está insertado en las andesitas tilhuelitenses vecinas.

Glaciación cuartaria. — La distinción de diferentes glaciaciones cuartarias tropieza en el interior de la cordillera con bastantes dificultades, mayores que en la zona extracordillerana del curso medio del Diamante, donde, fuera de las hojas, se reconocen conductos morénicos relacionados con varios niveles de pie de monte o de terrazas.

Hasta ahora me ha sido posible aislar dentro de su perímetro, dos glaciaciones mayores y una fase de retroceso muy destacadas.

Los restos de la primera de estas glaciaciones mayores consisten en relictos de morenas que han sido cubiertos por el largo escorial de basalto que acompaña el río Negro por el sur y que corresponde al Chapualitense superior. Recuerdo que en la hoja de Huarhuar Co se señaló el mismo caso de una morena de fondo cubierta por un escorial de basalto de la misma edad.

Los restos de la segunda glaciación, numeración enteramente local y no relacionada con la de las glaciaciones de los Alpes, forman acumulaciones de considerable volumen, suben a gran altura y se presentan en masas incoherentes y separadas entre sí por la acción de la erosión posterior, fluvial. Las masas mayores son las siguientes: la morena lateral que reviste el faldeo norte del cordón que se halla al norte del curso oeste, este del río Blanco y que abraza y circunda la punta oriental del mismo; se eleva desde 2500 y 2800 m a 3800 m; la morena de fondo que forma una ancha cerrillada desde el portezuelo Colorado al este y que desciende hacia la confluencia de los arroyos de Las Saucas y del Salto; ella nos insinúa que las masas de hielo del interior han rebalsado por la brecha amplia de este portezuelo, dirigiéndose su cuerpo principal por los cursos inferiores de los ríos Negro y Blanco y por el Diamante, para reunirse nuevamente con el ramal lateral en la confluencia del arroyo de Las Saucas con este colector mayor. Una tercera masa amplia de morenas de fondo por la cuenca intracordillerana del Maipo al sudeste, sur y sudoeste de este cerro, cubriendo un conjunto de mantos de basalto chapualitense superior, procedentes del Maipo interglacial y puesto a la vista en el comienzo de la garganta del río Diamante. En cuarto lugar cito las morenas de fondo del Cajón Ancho, ocultas en gran escala por material suelto eruptivo del Overo.

De acuerdo a estos datos, el interior de la cordillera estaba casi colmado de hielo y sólo las puntas y los filos más altos de los cordones se asomaban por encima del mar de glaciares que disminuía con cierta rapidez en altura hacia el este, de modo que el cordón de Tristeza no

pudo ser rebalsado por ellos. El efluvo del hielo hacia la zona extracordillerana se produjo por el zanjón del río Diamante y el del Atuel. El primero posee un curso medio un tanto encajonado de manera que el glaciar alimentado por el interior de la cordillera pudo llegar en dos ocasiones, antes y después del Chapualitense superior, hasta la sierra Pintada, mientras que delante de la puerta del Atuel se expande la vasta llanura de Llanca Nelo, en la cual su glaciar se abría en abanico, llegando sólo a unos 20 km del borde de la cordillera.

El caso no puede ser ilustrado, porque la región donde se observan estos hechos cae fuera de las hojas Sosneao y Maipo.

Prescindiendo de una etapa de retroceso que encontramos en el río Diamante medio al pie del cerro Diamante sobre la terraza más baja y en el fondeo del cajón, aislamos otra en la cual los glaciares hicieron un alto pasajero en tiempo de su disipación. Esta etapa se desprende de las siguientes observaciones.

Entre la laguna del Sosneao, situada al NW de la cota 2170, y el arroyo Malo y hasta un kilómetro aguas abajo de éste, el valle del Atuel alberga una cerrillada baja, formada por morena, cuyos materiales se reclutan entre las rocas que edifican el Risco Plateado, del que ha de haber procedido el glaciar creador de la morena, que indica la laguna del Sosneao. En consecuencia no puede haberse encontrado ninguna masa de hielo en el valle del río procedente de sus cabeceras. El glaciar en cuestión era de dimensiones bastante reducidas y alcanzaba justo el fondo del valle sin escurrirse mayormente en él. Este comportamiento no ha de extrañar, si se tiene en cuenta que bajaba por el flanco noreste del cerro, expuesto a fuerte insolación. Bajo condiciones mejores pudo desarrollarse otro glaciar procedente del Risco Plateado, que se dirigía al este, ocupando especialmente la faja situada entre el Atuel y el arroyo Mesilla; su cuenca de alimentación era mayor y estaba ubicada en el flanco sur del cerro y se adosaba a los picos altos situados entre éste y el cerro Paraguay. La morena es de fondo y posee una superficie sumamente rugosa, siendo posible que oculte otra, algo anterior, que se relaciona con la máxima extensión de los hielos de la última glaciación. La morena acompaña el Atuel en un trecho de unos 8 km y forma una barranca relativamente baja, de altura no mayor de 100 a 150 m y alisada y casi rectilínea en su flanco; se recoge la impresión de que el glaciar del valle del Atuel haya cepillado la morena de fondo de éste su afluente, pero es posible también que la elaboración de la barranca lisa haya sido producida simplemente por erosión fluvial de un río de cauce de orientación constante.

