

CENOGLOMERADO DEL QUEMADO

(PROVINCIA DE MENDOZA)

POR JORGE POLANSKI

Departamento de Geología
Universidad de Buenos Aires

ABSTRACT

The so called "Morena del Quemado", defined by Dessanti (1946) as a glacial deposit, is redefined in this paper as a till-like conglomerate which is actually a *cenuglomerate* (Harrington) resulting from a volcanic mud flow. This flow, with a shoestring shape, flowed during upper Pliocene, was then folded and dissected by neotectonic movements. It came out from the volcanic area of the Cordillera de las Llaretas (3.700 to 4.500 m) and reached the Hayquerías running along an old river bed of the río Tunuyán for about 160 Km. The andesitic basaltic composition of the matrix and clasts is fairly constant.

The present redefinition totally eliminates the foundation of known and unreal speculations about a wide glaciation of the semidesertic piedmont plain of Mendoza.

RESUMEN

La Morena del Quemado de Dessanti (1946) se redefine en este trabajo como un Cenoglomerado del Quemado, que es un sedimento conglomerádico, sin estratificación ni selección granulométrica, parecido texturalmente al till, y es un sedimento resultante de la deposición de una corriente de barro volcánico de edad pliocena final, originado en condiciones de clima árido. Los afloramientos visibles aparecen en forma de rosario, relacionado con el cauce antiguo del río Tunuyán, que se prolongaba desde su desembocadura actual, al pie de la montaña, a través de la zona hundida del Graben de Tunuyán, hasta el corazón de las Huayquerías, donde se exponen los perfiles típicos. La base del cenoglomerado constituye el Tunuyanense y en su techo reposan concordatamente camadas pardo-rojizas de la Formación Represa. En secciones que no son típicas pueden yacer sobre el techo formaciones de menor edad, siempre en una discordancia erosiva fácil de individualizar. La parte visible de la trayectoria de la corriente encauzada se calcula en 75 Km, y la longitud total posible en unos 100 Km, por término medio. Se supone, en base a la correlación litológica, que la corriente nació en

un extenso campo volcánico andesítico-basáltico de edad terciaria situado en la Cordillera de las Lletas (3.700 a 4.500 m). Los clastos del conglomerado son preferentemente angulosos y de rocas volcánicas, y la matrix arenoso-limosa de composición andesítico-basáltica.

Considerando estos hechos se deduce que la presencia del cenoglomerado en las Huayquerías de San Carlos no puede evidenciar la existencia de englazamiento alguno, ni de edad pliocena ni pleistocena.

INTRODUCCION

El problema considerado se relaciona con el auténtico origen y edad del depósito parecido al till glaciario que Dessanti halló y describió como "Morena del Quemado", en el año 1946, y que se encuentra en las Huayquerías de San Carlos en la provincia de Mendoza.

Breve reseña del problema. Ya en los comienzos de la investigación de la zona pedemontana de Mendoza se observa una discrepancia referente al origen de los depósitos parecidos al till y al origen de ciertos grandes bloques diseminados en la amplia área extraandina.

Mientras la mayoría de los investigadores, como por ejemplo Tapia (1935), Groeber (1939, 1954), Dessanti (1946), Padula (1949), Corte (1957) y Guiñazú (1943), intentan probar el origen glacial de tales depósitos, los demás, por ejemplo Stappenbeck (1917), Feruglio (1935) y Polanski (1953, 1958), interpretan estos fenómenos como productos de crecientes y de transporte ácuo, oponiéndose al concepto de un extenso englazamiento de la zona pedemontana semidesértica.

El trabajo más completo y detallado del problema lo debemos a Dessanti (1946), cuyas descripciones de formaciones no han perdido hasta la fecha su valor. Sin embargo, las conclusiones del citado autor respecto al origen y la edad del depósito parecido al till en el Quemado, provocaron réplicas.

El autor de esta contribución se opuso, ya en el año 1953, a reconocer la "Morena del Quemado" como un ente glaciario por razones climáticas y geomorfológicas, a pesar de que en ese momento no disponía de observaciones propias del lugar citado por Dessanti. Reconozco con toda franqueza que el término "río de bloques" que propuse (1953) no es correcto para el término inglés "Channel Conglomerate".

Un momento decisivo para la investigación del problema aquí planteado fue la visita del eminente investigador del Pleistoceno, Prof. R. F. Flint, de la Universidad de Yale. Durante una rápida excursión al

Quemado, en la que participaron también los geólogos de Y.P.F. y de la Dirección Nacional de Geología, Flint no estuvo dispuesto a ratificar el origen glaciario de la "Morena del Quemado", lanzando en cambio la idea de una corriente de barro o, quizá, de tierra.

Esta indicación de Flint abrió nuevas perspectivas para la solución del problema en pugna, y el que escribe se obligó a realizar un estudio detallado, ya prometido con anterioridad.

Las exploraciones han sido realizadas en dos breves campañas por cuenta de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de Buenos Aires, a la cual debo, en primer lugar, agradecimiento.

El análisis granulométrico y petrográfico de la matrix de la llamada "Morena del Quemado" fue realizado en el Laboratorio Sedimentológico de la Facultad por alumnos adelantados bajo la dirección del Prof. Dr. Félix González Bonorino y Dr. Juan C. Riggi, a los que deseo expresar mi sincera gratitud.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS GENERALES. — Según Dessanti (1946), se concretan de esta forma: La base visible de su "Morena del Quemado" constituye la Formación Tunuyán, cuya edad pliocena es, para Dessanti, dudosa. Sobre el Tunuyanense se asientan las tres formaciones siguientes: "Morena del Quemado", luego Represa (120 m) y finalmente, en la corona, Bajada Grande (> 50 m).

Dessanti paraleliza este grupo superior de formaciones con la formación Mogotes, o sea, el Ripio Dislocado de Stappenbeck. Todo este complejo, junto con la "Morena del Quemado", ha sido plegado. La documentación paleontológica es pobre, lo que dificulta su exacta ubicación cronológica. Hasta el estudio de Dessanti se colocaba a todas estas formaciones en el Plioceno superior. Basándose en el supuesto origen glaciario de la "Morena del Quemado", y también sobre el objetable origen glacifluvial de la formación Represa, Dessanti desglosó el grupo superior del Plioceno, ubicándolo, junto con su morena, en el Pleistoceno, rebajando con ello el límite inferior del Pleistoceno desde el techo de Bajada Grande a la base de la "Morena del Quemado". En consecuencia esta modificación coloca el movimiento responsable del plegamiento muy dentro del Pleistoceno y no en los fines del Plioceno como lo postulaban trabajos anteriores de Groeber.

Las interpretaciones litológicas y cronológicas aducidas por Dessanti, deben ser ahora sometidas a reconsideración.

