

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DEL CARBONICO

EN LAS NACIENTES DEL RIO TUNUYAN (PROV. DE MENDOZA)

POR FRANCISCO FIDALGO

INTRODUCCION

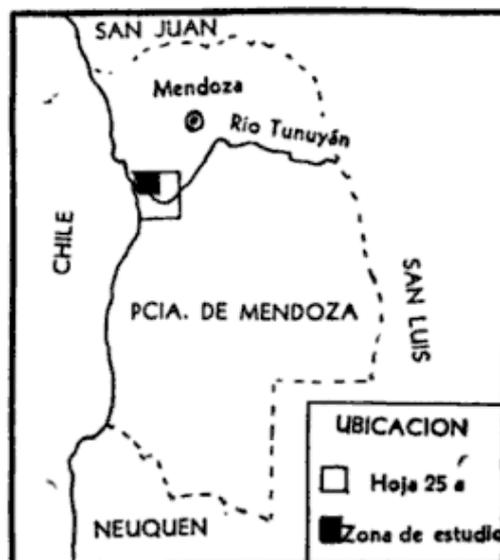
Este trabajo se hizo con el objeto de datar con mayor exactitud los sedimentos atribuidos hasta ahora al "Antracolitico" y su relación con el granito de la Cordillera Frontal, en la zona que nos ocupa ¹.

El mapa con que se trabajó en campaña, de escala 1:50.000, es una ampliación del que recopiló la Dirección Nacional de Geología y Minería para la construcción de la Hoja 25 a, Volcán San José, en base a los relevamientos del I. G. M. en escala 1:100.000.

UBICACION, LIMITES Y VIAS DE ACCESO

La zona de estudio se encuentra situada en la provincia de Mendoza, departamento de Tunuyán, dentro de la Hoja 25 a, Volcán San José, correspondiente a la división realizada por la D. N. de Geología y Minería.

Sus límites son, al N y S los paralelos de 30°30' y 30°40' y al E y W los meridianos 69°45'30" y 69°37'30", respectivamente. Abarca una superficie aproximada a los doscientos kilómetros cuadrados, estando enclavada entre la Cordillera Frontal y la Cordillera Principal.



¹ Fue sugerido por el doctor Polanski y es un resumen de la tesis presentada en la Universidad Nacional de La Plata bajo la dirección del doctor Suero. Debo dejar constancia de mi más profundo agradecimiento hacia dichos profesionales así como a las autoridades y compañeros de la Dirección Nacional de Geología y Minería.

Desde la Villa de Tunuyán puede llegarse al Refugio Militar Capitán Lemos en vehículo, a través de un camino que pasa por el Manzano Histórico. Desde allí se continúa en mula, siguiendo una senda que pasa por el Portillo Argentino, después del cual entramos en la depresión del Alto Valle del Río Tunuyán.

GEOLOGIA

PROTEROZOICO

Complejo Metamórfico

Abarca una estrecha zona ubicada al SE, en el Cordón del Portillo, que se eleva por encima de los 4.000 metros s.n.m., siendo su cumbre más destacada el C^o Azul.

Lo difícil del acceso nos ha imposibilitado realizar observaciones directas de mayor exactitud, ya que sólo hemos podido efectuar una recolección de muestras del material de derrumbe en las nacientes del Arroyo de los Moros.

También hemos obtenido muestras de un gran "roof-pondant" que se encuentra en la misma quebrada y que, al igual que las rocas anteriores, está constituido esencialmente por micacitas.

De las rocas encontradas fueron hechos varios cortes, que al microscopio presentan generalmente mucha biotita, plagioclasa (albita, oligoclasa), microclino, hidromuscovita, sillimanita, epidoto, zircón, y a veces un probable agregado xenomórfico según estauroлита.

Esta asociación de minerales nos pone en presencia de una facies de anfibolita, que corresponde a grados medianos y altos de metamorfismo regional equivalente a la zona de almandino-cianita de Barrow y a la subfacies sillimanita-almandino (Turner y Verhoogen (27)). Afirman estos autores que "los esquistos sillimaníticos y las rocas asociadas caen dentro de la facies de anfibolita, para la cual la paragénesis mineral ideal posee sillimanita-almandino-ortoclasa-plagioclasa-biotita-cuarzo en esquistos de composición pelítica". A veces, dicen, aparece muscovita, estauroлита, como constituyente adicional.