Otra morena se encuentra en la parte inferior del arroyo Colorado; su rápido descenso desde 3300 a 2300 m muestra que se trata de los depósitos de un glaciar colgante, que no alcanzó el fondo del río Atuel.

El valle del río Negro alberga en su vaguada una gran morena de fondo, encerrada entre la barranca formada por el largo escorial del basalto chapualitense por el sur y la mole del cerro Guanaqueros y de sus estribaciones orientales por el norte.

En la cabecera del arroyo Blanco se observan varios conductos de morenas bien conservadas que se agrupan entre los confluente de este arroyo y que prosiguen aguas abajo más allá de la junta de estos diferentes arroyos.

Un aspecto parecido ofrece el valle superior del arroyo de la Manga.

En los ríos Bravo y Barroso se observan morenas de fondo bien conservadas que pueden ser consideradas de la misma índole como la morena de fondo del río Negro.

En el arroyo del Gorro se presenta una ancha morena de fondo cuya cerrillada está muy bien conservada y que está contenida por el sur por una morena lateral y por el Maipo y por el norte por una morena más vieja, que ya estaba terrazada al formarse el glaciar que alcanzó aproximadamente hasta la laguna del Diamante.

Al sur de los cerros de la Laguna y Borborán observamos verosímelmente dos acumulaciones morénicas diferentes en edad; la más vieja compondría las masas detríticas terrazadas y regularmente recortadas por erosión regresiva, procedente de las vegas de Llaucha por el este y de la laguna del Diamante por el oeste, que forman el paraje de Los Plumerillos colocado en el abra abierta en la circunvalación huincanlitense de la cuenca intermontana del Maipo; la más reciente rodearía estrechamente el pie austral y sudoriental del cerro de la Laguna y el flanco oeste, sur y este del cerro Borborán, de una manera que revela que los ventisqueros correspondientes habrían alcanzado apenas el curso del arroyo de Llaucha.

Limitándonos a la consideración de la última glaciación y sus etapas de retroceso, podemos resumir lo expuesto del siguiente modo: Grandes acumulaciones de hielo en el interior de la cordillera rellenaron el relieve, dejando sobresalir solamente las elevaciones de altura superior a los 3800 y 4000 m, y acusaron un marcado declive de su superficie hacia el este; la cuenca de acumulación estaba cerrada por el este por el cordón de la Tristeza y desde ella se vertieron protuberancias por el Atuel y el Diamante fuera de la Cordillera; dado el encauzamiento del segundo, su glaciar llegó a extenderse hasta la sierra Pintada o sea hasta la región del agua de la Josefa. En el proceso de retroceso de este glaciar se observan, por lo menos hasta ahora, dos etapas, acaso tres, representada la primera y más lejana por una morena lateral apoyada sobre una terraza o meseta formada por escoriales de basalto chapualitense superior, procedentes del cerro Diamante y ubicados al sur de la estrecha y profunda garganta del río Diamante, encontrándose entre su material, fuera de