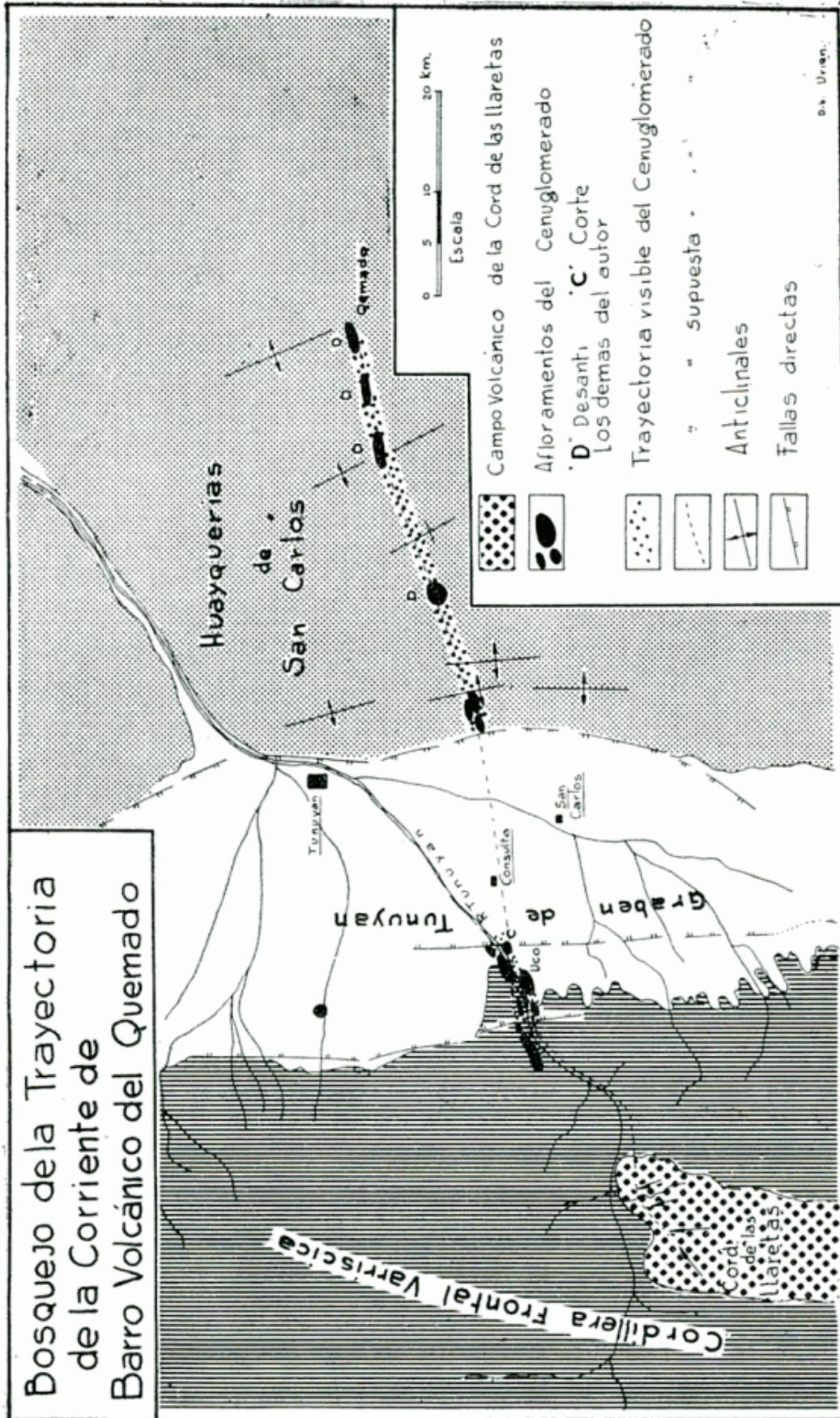
NOMENCLATURA. — Reconociendo la prioridad del término propuesto por Dessanti, debemos conservar el término geográfico de la formación, cambiando sólo el poco adecuado término genético. Propongo entonces reemplazar la denominación "Morena del Quemado" por el término estratigráfico "Cenoglomerado del Quemado". Este nuevo término binominal cumple con las exigencias de la nomenclatura estratigráfica. El nomen "cenoglomerado" ha sido propuesto por Harrington (1946) para el sedimento resultante de una corriente de barro. Con él logró Harrington por primera vez un ordenamiento terminológico y la claridad de criterios que facilitan la diferenciación del till del fanglomerado y del cenoglomerado.

El término "tilloid" propuesto por Pettijohn (1949) parece ser menos adecuado, pues es demasiado amplio y más bien colectivo para varias estructuras conglomerádicas no glaciarias y parecidas al till. Además, en nuestro caso, no se puede omitir el término litológico, ya que la formación está representada por una roca única y de fácil identificación, tanto en el campo como en el laboratorio.

Admito que podría discutirse la categoría que deberíamos atribuir a la unidad litológica aquí considerada; la categoría de formación, o quizá de miembro, o de lengua. Sin embargo tales escrúpulos no afectan la terminología binominal propuesta.

AFLORAMIENTOS (véase el bosquejo). — Dessanti (1946) encontró, en la parte central de las Huayquerías de San Carlos, cuatro afloramientos de su morena, casi alineados por una distancia de casi 30 km. Este alineamiento perpendicular a la Cordillera, junto con la falta de topografía glacial me han permitido extraer la conclusión de que este depósito es ajeno al englazamiento pedemontano, relacionándose más bien con un antiguo cauce de un gran río andino. Con posterioridad Corte (1957) encontró un depósito similar en el valle de Uco y el autor de esta contribución ha descubierto nueve afloramientos más, de los cuales dos (B. B.) se encuentran en las barrancas de la salida del arroyo seco que baja del punto de Y.P.F. denominada Barda Blanca hacia el graben situado al NE de San Carlos, y los otros siete en la salida y la boca misma del río Tunuyán a la llanura pedemontana. Así que en total se conocen ahora 14 puntos, alineados en dirección WE en forma de rosario, que por su clara disposición geográfica indican la trayectoria de la formación aquí estudiada y su verosímil conexión con el antiguo cauce del río Tunuyán.

La trayectoria comprendida entre el afloramiento visible más occi-



dental y la punta oriental en el Quemado, se calcula del orden de los 75 km, dividiéndose en los tres siguientes sectores:

1. Sector subcordillerano o proximal, con 8 afloramientos que se encuentran entre el Cerro Toro y Uco; mide de 8 a 9 km.
2. Sector intermedio, sin afloramientos visibles, comprendido entre Uco y Barda Blanca; mide unos 26 km y se relaciona con el hundimiento de menor edad del graben de Tunuyán.
3. Sector de las Huayquerías o distal, con 6 afloramientos prolongados entre B. B. y El Quemado por una distancia de 42 km.

Este seccionamiento natural de la trayectoria es secundario y ha sido producido por la neotectónica.