De manera que los componentes de las muestras estudiadas corroboran la posibilidad de que las micacitas pertenezcan a la facies de anfibolita, subfacies sillimanita-almandino, producto de un metamorfismo regional de alto grado sobre los sedimentos pelíticos del Proterozoico.

Antecedentes y conclusiones

Stappenbeck (20), en su monografía realizada en 1917, considera, hablando de la Cordillera Frontal, una sola formación, que atribuye al Paleozoico inferior, dividiéndolo en metamorfizado y no metamorfizado. Las causas se las atribuye a la acción térmica del granito, cuyo metamorfismo de contacto provocó una acción de distinto grado, dando como productos finales: micacitas, gneisses, filitas, hornfels, etc.

Groeber (9) sugiere para las micacitas y gneisses una edad proterozoica, ya que reconoce a estas rocas como producto de un metamorfismo regional, anterior al metamorfismo de contacto producido por el plutón, considerado en esa época permotriásico.

Dicho autor, en 1947, incorpora estas rocas, junto con una diorita cuarcífera situada al NW del Agua de la Chilena, al Proterozoico.

Polanski (16) vuelve al concepto de Avé-Lallemant, describiendo estas rocas metamórficas como correspondientes al Proterozoico.

González Díaz (8), trabajando al NE del Cordón del Portillo en la Cordillera Frontal, considera a estas rocas proterozoicas y equivalentes al "Paleozoico inferior metamorfizado" de Stappenbeck.

De acuerdo a los trabajos realizados y a las precarias observaciones hechas, creemos que las rocas que componen este complejo corresponden a un metamorfismo regional de grado bastante alto y no al producto de un metamorfismo de contacto. Mientras no haya pruebas que certifiquen otra edad, las ubicaremos dentro del Proterozoico.

PALEOZOICO DE DUDOSA UBICACIÓN CRONOLÓGICA

Intrusión granodiorítica

La granodiorita tiene poco desarrollo dentro de la zona, ya que se encuentra en una estrecha franja en forma de cuña, 3 kilómetros al S de la desembocadura del río Palomares, en ambas márgenes del río Tunuyán.

Está relacionada con el granito que la intruye, formando una brecha plutónica, agmatita, observable en la quebrada que forma el A^o Laurita, que desemboca en el río Tunuyán.

La granodiorita, macroscópicamente presenta un color gris claro, distinguiéndose bien las laminillas de biotita y el cuarzo transparente, así como los feldespatos de forma tabular.

Al microscopio la roca se manifiesta con textura granosa hipauto-mórfica, con cristales de plagioclasa de composición oligoclásica alterada en sericita y calcita. Las laminillas de biotita se ven generalmente

alteradas, cloritizadas, reconociéndose a veces penninita, aunque otras veces la alteración es en epidoto. El feldespató potásico (ortosa?) se encuentra muy alterado en sericita y difícil de reconocer, siendo bastante escaso. El cuarzo es abundante y de grano fino, apareciendo como accesorio hornblenda común, alterada en epidoto.

Antecedentes y conclusiones

Rossi (20) dice que: “La intrusión granodiorítica tuvo lugar en algún período del largo lapso comprendido entre la deposición de los sedimentos del basamento y la intrusión granítica de Cacheuta”.

Previamente considera: “La observación de los contactos del plutón granodiorítico con la roca de caja, las areniscas, grauvacas y pizarras del basamento muestran que él es francamente discordante”. Más adelante, habla de dos áreas, que por acción metamórfica presentan hornfels, describiendo dichas rocas de contacto.

Groeber (11), al describir las hojas Marmolcjo, Aconcagua, etc., muestra un perfil de la Cordillera Frontal, donde distingue: “a) por micacitas, a menudo gneissificadas, proterozoicas; b) pizarras con areniscas cuarcíticas, con escasos restos de plantas antracólicas y con intrusiones de *diorita (cuarcífera)*”.