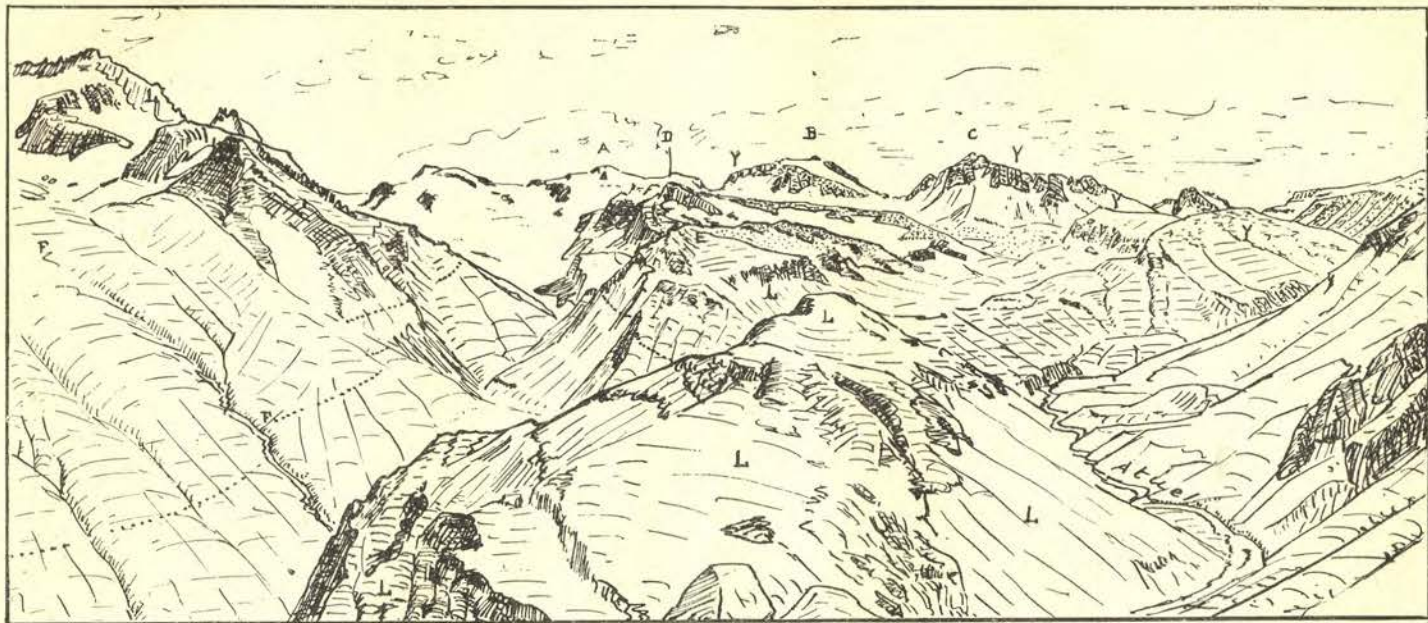


Fig. 6. — Valle abandonado por el glaciar « Puente de Hielo » en su configuración en 1936 A, B, C, D, E, F, cerros destacados en la lámina I, F-F = arroyo que desagua el glaciar lateral. L = Cuyano inferior (Lias). Y = Auquicoense (yeso). ---- = El límite superior aproximado del glaciar desaparecido. El punto del que se tomó la vista se halla unos pocos cientos de metros al norte del de la atalaya de la figura.

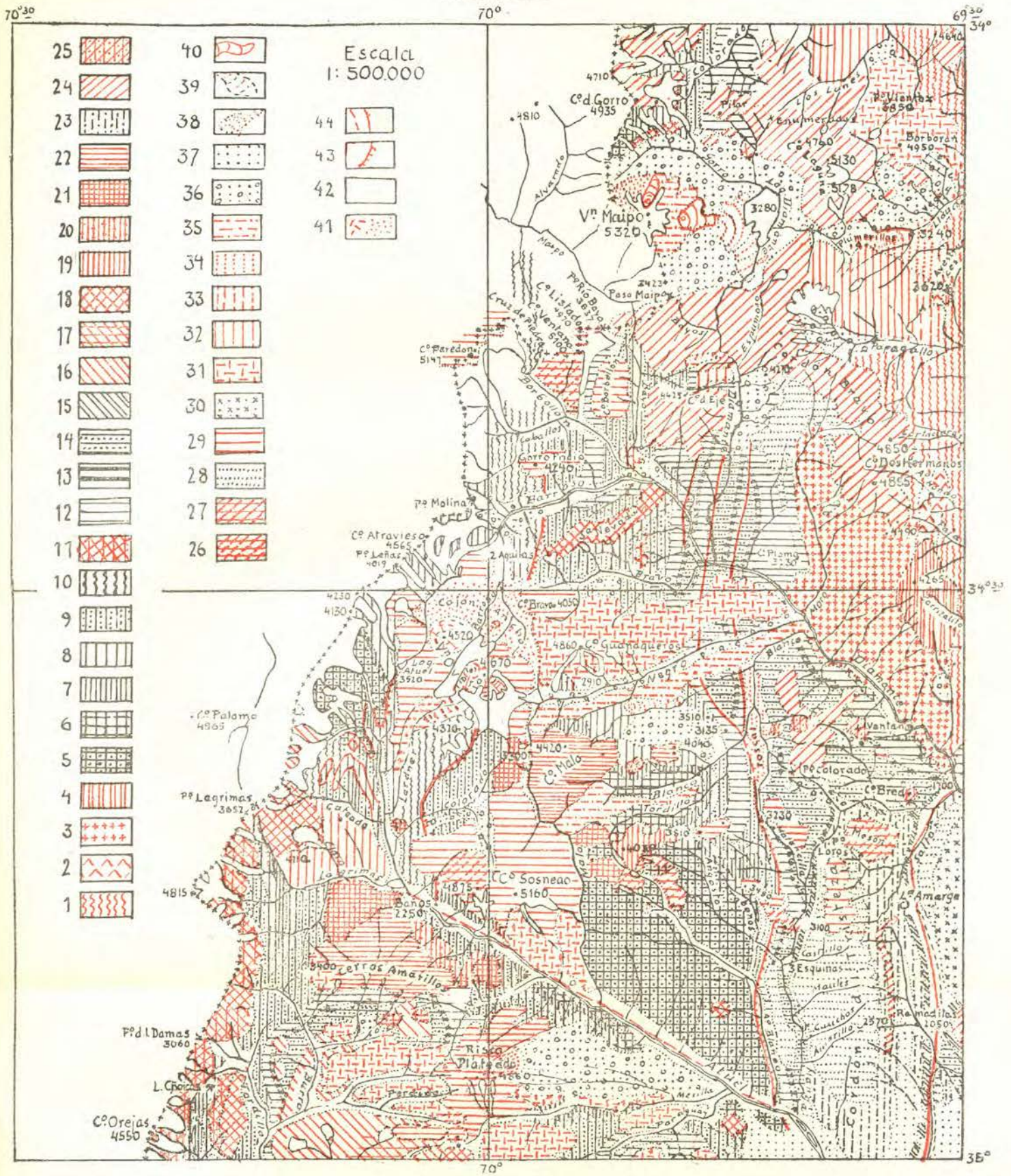
granitos rojos de la cordillera Frontal, bloques de basalto y de andesita arrancados por el glaciar del campo volcánico del cerro Diamante; la segunda etapa estaría atestiguada por la morena frontal que se encuentra inmediatamente al oeste del cerro Diamante y que desciende desde la meseta o terraza ya mencionada, pero allí no cubierta por basalto, al fondo del valle, donde forma una cerrillada de aspecto muy fresco; la distancia entre las dos acumulaciones morénicas puede apreciarse en unos 20 km. En tercer lugar contamos con la disposición de morenas por