LITOLÓGIA. — Los afloramientos revelan una chocante semejanza litológica, lo que facilita una somera descripción de las características generales.

a) *Estructura:* la formación se presenta bajo la apariencia de un banco de conglomerado, a veces una brecha, cuyos clastos, preferentemente angulosos, están envueltos en una matrix constituida por gravilla, arena y escaso limo, sin ninguna selección granulométrica y con ausencia total de estratificación. Los clastos ocupan más del 60-70 % del espacio, pero la relación de clastos a matrix cambia lateral y distalmente a lo largo de la trayectoria. La matrix aumenta por lo general hacia el naciente, escaseando en los afloramientos proximales. El ordenamiento espacial de los clastos parece, a simple vista, al azar o caótico, pero en realidad se observan señales de una fábrica fluidal. No se ha estudiado la fábrica en detalle, pero algunas medidas de azimutes de clastos alargados revelaron que el 15 al 20 % muestran una orientación preferencial de los ejes mayores que coincide con la dirección de la trayectoria. La cementación de la matrix es escasa, pero la coherencia del banco resulta elevada debido a la angulosidad de los clastos y a la gran compactación. El conglomerado forma paredones verticales que no se derrumban. Vale la pena destacar la presencia de poros y oquedades amorfas, globulares en la matrix de los afloramientos accidentales, debidos, según creo, a las inclusiones coetáneas en el barro de agua o quizá de burbujas de aire. Sólo algunos podrían relacionarse con procesos de oxidación de materia orgánica oclusa. Hacia el naciente la cantidad y el tamaño de los huecos disminuyen; debido a la compresión causada por el plegamiento que redujo

la porosidad. Según Harrington (1946) y Crandel-Waldron (1956), la porosidad es distintiva de las corrientes de barro.

CLASTOS. — Los clastos mayores de 5 cm son relativamente muy abundantes. En cuanto al tamaño de los clastos, existen grandes diferencias entre los diversos afloramientos. Generalmente predominan los clastos de 0,5 a 5 cm., no faltando bloques grandes y muy grandes. Estos últimos pueden alcanzar a medir 5 m de diámetro mayor. Un bloque tabular de una brecha piroclástica andesítica de poca coherencia, cerca del C^o. Toro mide $5,2 \times 4,0 \times 3,0$ m, o sea, $62,5$ m³. Llama la atención la escasez de verdaderos rodados fluviales en el cenoglomerado. La cantidad de cantos rodados de origen fluvial aumenta desde el W hacia el E, lo que se explica como un enriquecimiento progresivo por incorporación de rodados fluviales durante el movimiento de avance del lodo por un canal de drenaje preexistente.

No se encontraron clastos por estriación glaciaria evidente. Sólo existen clastos con algunos raspones o solitarias estriás discontinuas y curvas sobre superficies no facetadas y rugosas. En ningún lugar pude encontrar los clastos facetados en forma típica anunciados por Dessanti y Corte (1957). Faltan por completo las formas más peculiares y significativas de un clasto glacial, los pentágonos. No se ha presentado ni un clasto con caras facetadas pulidas y estriadas. La ausencia total de estos clastos estriados, facetados y pulidos es muy sintomática para la formación aquí discutida.

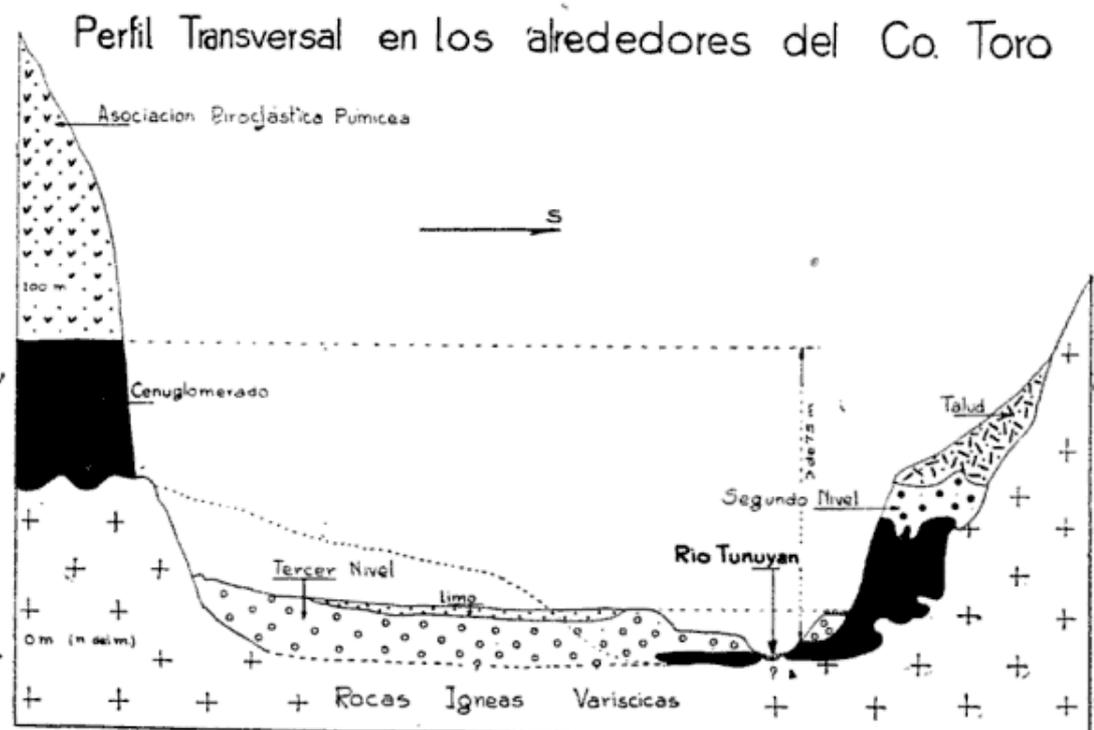
Un examen atento de los clastos, de sus aristas angulosas, de sus caras rugosas y ásperas, revela una notable angulosidad congénita. Evidentemente los autores antes mencionados han confundido la facetación glaciaria con la angulosidad predesarrollada de los clastos que, según Harrington (1946), es también típica en la corriente de barro de Jujuy.

No se puede dejar de mencionar la repetida presencia de bloques y clastos rotos durante el transporte mismo. Las fracturas son frescas, frecuentemente con aristas cortantes, diébricas, que, según Flint y Harrington, son frecuentes en las turbulentas y vehementes corrientes de barro.

El argumento de los adherentes a la hipótesis de la glaciación en la zona pedemontana, de que la presencia de grandes bloques de rocas deleznales no puede ser explicada más que por el transporte glacial, es muy equivocado. Por el contrario, las rocas deleznales se desintegran pronto si están expuestas a las presiones, ya que no viajan en la superficie del hielo, sino por la base del cuerpo glacial. En nuestro

cenoglomerado se encuentran grandes inclusiones de una toba muy deleznable hasta en la punta distal de la corriente.