Polanski (19) afirma que en la Cordillera Frontal existe una intrusión cuya composición granodiorítica en muchas zonas pasa a tonalítica, siendo anterior no sólo a la intrusión granítica, sino también a la deposición de los sedimentos del Carbónico superior, dándole edad mesovariscica, aunque no descarta la posibilidad de que exista también otra intrusión granodiorítica o tonalítica anterior a la mesovariscica ya citada.

De acuerdo a los estudios realizados y a las magras observaciones factibles de hacer en la restringida zona de estudio, es difícil asignar una edad precisa a la intrusión granodiorítica.

De acuerdo a lo manifestado por Rossi, sería interesante poder constatar la edad de las rocas atribuídas al basamento (grauvacas, areniscas, pizarras, etc.), que bien pueden pertenecer al Carbónico, ya que este último tiene abundante desarrollo en la Cordillera Frontal. En tal caso se confirmaría la existencia de la intrusión mesovariscica de Polanski, que Groeber citó como diorita cuarcífera.

Además, los rodados de pórfiro granodiorítico y granodiorita, encontrados en el conglomerado del Carbónico, que describiremos más adelante, podrían pertenecer al ciclo intrusivo mesovariscico de Po-

lanski, es decir, anteriores a la deposición de la Formación Alto Río Tunuyán.

Debido a la falta de relación directa entre la intrusión granodiorítica con los sedimentos carbónicos en la zona, sólo podemos decir que dicha intrusión se produjo con posterioridad al metamorfismo de los sedimentos pelíticos del Proterozoico, existiendo la posibilidad de poder ubicarla en el llamado ciclo intrusivo Mesovariscico (Polanski (19)).

Su límite superior, en cambio, nos permite asegurar que es anterior a la intrusión granítica y probablemente también a la deposición de los sedimentos de la Formación Alto Río Tunuyán.

CARBÓNICO SUPERIOR

Formación Alto Río Tunuyán

Esta formación ocupa la parte central de la zona estudiada, constituyendo un afloramiento cuya extensión en sentido N-S es de dieciocho a veinte kilómetros, mientras que en dirección E-W su ancho varía entre los cuatro y seis kilómetros.

La cúpula satelítica constituida por el granito en la parte N de la zona de estudio ha separado totalmente el afloramiento situado al NW del C^o CAM. Por esta razón nos resultó imposible realizar observaciones directas en esta región, dadas las condiciones de inaccesibilidad y altura.

El afloramiento principal está en su región E y en gran parte de la zona S, en contacto con el plutón granítico.

Por el N se prolonga hacia la hoja 24 b, C^o Tupungato, por intermedio del C^o Jorge, estando en contacto su límite NW con la cúpula satelítica del plutón granítico. En la margen derecha de la lengua glaciar del Río Tunuyán hay una angosta faja de sedimentitas que se extienden desde el A^o Plomo hacia el N. La faja citada tiene un ancho variable a la vista que oscila entre 200 y 300 metros, estando cubierta por coladas de andesita y basalto, provenientes del Mesón San Juan.

Hacia el W la formación se hunde por debajo de los conglomerados de base del Saldeño, al igual que en parte de la zona SW, frente al Refugio Militar Real de la Cruz. Finalmente en el S está cortada por la intrusión granítica en la Quebrada de los Moros.

Por último diremos que las sedimentitas correspondientes a esta formación tienen sus mayores alturas en el C^o Jorge, Cordón de las Delicias, Loma Blanca, C^o Cabras y la cumbre situada al W del C^o CAM.

Observaciones litológicas

Presenta la formación sedimentitas de diversos tipos, siendo las más comunes lutitas, areniscas y cuarcitas, que se encuentran en afloramientos, donde resulta difícil seguir bancos, dada la cantidad de material de derrumbe y morenas que cubren gran parte de dicha formación.

Son de colores gris oscuro hasta negras en su casi totalidad, aunque se presentan más claras, castaño verdosas hasta grises en dos lugares: uno en las vecindades del Refugio Militar Real de la Cruz y el otro en el anticlinal del A^o Loma Blanca, cerca de su desembocadura en el A^o de la Olla.

En la margen derecha del A^o Negro, al N del A^o Perdido, nos encontramos con un afloramiento que constituye gran parte de la ladera SE del C^o Jorge, constituido por una limolita que ha pasado a hornfels, aunque de grano algo grueso. Constituye una roca masiva, de fractura concoide y color negro.