Fig. 7. — El glaciar « Puente de Hielo » en el año 1942, tomado desde la risquera situada sobre el lado izquierdo del Atuel. A. B. C. D. E cerros destacados que figuran en la lámina. F-F arroyo procedente del glaciar afluente aun subsistente.

glaciares del interior de la cordillera que ya no llegaron a formar un campo de hielo coherente, sino que constituyeron, a la manera de hoy, ventisqueros individualizados procedentes de tal o cual núcleo serrano suficientemente elevado para servir de centro de acumulación local de neviza. La distancia entre las morenas de estas dos últimas etapas de retroceso es en el Diamante de unos 70 kilómetros.

En el supuesto caso de que las glaciaciones del hemisferio norte sean contemporáneas a las del hemisferio sur, podríamos confrontar y sincronizar las etapas de retroceso de la última con el Dani—Goti— y Finiglacial o con las de los Alpes septentrionales, en especial con las del ventisquero del Rhin, caso en el cual se observa una distancia de decenas de kilómetros entre una y otra morena frontal correspondiente a un alto en el proceso del retraimiento. Visto este comportamiento de las masas de hielo en una zona situada en ambiente climático de condiciones poco favorables a la acumulación de neviza, no resulta muy fácil aceptar que las morenas terminales de retroceso de la región del lago Buenos Aires,



1-4, Ambiente de la Cordillera Frontal: 1, esquistos pizarrosos, filíticos o micáceos; 2, diorita cuarcífera; 3, granito rojo; 4, pórfido cuarcífero. — 5-11, Jurásico: 5, Cuyano inferior (Lías); 6, Cuyano superior (Aalenense superior-Bayocense medio); 7, Loteniano (Calovense-Oxfordense); 8, Anquilcoense (Yeso del Kimmeridgense inferior); 9, Tordillense (Kimmeridgense superior-Portlandense inferior); 10, Jurásico amasado tectónicamente; 11, porfiritas del Kimmeridgense superior. — 12-14, Ándico: 12, Mendociano (Portlandense superior-Barremense inferior); 13, Huitriniano (Barremense superior y Aptense (?)); 14, Diamantiano. — 15, Rocanense (Maestrichtense). — 16-29, Terciario: 16-18, Mollitense: 16, mantos y brechas de andesita y de rocas básicas, variadamente alcalinas; 17, ídem con predominio de las rocas básicas; 18, núcleos intrusivos de diorita y de andesita hornblendífera (Tongriano). 19-22, Palaeoclitense: 19, Mantos de dacita y liparita; 20, ídem tobas; 21, ídem núcleos intrusivos de adamelita, granito, dacita y liparita; 22, mantos de basalto (Windobonense). 23, Santamariense (Pontense); 24-25, Huincanlitense: 24, mantos y tobas de andesita; 25, núcleos intrusivos ídem (Pontense). 26-27, Mesoultense: 26, mantos, brechas y tobas de andesita hornblendífera; 27, ídem núcleos intrusivos (Plaisancense). 28, Tristecense (Astense-Calabrense); 29, Coyocholitense (Calabrense). — 30-37, Cuaternario: 30, Primer nivel de pie de monte; 31, Chapualitense inferior y general; 32-34, Tilhuelitense: 32, volcanes de andesita del Tilhuelitense inferior; 33, ídem del Tilhuelitense superior; 34, tobas del mismo; 35, Chapualitense superior; 36, Morenas; 37, rodados fluvio-glaciales y morenas terrazadas. — 38-40, Cuaternario postglacial: 38, Puentelitense; 39, Tromenlitense inferior; 40, Tromenlitense superior. — 41, Volcanes y tobas ácidas del Matrultense; 42, Acumulaciones aluviales, glaciares, lugares no levantados; 43, asomos de las superficies de los corrimientos; 44, fallas. — Nota: Por falta de espacio no se pusieron las ras-tras correspondientes al Loteniano y al Chacayano al E del arroyo Tábanos, ni el Santamariense al E del arroyo Matancilla.

contiguas y hasta encimadas, puedan corresponder al Dani, Goti y Finiglacial, tal como lo propone Caldenius; ha de tratarse solamente de oscilaciones mínimas pertenecientes a una misma etapa de retroceso.

Postglaciales son las efusiones del *Puentelicense* que se presenta en el Flanco oriental de la cumbre del Risco Plateado y al oeste de Laguna Diamante. Como *Tromenlitense inferior* considero las dos cumbres del Overo y como *Tromenlitense superior* los escoriales que bajan del Maipo al norte y noroeste. Efusiones ácidas están representadas por las dacitas matrutitenses o más jóvenes al norte del Overo y eventualmente por el volcancito al sur de la Laguna de los Avestruces.