Cualquier till o drift de un englazamiento grande está constituido siempre por clastos de rocas heterogéneas. Con mayor razón aún, un till depositado 70 km fuera de la Cordillera englazada debería revelar una composición de clastos muy heterogénea. Sin embargo, en este caso ocurre lo contrario; una abrumadora mayoría de los clastos corresponde a andesitas hornblendíferas y piroxénicas, con menor proporción



de clastos de basaltos y de basandesitas. En algunos afloramientos del cenoglomerado, preferentemente en los proximales, la composición es eminentemente andesítica, homogénea. Los clastos de rocas andesítico-basálticas son, por regla general, angulosos y no revelan ningún desgaste mecánico, típico de los transportes fluvial y glacial. Guardan sus formas congénitas, previas al transporte; formas controladas por procesos volcánicos efusivos y también por una desintegración mecánica "in situ". Una pequeña parte de los clastos de rocas andesíticas presentan la superficie muy alterada. Esta característica es incompatible con lo que sabemos de la abrasión glacial (Krumbein, Sloss, Flint).

MATRIX. — Se hicieron análisis mecánicos y mineralógicos de la matrix del cenoglomerado, obtenida en seis puntos cardinales de la trayectoria. Los resultados figuran en la tabla de valores numéricos:

Lugar	Grava hasta bloques	Arena	Limo	Arcilla
C° Toro	29,20	49,0	21,0	0,8
Aforos.....	24,96	56,0	19,0	0,04
Uco.....	10,30	53,0	34,0	2,7
B. B.....	9,90	61,0	29,0	0,15
Quemado	14,60	54,9	26,3	4,21
Punta del Quemado.....	10,2	57,3	29,4	3,1

De las cifras citadas se puede deducir la siguiente regla general: con el avance de la corriente de barro disminuye, hacia el naciente, la cantidad de clastos, al mismo tiempo que aumenta el porcentaje de matrix, quizá por deposición al paso del material más grueso.

En el mismo sentido, es decir, con el flujo, aumenta la fracción arena más limo, mientras que la arcilla es siempre escasa y de poca importancia. Este hecho es significativo y revela una notable diferencia con respecto al till que se destaca, preferentemente, por el elevado tenor en arcilla. Nuestro conglomerado tiene escasísima arcilla, por la cual ésta no pudo haber desempeñado el papel de lubricante, que desempeñó tan sólo el agua.

En la fracción arena la esfericidad de los clastos es muy escasa y los clastos son angulosos, muy poco redondeados.

La composición mineralógica es también interesante:

Fracción Arena y Limo: Livianos; predominan las plagioclasas (oligoandesinas) y pastas mesosilíceas (algunas vitrofiricas); escasos clastos de cuarzo y feldespato potásico; muy escaso vidrio volcánico ácido.

Pesados: predominan el hipersteno y la lamprobolita; abundan la hornblenda, magnemanetita y augita.

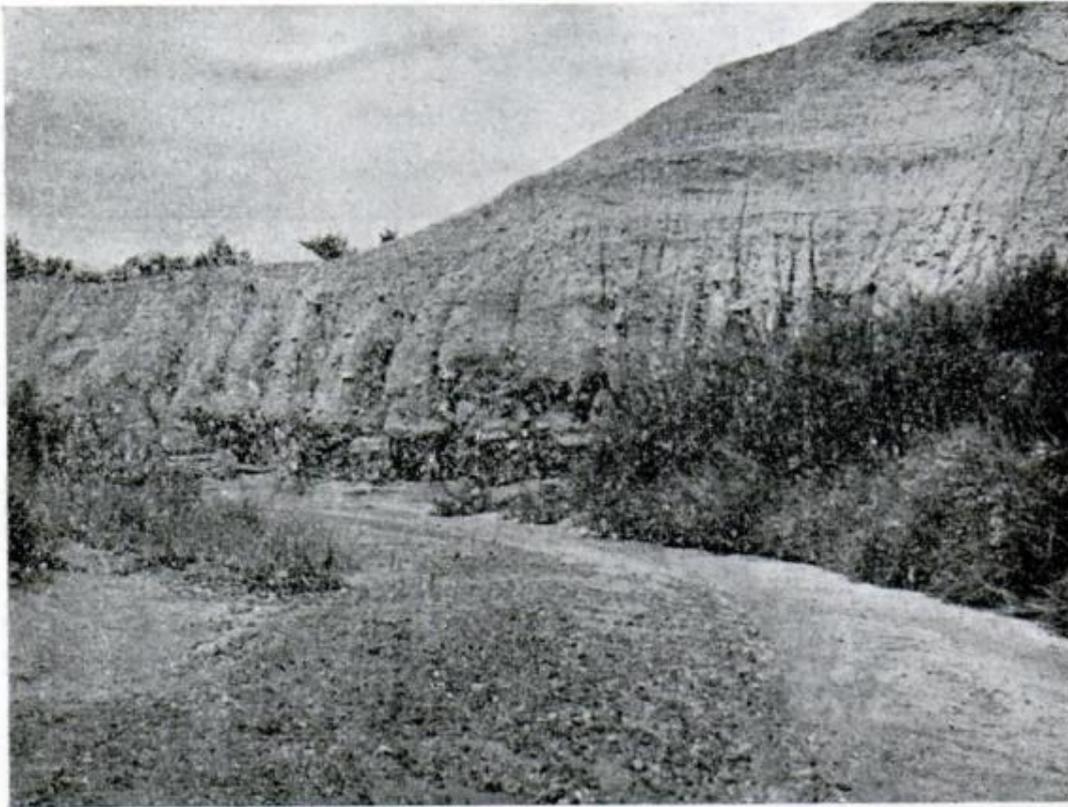
Fracción Arcilla: Formada por restos vítreos de rocas extrusivas y cantidades despreciables de montmorillonita.

La fracción arena y limo está constituida por plagioclasa y trozos de pastas mesosilíceas y máficas, todo muy poco alterado. En resumen, la composición de la matrix indica una composición de complejo volcánico andesítico-basáltico, lo que armoniza en forma cabal con la petrografía de los clastos.

La notoria escasez de cuarzo y feldespato potásico en la matrix, atestigüa también en forma concluyente la naturaleza no glaciaria del conglomerado. La Cordillera Frontal está constituida por rocas cuarzosas

y graníticas ricas en feldespato potásico y que debieran forzosamente presentarse en un till originado en estas montañas.

PISO Y TECHO (véase el perfil y la foto). — No requiere explicación alguna el hecho de que una unidad estratigráfica de gran extensión lineal tenga distintas unidades como piso y como techo, o sea, distintas relaciones estratigráficas.



La punta del cenoglomerado en el Quemado. En el piso y en el techo del cenoglomerado yacen limos arañacanianos

En el sector proximal el piso del cenoglomerado aflora sólo en dos lugares, en los cuales se lo observa sobre rocas ígneas variscicas (véase perfil). Sobre su techo reposan, en un afloramiento, las rocas de la Asociación Piroclástica Pumícea, de edad meso-neopleistocena, y en otros afloramientos los fanglomerados gruesos de indudable edad pleistocena, preferentemente homologables con el Primer y Segundo Nivel de pie de monte. En la parte más occidental de la trayectoria del cenoglomerado asoma, es cierto, un fanglomerado homologable con el Primer Nivel, pero las relaciones espaciales recíprocas son de yuxtaposición, no perfectamente clara por falta de contactos visibles, así que

no se logra en este punto ninguna conclusión sobre la relación mutua de ambos.