Englazamiento actual. — La circunstancia de que la cresta del cordón del límite con Chile sobrepasa a partir de la zona del Planchón-Peteroa un tanto los 4000 m de altura, ocasiona un englazamiento general de



Fig. 8. — El volcán Maipo desde Las Enumeradas

sus dos laderas, que es acaso algo mayor sobre su pendiente oriental a causa del predominio de los vientos del oeste, que son de considerable violencia y acumulan la precipitación nívea a barlovento. El límite de la neviza se encuentra en esta región andina por los 3900 a 4000 m, es decir a unos 100 a 200 m más alto que el lado oriental del Domuyo. Los glaciares de valle son, sin embargo, escasos y las lenguas glaciares procedentes de los campos de neviza suelen ocupar solamente las cortas quebradas que bajan desde las crestas con pendiente rápida por sus flancos y llegan a lo sumo hasta su desembocadura en el valle mayor que colecta sucesivamente las aguas de deshielo de estos tributarios.

Sólo por excepción, el campo de neviza de la cabecera del colector posee extensión y altura suficientes, para poder emitir una lengua de forma de glaciar de valle, cuya corriente se prolonga más allá de su propia capacidad gracias al aporte de los afluentes que, atajados por el gla-

ciar colector, se mantienen con sus superficies a un nivel más alto y sufren, en consecuencia, un derretimiento algo menor que a falta de tal atajo y al abrirse en abanico en la anchura del margen del valle colector. Estas condiciones son cumplidas o fueron cumplidas hace pocos años por las siguientes corrientes de hielo: por el primero, segundo y tercer afluente occidental del alto Atuel al norte del arroyo de los Gateados, por el que se dirige desde el nornoroeste a la laguna del Atuel y por el que procedente de la zona de portezuelo Molina fluye hacia el codo del río Barroso superior. De mayor volumen y longitud es el glaciar de valle que baja con una rama desde el cerro Paredón al río Caballos y con otra al río Borbollón y algo menor el que desde el cerro Listado (y Ventana) se dirige al río Bayo en rama menor y en rama mayor por otro valle de dirección norte-sur y situado entre este macizo serrano y el cerro Borbollón. En estos dos últimos casos el desarrollo de los glaciares es favorecido por la altura de los cerros mencionados que sobrepasan en algo los 5000 m sobre el nivel del mar.

En el cerro Overo, la amplitud del área de altura superior a los 4000 m debida a la escasa inclinación de los flancos del volcán o ex volcán da lugar a un englazamiento de considerable extensión, pero no favorece la emisión de glaciares de valle notables a los alrededores chatos, más o menos llanos y de altura muy inferior al límite de la neviza y oscilante entre los 3600 a 3200 m. En el mismo caso se encuentra el volcán Maipo, considerablemente más alto que el Overo, con 5323 m contra 4760 m, en el cual su mejor ubicación climática es compensada o anulada por la forma cónica del cerro y la estrechez del área elevada por encima del límite de la neviza, de manera que ninguno de sus glaciares se convierte de glaciar colgante del flanco en glaciar de valle.

Muy notable es la influencia de la exposición de las laderas de los cerros que en su flanco sur llevan un englazamiento más o menos considerable, mientras que su lado norte está desprovisto de hielo. Basta echar un vistazo a los mapas para cerciorarse de ello.

Además, el empobrecimiento paulatino en humedad que los vientos occidentales predominantes sufren en su camino, determina el ascenso del límite de la neviza de oeste a este. Dijimos que en el cordón de la frontera con Chile se hallaba a los 3900 m, en el Overo por los 4200 m, en el Guanaqueros a los 4400 m; el cerro del Eje con más de 4400 m de altura no posee campos de neviza, ni se observan en el cerro más alto del cordón Bravo, el de los Dos Hermanos que llega a casi 4900 m sobre el mar. Para enumeración de estas cifras se ha tenido en cuenta la ladera austral de los cerros. Más al norte, en la línea cerros del Gorro, del Pilar, de la Laguna y Borborán, de 5000, 4700, 5200 y 5000 m de altura, redondeada respectivamente, el hielo se acumula, en el primero de ellos por los 4400 m y en el tercero arriba de los 4700 m, pero falta en el segundo

y cuarto. En el cordón del cerro Palomo, sito en Chile y profundamente englazado sobre su lado oriental, la neviza se halla arriba de los 3300 m, lo que da lugar al desarrollo de grandes glaciares de valle.

El fenómeno de la elevación de la línea de la neviza de oeste a este puede ser seguida también en la faja transversal a la cordillera que comprende los Nevados de Chillán (3000 m), el cerro Águila (3100 m) sito sobre la frontera, el Domuyo (4800 m) y el Pun Mahuida (4000 m). En el Nevado de Chillán más occidental la hallamos a los 2500 m y en el Domuyo a 3700 m; el segundo y cuarto de las cumbres mencionadas carecen de englazamiento.

Según su posición dentro de la cordillera, podemos homologar el Nevado de Chillán con el Palomo, el Domuyo con el Maipo o Gorro y el Pun Mahuida con el Borborán; obtenemos un desnivel de 1200 m en la primera etapa en ambas zonas y superior a los 300 y 600 m respectivamente en la segunda, faltando en ella el asidero para dar valores más exactos, dada la altura insuficiente de los cerros de los cordones orientales.