En los perfiles citados llama la atención la presencia de prominencias y de sobresalencias digitales de la roca del piso, que se introducen intactas, en forma de púas, en el cenoglomerado mismo, lo que excluye por completo el origen glacial de esta formación. Los afloramientos proximales no pertenecen a los perfiles típicos, pero abundan en detalles imprescindibles para el mejor entendimiento de la formación.

Los afloramientos distales, comprendidos entre Barda Blanca y el Quemado, revelan una relación estratigráfica clara y constante, de modo que la mayoría de los afloramientos expuestos pueden ser considerados como el perfil tipo.

El piso del conglomerado está dado por la Formación Tunuyán, constituida por bancos de limos, limos arenosos y areniscas pardo rojizas, ricas en yeso y sal. El contacto es perfectamente concordante, salvo pequeñas diastemas de carácter erosivo. El piso es liso, no se observa en él ninguna clase de deformación en el orden sedimentario inicial; no existe, en absoluto, ningún vestigio de exaración, de abrasión o de amasamiento glaciario en las rocas deleznable del Tunuyanense. En pocas palabras, el piso no ha sido afectado por el hielo de un glaciar en avance. Un depósito glaciario está siempre contaminado con rocas del piso. En nuestro caso no existe ningún vestigio de la presencia de rocas del Tunuyanense en el cenoglomerado.

En el techo del cenoglomerado puede yacer cualquier formación de menor edad, pero para nuestros fines interesa sólo la más antigua. Encima del cenoglomerado reposa, en concordancia, la Formación Represa (120 m), constituida por limos, areniscas y gravas pardo rojizas, con intercalaciones de capitas de arcillas rojizas. Son frecuentes el yeso y la sal. La superficie del cenoglomerado no revela vestigios de erosión en el contacto del techo, que es un plano perfectamente liso y originariamente sub-horizontal). Esta superficie, que se destaca por la falta absoluta de relieve glaciario, no puede ser correlacionada ni con una llanura de till ni tampoco con cualquier clase de morena, en el sentido geomorfológico. La plana superficie del cenoglomerado es debida a la rápida deposición y asentamiento de un barro rico en agua en un ambiente seco y también al desecamiento previo a la deposición de los primeros aportes fluviales que pertenecen a la formación Represa. Todo parece indicar que las reducidas potencias del cenoglomerado en la zona distal, son originarias.

Nacimientos y terminación de la corriente. — El afloramiento más occidental del cenoglomerado ha sido localizado en la boca del río Tunuyán, a una altura de 1.240 m. Yendo más hacia el oeste, por la estrecha y profunda garganta del río, no hemos encontrado hasta la fecha ningún resto de esta formación. Por lo tanto, la localización de las cabeceras y nacimiento de la corriente sólo puede lograrse mediante correlaciones litológicas.

A juzgar por la composición, preferentemente andesítico-basáltica y eminentemente volcánica del cenoglomerado, podemos ubicar su nacimiento en un extenso campo volcánico de la Cordillera de las Llaretas (véase bosquejo), que se encuentra en las márgenes australes del curso transversal a la Cordillera del río Tunuyán, a una altura de 3.700 a 4.500 m, coronando una antigua planicie de destrucción elaborada en la estructura variscica.

Las vulcanitas de la Cordillera de las Llaretas se dividen en dos entidades (Polanski 1957). En la base encontramos la Asociación (Serie) Volcánica Eocena (Mollelitense de Groeber) con sus aglomerados, brechas, tobas y algunas lavas de andesitas augíticas y hornblendíferas y, por último, basandesitas hipersténicas y augíticas. Rematan esta asociación las tobas andesíticas, muy potentes. La segunda entidad está constituida por los aglomerados del Cerro Paloma, integrados por tobas de andesitas y andesitas básicas estratificadas y cruzadas por diques de andesita hornblendífera de edad pliocena. Basalto olivínico, que forma un pequeño stock con apófisis de la misma edad.

La sorprendente similitud de la composición petrográfica del cenoglomerado con las rocas volcánicas de las Llaretas no puede ser casual, sino más bien debiera explicarse en base a un parentesco genético. De manera que, dejando expresa constancia del carácter algo precario de esta solución basada sólo en la similitud petrográfica, suponemos que la corriente del cenoglomerado nació en el campo volcánico de la Cordillera de las Llaretas, en las proximidades de la garganta del río Tunuyán, y no en otro lugar, ya que el resto de la Cordillera Frontal adyacente carece de tales vulcanitas.

El punto exacto del nacimiento de la corriente tampoco puede ser ubicado con precisión, debido al permanente desgaste subsiguiente causado por los agentes subaéreos de edad pleistocena. Se vislumbra únicamente la posibilidad de colocar las cabeceras de la corriente en los nacimientos del Cañadón, un tributario del Tunuyán. En esa

zona existe, en el campo volcánico, de la Cordillera de las Llaretas,, una profunda ensenada que no tiene otra explicación plausible.

Si se verificara esta suposición la longitud total aproximada de la corriente de barro del Quemado, alcanzaría unos 100 km.

Debido a su poca altura la Cordillera de las Llaretas estuvo siempre por debajo del límite de nevé; carece por lo tanto de relieve glaciario alguno y no ha sido englazada. No puede considerarse al hielo, entonces, como posible agente del transporte del detrito volcánico que constituye el cenoglomerado.

Cualquiera sean las posibilidades y los posibles argumentos elaborados en contra del razonamiento antes expuesto, lo cierto es que:

1. El cenoglomerado del Quemado es el producto de una corriente de barro volcánico.
2. La corriente ha salido, con muchas probabilidades, del campo volcánico de la Cordillera de las Llaretas.

El banco del cenoglomerado muere cerca del pozo de Y . P. F. "El Quemado", donde su potencia es ínfima, pero sin duda, originaria (véase foto). Este afloramiento se encuentra en un cañadón de poca profundidad, mientras que los valles adyacentes, mucho más profundos, no revelan la presencia del cenoglomerado. Se deduce, pues, que en el extremo de la corriente no existió nunca un lóbulo; la suposición de que existe, pero que no ha sido expuesto, tropieza con dificultades. En primer término, la existencia de un lóbulo no expuesto es una pura suposición y, en segundo término, el acuñaamiento progresivo del conglomerado y la reducción completa ya evidenciada de su potencia original parece indicar que la corriente murió encauzada, por agotamiento del aporte. Comparto la idea, expuesta por Dessanti, de que algunos de los grandes bloques sueltos diseminados en las Huayquerías pueden haber sido extraídos por la erosión del cenoglomerado y dejados en superficie, pero debería forzarme mucho para admitir lo mismo para los bloques relacionados con niveles pedemontanos. Por ello el área de dispersión de los grandes bloques no puede indicar la superficie del lóbulo. Pisando la senda de la realidad y del razonamiento, preferimos creer que la corriente de barro murió encauzada por razones geomorfológicas y que no se ha disipado en forma de lóbulo sobre una playa.