En la vertiente occidental de la cordillera el suministro de nieve tiene lugar al establecerse el caso muy frecuente de una corriente aérea desde el anticiclón permanente pacífico hacia un ciclón dinámico o térmico establecido sobre las llanuras argentinas dentro del área bañada por la masa aérea ecuatorial atlántica sur; en su ascenso hacia las «altas cumbres» pierde su humedad y suele ser incapaz de desprenderse al este de ellas, de lo que le resta en vapor de agua, ya que se convierte allí en viento de caída; solamente una invasión de aire pacífico sur («polar») puede obligar a la corriente a precipitar nieve; aunque la invasión se produce periódicamente, no siempre es eficaz, ya que el volumen del aire pacífico sur no es siempre suficiente para dar lugar a una elevación y un enfriamiento tal del aire procedente del oeste, que tengan lugar nevadas bastante intensas.

En el suministro de nieve no cuentan las tormentas de verano que se producen, con penetración de la masa aérea ecuatorial atlántica sur en el interior de la cordillera, durante las primeras horas de la tarde y a veces hasta bien entrada la noche y, ocasionalmente, en días sucesivos, pero mayormente a intervalos de 3 a más días; arriba de los 3000 m ocasionan caída de granizo y luego de nieve relativamente copiosa, pero de 10 a 11 horas del día siguiente el sol ha hecho desaparecer toda blancura, hasta de los cerros de más de 5000 m de altura.

Retroceso de algunos glaciares en los últimos años. — En 1914 he tenido oportunidad de recorrer la parte suroccidental de la estancia «El Sosneao» en compañía de su dueño, de mi extinto amigo Capdeville. La excursión nos llevó al Overo, del que se abarca con la vista el notable panorama que ofrece el cordón englazado del límite con Chile. En aquel

tiempo se destacaban glaciares del valle, el austral, situado al norte de arroyo del Gateado, el que se dirige a la laguna Atuel y dos intermedios, uno corto, otro largo, de los cuales el último invadía con su lengua el valle del Atuel y pasaba delante del más corto, recibéndolo como afluente. El Atuel había perforado un túnel por debajo del glaciar y parecía nacer de él al contemplársele su frente. El puente que formaba el glaciar sobre el río y su masa de hielo que llegaba casi al nivel de la pendiente relativamente suave de la orilla occidental del profundo surco del alto Atuel, permitía un acceso cómodo a la laguna del Atuel y luego al paso de Las Leñas, muy frecuentado por los que viajan a Chile. Tal era la impresión de que el río nacía en este glaciar, que Gerth, quien publicó una excelente fotografía de esta corriente de hielo, lo denominó «glaciar del Atuel»; tomó la vista en 1912. En el año 1937 he tenido oportunidad de volver a la zona, cuyo aspecto había cambiado fundamentalmente; al subir por el valle del río en busca del glaciar, para ascender por su frente y pasar sobre su morena lateral izquierda en dirección a la senda de la laguna del Atuel y el paso de Las Leñas, me encontré con que el glaciar había desaparecido, quedando al descubierto un profundo valle en U de laderas lisas y empinadas, ya no escalables con tropa de mulas, y asimismo el curso del Atuel infranqueable por su impetuosa corriente, que a la manera de una creciente, arrastra con ruido de golpes sordos, cascajos y bloques que se sueltan aun en mayor número al pisar la cabalgadura el lecho. El antiguo camino quedó interrumpido, y para poder llegar al paso de Las Leñas es preciso pasar por la estribación noroccidental del Overo a una altura de 4200 m.

La lengua glaciaria desaparecida tenía un espesor de unos 400 m y una longitud de 4,5 km; y con un ancho medio de 600 m en su superficie, con lo cual su volumen habría llegado a algo más de medio kilómetro cúbico. Se conserva ahora solamente el campo de alimentación con un amago de lengua de menos de un kilómetro de largo.

Una suerte semejante ha tenido el glaciar del valle situado al norte del arroyo del Gateado, que en 1914 ya estaba semioculto por la gran cantidad de escombros y piedras que lo cubrían y del cual queda aún ahora bastante hielo muerto dentro de su vaguada de escasa pendiente.

También el glaciar que se dirige a la laguna del Atuel sufrió a su vez alguna merma de su caudal, que se expresa en una reducción del ancho de su frente, acompañada por una disminución de su grosor. Como vemos en la figura 6, en 1914 la terminación de la lengua se elevaba en combadura marcada por encima de la morena terminal, mientras que en 1937, ésta formaba un cerco al oeste y sur en torno del hielo, quedando al descubierto una tira de yeso del Anquilcoense, sobre su orilla oriental. Con todo, este glaciar se mantiene aproximadamente en su puesto, aunque haya mermado un tanto su alimentación. Esta merma se debe en buena

parte a la circunstancia de que su afluente occidental llegaba a unírsele aún en 1914, mientras que ahora se interpone un umbral de roca entre ambos. Al comparar este glaciar, que podríamos llamar « de la Laguna », con el « del Puente de Hielo », y el retroceso sufrido por ambos, hemos de tomar en cuenta que el primero termina a los 3600 m sobre el mar, mientras que el segundo descendía hasta un nivel aproximadamente 1000 m más bajo.