AMBIENTE. — Las cabeceras de la corriente de barro situadas en la Cordillera de las Llaretas, a alturas mayores de 3.700 m, yacen ahora en un ambiente frío y seco. La meteorización mecánica predomina sobre la química y, por lo tanto, en los escombros superficiales sueltos escasea la fracción arcilla. Las precipitaciones son escasas (aproximadamente 400 mm anuales) y caen preferentemente en forma sólida. Únicamente durante el corto verano llovizna de vez en cuando. La notoria falta de lluvias y de agua corriente retarda la evacuación de los escombros de la meteorización que se acopian "in situ" ahogando el paisaje de la Cordillera de las Llaretas. Falta el suelo; falta por completo la cubierta vegetal.

Según Thornbury (1960) y Blackwelder (1928), tales condiciones físico-geográficas favorecen la iniciación del proceso que finaliza en la formación de corrientes de barro.

Es cierto que las condiciones climáticas reinantes durante la época de la formación de la corriente de barro eran, probablemente a causa de la menor altura de la Cordillera en aquellos tiempos, algo diferentes de las actuales. Sin embargo, la diferencia debe ser insignificante en vista de la escasez de arcilla en el cenoglomerado, lo que indica también la insuficiencia de la meteorización química coetánea y con ello la similitud o igualdad de las condiciones ambientales. En el sector montañoso de la garganta del caudaloso río Tunuyán encontramos un ambiente distinto. La abundancia de agua facilitó la conversión de los escombros caídos en el agua en un barro suficientemente fluidal como para iniciar su avance. Las fuertes pendientes dentro de la montaña y en el canal de descarga, junto con los muy probables empujes de aguas traseras, propiciaron el incremento de la velocidad inicial necesaria para que el flujo tuviera un largo recorrido.

En el último sector de la trayectoria, que se encuentra en las Huayquerías, el ambiente era muy diferente y ha sido caracterizado por el que escribe en otra ocasión (Polanski, 1954, 1958). Resumiendo las características ambientales deducidas del análisis de los sedimentos araucanianos podemos definir el ambiente como semidesértico, caluroso y muy seco. Estas características se deducen de las siguientes peculiaridades: sedimentos de deposición holsonal, colores pardorrojizos por oxidación férrica, abundancia de yeso y sal en capas arcilloso-limosas, intercalaciones de lentes de arena cólica, falta o escasez de cubierta vegetal, suma pobreza en restos paleontológicos (mamíferos) y, finalmente, aguas saladas en lagunas intermitentes, con preponderancia de diatomeas de agua salobre (Frenguelli).

El antiguo cauce, que alberga los restos de cenoglomerado, tenía características similares al actual cauce playo de cualquier arroyo seco de las Huayquerías. El encajonamiento del cenoglomerado indica un cierto relieve preexistente y, en consecuencia, un gradiente lo suficientemente alto como para posibilitar la erosión lineal. Es cierto que la sequedad y calor del ambiente no eran factores favorables para el avance del barro; sin embargo, estos factores desfavorables podrían ser superados fácilmente por otros de mayor eficacia, como por ejemplo la probable corta duración de la corriente, la recta trayectoria del cauce, el gradiente y la relativa impermeabilidad de las rocas terciarias subyacentes, que frenaron la pérdida del agua de la corriente de barro tanto por evaporación como por infiltración.

Lo aducido permite caracterizar las condiciones climáticas, geomorfológicas y ambientales como favorables, en todos los sectores, para la iniciación y marcha adelante de una corriente de barro volcánico.

DIMENSIONES Y FORMA. — Los mayores espesores actuales del banco se observan en los sectores proximales de la trayectoria. La máxima potencia se encuentra en el afloramiento del Cerro Toro, evaluada en unos 30 m, y en afloramiento de Uco, con sólo 18 a 20 m. Pero el espesor máximo calculable actualmente en el perfil transversal del Cerro Toro debiera superar los 70 m. En el Quemado, en el extremo distal de la trayectoria, el espesor se reduce a 3 m. De estas cifras se deduce que ya no es posible evaluar el espesor primitivo en la parte proximal, pero que podría haber superado los 100 m, disminuyendo este espesor progresivamente hacia el naciente.

El ancho de la formación no es grande, pero siempre sobrepasa los 150 m. La mayor extensión aflorante en sentido lateral se encuentra en la parte inicial de la trayectoria, en la boca del río Tunuyán, y se la estima en 300 m. La notoria ausencia de ensanchamientos laterales en el cenoglomerado y de lóbulo final indican, en forma concluyente, que la corriente de barro estaba confinada al cauce de un río suficientemente encajonado, lo que no permitió ningún desbordamiento lateral ni la formación del lóbulo terminal. La falta de datos seguros ya no permite la determinación del volumen primitivo total de la corriente de barro del Quemado. Lo único que se puede intentar es la evaluación aproximada del volumen en la trayectoria visible de 75 km de longitud. Tomando arbitrariamente como base para el cálculo una anchura promedio de la corriente de unos 200 m, y un espesor medio de 20 m, podríamos tasar "grosso modo" el volumen mínimo

del sector expuesto en $1/3 \text{ km}^3$. El volumen máximo posible, sumando la parte proximal que falta, no debió exceder el doble de ese valor. En resumen, la corriente de barro del Quemado, a pesar de su gran longitud, se destaca por su moderado volumen en comparación con el de la corriente de barro del Monte Rainier, en Estados Unidos, que según Crandel (1949) mide $1,4 \text{ km}^3$, y con el de la corriente de barro de "El Volcán", calculado por Harrington (1946) en 3 km^3 ; ambos casos tienen amplios lóbulos terminales. Parece indudable que el reducido volumen de la corriente del Quemado se relaciona con la falta de lóbulo y con la forma, muy alargada, predeterminada por un canal recto. Esta figura filiforme se corresponde perfectamente con la de cinta de zapato (shoestring en la clasificación de Krumbein y Sloss) y está también predeterminada por el relieve, es decir, por un valle encauzado y de largo trayecto. Todo lo discutido anteriormente justifica una vez más la suposición de que el trayecto del cenoglomerado jalona el cauce más antiguo conocido del río Tunuyán en la zona pedemontana.

ORIGEN Y MECÁNICA. — Lo antes expuesto descarta por completo la posibilidad de definir al banco de cenoglomerado del Quemado como un depósito glaciario. La errónea denominación mediante el término morena ha sido causada por una investigación incompleta y, parcialmente, porque en esa época se conocía poco el problema de las corrientes de barro. Es evidente que hoy en día un investigador de la geología del Pleistoceno no puede ya prescindir del análisis geomorfológico, sedimentológico, petrográfico y estratigráfico y que no puede conformarse con criterios vagos e inconsistentes, tales como bloques grandes, estructura caótica, caras cóncavas de los clastos, etc.