La disminución del caudal de los glaciares se hace sentir también en el caso del Domuyo y se manifiesta allí en los ventisqueros gemelos que descienden desde el macizo de la cumbre mayor en arco hacia el Charibehue, ajustándose en su recorrido al rumbo curvo de los estratos mesozoicos, en especial del Yeso del Anquilcoense. En una de las figuras que acompaña la descripción de la hoja Domuyo está señalada una morena mediana anterior que ya no separa los ventisqueros gemelos, que se han retirado unos 500 m en longitud y unos 200 m en altura.

No he podido averiguar en qué año se inició el retroceso notable del glaciar del Atuel de Gerth y cuándo alcanzó el estado actual, porque la región es muy poco concurrida por los que campean animales, que sólo excepcionalmente suben hasta las pequeñas vegas, situadas en el tramo inferior del alto Atuel comprendido entre la laguna y el valle del glaciar desaparecido. Tampoco han de haber prestado atención al fenómeno los troperos que suelen transportar azufre desde el Overo a los Baños del Sosneao, no sólo por falta de interés, sino también por la lentitud del proceso, ya que los fletadores cambian con frecuencia y la mina es explotada únicamente a ratos.

Desde hace años se quejan los pobladores de la cordillera de la continua merma de las precipitaciones níveas invernales en la cordillera y de la creciente sequedad de los campos hasta en las veranadas más próximas al *divortium aquarum*; esta queja se acentuó desde 1920 adelante, de manera que podemos localizar la disipación de la lengua del « glaciar del Puente de Hielo » entre los años 1920 y 1930.

No hay duda de que el fenómeno de la creciente aridez de la cordillera, que he podido observar entre los años 1911 y 1947, representa solamente un breve recorte de una larga época de disminución de la precipitación, que se expresa por el hecho de que Olascoaga indica para el tiempo de la expedición al desierto, una gran abundancia de pastizales en la zona cruzada hoy por la ruta 40 entre Malalhue y el río Barrancas. Los coironales tupidos de Olascoaga han desaparecido, las « matas de pasto » se conservan penosamente al abrigo de alguna jarilla o de un algarrobillo, sobrevivientes aún lozanos de una época climática mejor. Aun en el año 1917, el viajero no tuvo mayor preocupación por el mantenimiento de los animales de silla y carga, podía acampar en cualquier punto y largarlos al campo; pero desde hace algunos años, se ve nece-

sitado de arrimarse a las vegas antes abiertas, hoy cercadas casi en todas partes por la necesidad de utilizarlas como reserva de forraje en invierno, ya que el campo abierto no sostiene el caballo, lanar y vacuno. La explicación del fenómeno no radica solamente en una explotación despiadada del campo por sobrecarga con animales que no dejan semillar el coirón, porque debe tenerse en cuenta que los pobladores emigran con su hacienda más temprano que nunca a las veranadas en busca de pasto y para evitar crecida mortandad entre sus animales por insuficiente nutrición en las internadas.

El proceso de desecamiento de la cordillera progresa, pues, por lo menos desde hace 70 años, sin duda con algunas oscilaciones, que hacen nacer la esperanza en una mejora de las condiciones, pero luego defraudada por un nuevo y prolongado descenso de la curva de las precipitaciones.

Al parecer se trata de un fenómeno universal de desecamiento, pero es posible también que éste sea acentuado, si no provocado, por la creciente deforestación por « roces » o quemazones de los bosques de la vertiente chilena de la cordillera, con las cuales disminuye la superficie de evaporación desde las hojas y la reincorporación de gran parte de la humedad al aire, cuya corriente se dirige continuamente al este.

Tectónica. — Se distinguen, como en las zonas tratadas, diversos movimientos en la región de las hojas Sosneao y Maipo.

En primer lugar cuenta el plegamiento general, bastante intenso, acompañado de cobijaduras que ha afectado todo el mesozoico. Se destaca un período de erosión que ha rebajado aquella cordillera plegada y sigue la acumulación de los productos efusivos del Mollilitense, dispuesto en discordancia angular sobre los pliegues decapitados y acumulado de preferencia en las zonas menos elevadas por el plegamiento. Con ello, el plegamiento entra en el primer movimiento terciario andino. El Mollilitense acusa a su vez afección tectónica, mayormente monoclinal, regularmente intensa, que corresponde como en otras regiones a la primera etapa del segundo movimiento. Luego hubo erosión y elaboración de un relieve ya muy borrado, en cuyas honduras se acumulan las tobas del Palaocolitense. De este relieve sobrevive solamente la depresión antigua que une el alto Atuel con el alto río Grande por los cerros Amarillos. Se destaca, seguidamente, la prefase del tercer movimiento por la relación discordante a los complejos pliocenos con respecto a su yaciente, en el cual entra el Santamariense de edad pontense y finalmente el gran ascenso de la fase principal del tercer movimiento que provocó la modelación de un relieve muy semejante al actual, en el cual se insertan los terrenos cuaternarios, efusivos y glaciales.