Creo que la exposición analítica permite, con grandes posibilidades, atribuir el cenoglomerado del Quemado al fenómeno denominado *corriente de barro volcánico*¹, similar en sus detalles a la corriente de barro volcánico del Monte Rainier (Crandel) y muy parecida, genéticamente, a la corriente de barro de Jujuy (Harrington).

La antigüedad, la fragmentación, así como otros cambios subsiguientes a la deposición, ya no permiten el examen de la causa inicial y de la mecánica de esta corriente. Pero en base a analogías con otras corrientes, y especialmente en base a las clásicas observaciones y razonamientos de Harrington (1946), quien estudió el cenoglomerado de

¹ Quizás un antiguo labar frío.

Jujuy casi en flagrante, podemos arriesgarnos a efectuar analógicamente algunas suposiciones, controladas, por supuesto, por los datos aportados por la observación.

La causa inmediata e inicial pudo ser una lluvia tormentosa o cualquier otro proceso, como por ejemplo un terremoto o quizá una erupción dentro del campo volcánico, que actuó sobre el enorme acopio de detritos volcánicos sueltos en la Cordillera de las Llaretas, que en un relieve de alta montaña perdieron su equilibrio. Una enorme masa de este detrito volcánico cayó, o quizá se deslizó reptando por gravedad, cuesta abajo y alcanzó el cauce del río Tunuyán, en el que se enriqueció con rodados fluviales y se empapó con el agua, formando un barro fluidal capaz de avanzar aguas abajo por el canal de descarga con su carga pétreo. Es muy verosímil que, coetáneamente, se haya formado también un pasajero endicamiento del río, con un caudal apreciable de aguas traseras en un lago. Este endicamiento no permitió una sobresaturación del detrito volcánico con agua y la consiguiente transformación de la corriente de barro en una creciente que hubiera depositado un fanglomerado.

¿Cómo avanzaba este lodo aguas abajo? Las corrientes de barro pertenecen a las de flujo rápido a muy rápido (Thornbury). La corriente de Jujuy progresaba rítmicamente (para más detalles consultar Harrington) con una velocidad inferida de 10 a 15 km por hora.

La corriente de barro del Quemado debió fluir también rápidamente, ya que en el caso contrario la gran posibilidad de evaporación en el ambiente semidesértico hubiera aumentado pronto la viscosidad de la enorme masa en movimiento, lo que pronto hubiera paralizado el avance de la corriente.

Aceptando como base para los cálculos una velocidad probable mínima de 10 km/hora, podríamos evaluar aproximadamente el tiempo necesario para recorrer la trayectoria hasta el Quemado en 10 a 12 horas. Sea como fuere, la velocidad era relativamente elevada y la duración de la corriente no debió prolongarse mucho más de 24 horas.

El desecamiento de la corriente, estancada en un ambiente caluroso y seco, tuvo lugar en forma progresiva y con alguna rapidez. La superficie del banco aceptó la posición horizontal por asentamiento progresivo del barro, tal como se observa en aquellas partes en las que no hay indicios de erosión.

Todo esto hace suponer que el río Tunuyán cambió su curso por rellamamiento o taponamiento del cauce anterior y que, recién des-

pués del desecamiento del cenoglomerado, volvió a depositarse en su techo la formación Represa.

DEFORMACIÓN TECTÓNICA. — El perfil longitudinal de la trayectoria del cenoglomerado es, en la actualidad, anormal. He aquí algunas cifras de la altura del piso del cenoglomerado: C. Toro: 1.240 m; Uco: 1.100 m; Barda Blanca: 990 m; Represa: 1.140 m; Quemado: 1.200 m; Punta Oriental: 1.085 m.

La presencia de sinclinales y anticlinales en el perfil longitudinal atestigua la deformación tectónica posterior a la deposición.

Así, el sector proximal acusa un fallamiento con moderados valores para el rechazo, lo que tuvo lugar durante el Pleistoceno inferior.

El sector mediano desapareció en el subsuelo en una fosa tectónica de edad pleistocena media a superior.

El sector distal ha sido plegado a fines del Plioceno y por lo tanto los afloramientos aparecen en las Huayquerías tanto en el labio occidental (Barda Blanca) como en la charnela (Quemado) o en el labio oriental de los pliegues.

La carencia de datos cuantitativos de las deformaciones imposibilita la reconstrucción del perfil longitudinal del cauce durante la deposición del barro, pero parece muy probable que fuera aproximadamente equilibrado.

EDAD. — El sector proximal de la trayectoria carece de los elementos de juicio necesarios para la designación de una edad exacta para el cenoglomerado. Lo único que se puede deducir con seguridad es que el cenoglomerado es de mayor edad que el llamado Segundo Nivel (véase perfil transversal), y posiblemente también más antiguo que el Primero.

Hasta la fecha de la publicación del trabajo de Dessanti se aceptaba en forma casi unánime, para todo el conjunto superior de formaciones que afloran en las Huayquerías de San Carlos, una edad pliocena, pese a las dudas que han surgido sobre el límite que separa el Plioceno del Pleistoceno en la República Argentina. Concretamente no sabemos con seguridad dónde colocar este límite crónológico en las Huayquerías, si hacerlo por debajo de la Bajada Grande, en su parte mediana, o quizá en su techo.

Con respecto a la Formación Tunuyán, que yace en la base del cenoglomerado, no podemos poner en duda su edad pliocena, debido a la presencia teste Rovereto y Dessanti de *Tyotherium subsignis* Rov. La suposición de Dessanti, de que en este caso tuvo lugar un error

de rotulación, no puede ser tomado en serio. Carecen también de fuerza persuasiva los argumentos litológicos en contra de la edad pliocena. La Morena del Quemado no es una morena, y el supuesto carácter glaciifluvial de la Formación Represa discrepa en forma total de lo que sabemos sobre la litología de un relave glaciario. En un perfil transversal de outwash no pueden coexistir capas intercaladas de rodados y de arcilla. La litología de Represa es típicamente aluvial e indica un ambiente semidesértico de llanura o de bolsón de grandes dimensiones.

Queda evidenciado que las interpretaciones aducidas por Dessanti sólo pretenden rebajar el límite del Pleistoceno por debajo del cenoglomerado; pasar la supuesta morena al pleistoceno, y de este modo hacer más verosímil el carácter glaciario del depósito.

Tampoco son claros y persuasivos los argumentos de Groeber (1954) esgrimidos en defensa de la edad eocuartaria de la "Morena del Quemado". En primer lugar el argumento basado en el color carece de veracidad, ya que la Formación Represa reposa concordantemente sobre la morena y no tiene otro color que el pardo-rojizo (teste Dessanti, p. 279), que, según opinión de Groeber, es significativo para el Araucano. En segundo lugar la esgrimida discordancia de primera magnitud entre el Araucano y Mogotes yace en realidad (teste Dessanti, p. 280) no por debajo de la "Morena del Quemado", sino sobre ella y encima de la formación Represa. Así que Groeber, con sus argumentos, prueba lo contrario de lo que intentaba, es decir, la edad terciaria del cenoglomerado.

Los sostenedores de un gran englazamiento eocuartario en la llanura pedemontana encuentran grandes dificultades en la ubicación cronológica de esta glaciación. La idea de un viejo y extenso englazamiento de la llanura no es nueva. En el mapa de Guiñazú (1943), el límite máximo alcanzado por el borde del segundo y último manto de hielo pleistoceno, o sea Wisconsin o Würm, se encuentra en las Huayquerías. Dessanti (1946) ubica el englazamiento del Quemado en el Pleistoceno inferior, sin precisar detalles cronológicos. Así que ambos investigadores, a pesar de las discrepancias, respetan por lo menos los resultados de la explotación de los problemas de englazamiento en la Tierra.

Otras soluciones sugiere Groeber en el año 1952 hablando sobre el "englazamiento eocuartario antiguo Mogotes", que debería sincronizarse con la glaciación Danubio de los Alpes. Con posterioridad (1954, p. 107) el citado autor aclara pormenores de esta ubicación diciendo:

“Prefiero localizar Mogotes-Río Negro-Tristeza en un Eocuartario que aún falta en el cuadro de las épocas geológicas por no presentarse en torno a los Alpes. El tal Eocuartario es intermedio entre el Cuartario corriente y el Plioceno”. Respecto a la Formación Mogotes-Tristeza, agrega que “el hielo intervino en la formación en 3 ó 4 ocasiones, como parece indicar la presencia de niveles de bloques en la serie”. Sin embargo, en otra página del citado trabajo, Groeber (p. 101) asevera que bloques grandes (60 a 120 t) “no se observan dentro del Grupo de Mogotes inmediato al pie de la Cordillera Frontal en ningún lugar”.

No es posible escudriñar lo que podría significar en sentido geológico el término “ocasión”, si una glaciación o quizá una fase.

Conforme a las suposiciones antes aducidas debiéramos contar, pues, con cinco glaciaciones, o quizá fases eocuartarias, de Groeber, es decir, la del Quemado y 4 “ocasiones” relacionadas con los Mogotes. Este exceso de glaciaciones eocuartarias, anteriores al Gunz Nebraska, no vaticinan mucha prosperidad a la teoría, tanto más cuanto que ninguno de sus sostenedores está en condiciones de aportar, por lo menos, un argumento consistente en su favor, tal como se hizo en los Alpes, donde un frío relacionado con Danubio está fehacientemente probado por datos litológicos y paleontológicos (polen). En el estado actual de nuestros conocimientos aún no es necesario lanzar el concepto prematuro de tal “Eocuartario que falta en el cuadro de las épocas geológicas” como una hipótesis de trabajo utilizable en nuestro continente.

Importa añadir que últimamente Kraglievich (1952), uno de los que apoyaban las teorías englazadoras, alcanzó a liberarse del concepto de tal Eocuartario, ubicando el Hermosense y Chapadmalense en el Plioceno, así como el Quemado, que figura en el Terciario y sin carácter glacial. Por lo tanto, y para no extender demasiado estas consideraciones, me limito a la siguiente deducción: tanto la estratigrafía como la litología atestiguan la edad terciaria del Cenoglomerado del Quemado y de la Formación Represa.

Otro punto que aún podría originar dudas es si la edad terciaria puede ser atribuída a todos los sectores del conglomerado.

Corte (1957) sugiere que su “Morena de Uco” es de menor edad que la “Morena del Quemado”, por estar la primera en una posición hipsométrica más baja que la última. Este argumento no es consistente, ya que el hielo puede fluir y depositar también contra el relieve. Aparte de esto, Corte no hizo un estudio completo del proble-

ma y no disponía de nociones sobre la deformación subsiguiente del ente en cuestión por los movimientos neotectónicos, que aclara las diferencias hipsométricas en forma más juiciosa. La disposición geográfica y la identidad litológica permiten discriminar, en esta etapa de los conocimientos, una sola corriente de barro volcánica de edad terciaria final.

TRABAJO CITADOS EN EL TEXTO

- BLACKWELDER, E. 1928. *Mud-flow as a geologic agent in semiarid mountains.* — Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 39.
- CRANDEL, D. R. Y WALDRON, H. H. 1956. *A recent volcanic mud-flow of exceptional dimensions from Mt. Rainier, Washington.* — Amer. Journ. of Science, vol 54.
- CORTE, A. E. 1957. *Sobre geología glacial pleistocénica de Mendoza.* — Univ. Nac. de Cuyo. Anal. Depart. Investig. Científ. (A.D.I.C.) t. II, fasc. 2, Mendoza.
- DESSANTI, R. N. 1946. *Hallazgo de depósitos glaciales en las Huayquerías de San Carlos.* — Rev. Soc. Geol. Arg., t. I, n° 4.
- FERUGLIO, E. 1932. *Sobre la presencia de grandes rodados en las mesetas de la región del Golfo de San Jorge (Patagonia) y en las Huayquerías de Turuyán (Mendoza).* — Gaea IV, n° 2, Bs. As.
- FLINT R. F. 1957. *Glacial and pleistocene geology.* — New York, J. Wiley and sons; London, Chapman and Hall.
- GROEBER, P. 1939. Mapa geológico de Mendoza. — Physis, t. XIV, n° 46, Bs. As.
- 1952. *Glacial tardío y Postglacial de Patagonia.* — Revista del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Mar del Plata, vol. 1, entr. 1.
- 1954. *Bosquejo paleogeográfico de los glaciares del Diamante y Atuel.* — Rev. de la Asoc. Geol. Arg., t. IX, n° 2.
- GUIÑAZÚ, J. R. 1943. *Mapa sinóptico de la glaciación pleistocena, Sur de la Argentina y Chile.* 1 : 4.000.000.
- HARRINGTON, H. J. 1946. *Las corrientes de barro (mud-flows) de "El Volcán", Quebrada de Humahuaca, Jujuy.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. t. I, n° 2.
- KRAGLIEVICH, J. L. 1952. *El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar., Prov de Buenos Aires.* — Revista de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata, vol. I, entr. 1.
- KRUMBEIN, W. C. Y SLOSS, L. L. 1955. *Stratigraphy and Sedimentation.* — S. Francisco.
- POLANSKI, J. 1953. *Supuestos englazamientos en la llanura pedemontana de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol., t. VIII, n° 4.
- 1956. *Descripción geológica de la Hoja 25 a. Volcán San José (Prov. de Mendoza).* — Inédito. Dir. Nac. de Geología y Minería.
- 1957. *Sobre algunos métodos paleogeográficos de la investigación del Cuartario pedemontano de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. t. XII, n° 4.
- 1957. *El Bloque Variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XII, n° 3.
- THORNBURY, M. D. 1960. *Principios de geomorfología,* Buenos Aires. — Edit. Kapelusz.

Manuscrito recibido junio de 1961.