Como rasgos peculiares de la región deben destacarse los siguientes :

Distinguimos una faja occidental en la cual reinan complicaciones tectónicas considerables, debidas a corrimientos en cuya formación la entidad deformable del yeso del Anquilcoense en unión a los arcilloesquistos del Cuyano superior y del loteniano ha intervenido en forma eficaz, desempeñando el papel de lubricante entre las masas resistentes del Cuyano inferior y del Chilelitense. Algunos detalles de las complicaciones tectónicas han sido ilustradas por mí en mi trabajo *Mapa geológico de Mendoza, Physis, 1937* (Reunión de Mendoza). Llama la atención que en toda la extensa zona de cobijadura el Ándico no participa en el cuadro tectónico. No creo que esto signifique la existencia de un movimiento preándico, ya que en la inmediata cercanía de las perturbaciones intensas el Ándico sigue normalmente sobre el Tordillense, como puede observarse en el alto río Grande y porque también el Andico ha sido afectado por corrimientos aunque más modestos. Tales corrimientos se encuentran en la porción oriental de la zona cordillerana desde el arroyo de la Manga y el arroyo Blanco al oeste, en la faja del Diaman-

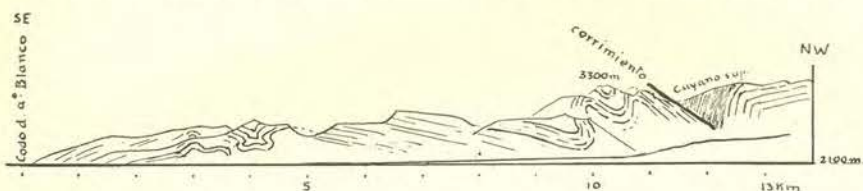


Fig. 9. — Perfil a través del Cuyano y de sus pliegues visibles en la ladera sur del alto Blanco superior a su codo

te medio y superior. Su recorrido y aspecto queda ilustrado por los panoramas tomados desde el portezuelo entre los arroyos Blanco y Manga y desde la Pampa del Iote. La intersección de la superficie del corrimiento con el relieve viene del arroyo Blanco y se bifurca en el codo del río Blanco, agregándosele una nueva rama en el río Barroso inferior. La perturbación desaparece debajo de las masas andesíticas del Huincalicense de la zona de la laguna del Diamante.

Ha de mencionarse que el núcleo liásico entre Atuel y arroyo Blanco muestra un plegamiento localmente muy accidentado que queda ilustrado por el perfil (fig. 2). Hacia el norte disminuye la intensidad del plegamiento (fig. 3), y al mismo tiempo el Lías se hunde debajo de terrenos más recientes, no volviendo a aparecer más.

Es de suponer que el plegamiento intenso que aumenta en complicación de sur a norte se debe a que surge en el este el ambiente de la Cordillera Frontal, siendo probable que entre ella y la masa resistente del Chilelitense se haya aplastado el conjunto de los sedimentos mesozoicos al ser movido un complejo contra el otro a la manera de las mandíbulas de una morsa.

Sobre el borde oriental de la hoja Sosneao y de la cordillera se halla una sección de la gran fractura que viene desde la hoja Malalhue y Barda Blanco y que sigue al norte hasta Mendoza, San Juan y Guandacol. En la hoja Sosneao su rechazo no es muy considerable. Es verosímil que exista una falla transversal que seguiría el valle del Atuel su dirección NW-SE. Comparando los afloramientos de los terrenos a ambos lados del río se observa que no ensamblan y que el labio austral parece deprimido con respecto al septentrional. Es posible que la falla se prolongue por Las Lágrimas; en ningún caso recorre el alto Atuel.

Región de la laguna del Diamante. — Un vistazo al mapa enseña que la zona recorrida por el arroyo del Gorro y el Diamante más alto está rodeada por un anfiteatro de laderas empinadas que corresponde a la antigua cabecera del río Maipo. La instalación del volcán Maipo obstruyó el antiguo desagüe y sus escoriales rellenaron la vieja cabecera hasta la altura del portezuelo más bajo de la circunvalación. Este portezuelo se hallaba allí, donde el Diamante abandona ahora el anfiteatro.



Vista del cordón del límite internacional tomada desde un punto situado en la parte occidental del Overo y a unos 4000 m sobre el mar. Se ve la laguna del Atuel encajada por una morena terminal de retroceso: el río procede de los glaciares visibles a la extrema derecha del panorama, descendentes del cerro Esquinero o Atravesado o Atravieso, de 4565 m de altura. El cerro consta de yeso Anquilcoense que forma también la cumbre del cordón hasta el circo del confluente glacial austral del ventisquero que baja a la laguna del Atuel. El yeso continúa por el medio del panorama hasta el primer plano con inclinación al N y cubre el Lías, interponiéndose entre ambos posiblemente el Cuyano superior y el Loteniano bajo la forma de arcillo-esquistos no comprobados, pudiendo ser anormal la relación entre Lías y yeso. P_2 es un centro efusivo y una potente serie de mantos del Coyochohitense. El Lías forma un «lambeau charrié» y flota sobre Anquilcoense; soporta (Dogger, Loteniano ¹) y Anquilcoense.