Al microscopio presenta estructura relicta de roca sedimentaria; está caracterizada por la presencia de cordierita. En los metacristales de cordierita se suele ver alteración en sericita, y también probables inclusiones de cuarzo, mientras en la matriz recrystalizada predomina la biotita.

Cerca del A^o Plomo, la formación sedimentaria está constituida preferentemente por areniscas, que sufrieron una intrusión aplítica proveniente del plutón granítico. Está formada dicha arenisca, especialmente por clastos de cuarzo y biotita, aparentando esta última débil orientación. También suele verse algo de feldespato y presenta, en general, aspecto de estar muy diagenizada, aunque puede sospecharse, en la parte pelítica de la roca, un principio de acción térmica.

En la margen izquierda del Río Tunuyán, dos kilómetros aguas arriba del Refugio Militar, se ve, en un afloramiento de unos doce metros de potencia, una arenisca cuarzosa micácea de grano fino. Los clastos de cuarzo son subredondeados, con plagioclasa y laminillas de biotita, pequeñas pero abundantes, que a veces presentan desferrización. El color es gris oscuro a negro, al igual que la mayoría de las sedimentitas de esta formación.

Por debajo de estas areniscas se encuentran lutitas carbonosas de color negro. Se han formado quizás en un ambiente anaeróbico o muy poco oxigenado, presentando a veces pirita disseminada en forma rala, caracterizando probablemente a zonas profundas de reducción.

En estos sedimentos se observa una laminación bastante fina, que llega a veces a presentar aspecto papiráceo.

Cerca de este afloramiento fueron encontrados fósiles, entre los que se reconoció un pectínido en una arcillita carbonosa micácea bastante masiva.

En el A^o de la Pirca, la litología cambia a medida que nos trasladamos a su desembocadura en el Río Tunuyán, hacia el W.

Sobre la margen derecha del Río Tunuyán, encontramos primeramente cuarcitas e internándonos en el arroyo, pasan a areniscas, y ya a un kilómetro de su desembocadura estamos en presencia de lutitas muy afectadas por la tectónica. Estas sedimentitas han sido intruídas por varios diques de pórfiro granítico provenientes del plutón.

Las areniscas están formadas por clastos de cuarzo subredondeados y algo de plagioclasa, alterada a veces en calcita. Se suelen ver cubos de pirita y en la matriz algo de sericita, producida probablemente esta última por recristalización incipiente.

En la zona vecina al contacto, en la margen izquierda del A^o Mansa, a 3.800 metros, encontramos un conglomerado con rodados de tamaño variable entre dos y diez centímetros, constituido por cuarzo lechoso y micacitas del Proterozoico, algo de pórfiro granodiorítico y lutitas. La potencia es de sesenta a ochenta metros a la vista, hallándose sus clastos envueltos en una matriz arenosa de grano fino, con cemento calcáreo.

Este conglomerado lo encontramos también cerca del contacto en la Quebrada de los Moros, pero el tamaño de los clastos es aquí menor, aunque aumenta la cantidad de feldespatos.

Dicho conglomerado posee clastos formados casi exclusivamente por micropertitas, así como lutitas y cuarzo. También se encuentran rodados de una roca gris clara, plutónica, formada por cristales de plagioclasa, micropertita, cuarzo y algo de biotita, que corresponde a una granodiorita. La matriz del conglomerado es arenoso-arcillosa, notándose la presencia de calcita en el cemento.

Por último debemos consignar que cerca del contacto con el granito, en la margen izquierda del A^o Mansa, hemos podido observar en lutitas, ondulitas que caracterizan a zonas oscilatorias.

También encontramos una estructura de "cone in cone" en un rodado que pertenece seguramente a la misma formación de sedimentitas.

En general, podemos afirmar que las lutitas, como las areniscas, se caracterizan por la presencia de cemento calcáreo, llegando en algunos

casos a ocupar los espacios que quedan entre las laminillas de biotita. La abundancia de material calcáreo llega a caracterizar a verdaderas margas.

Contenido paleontológico

En los dos viajes realizados a la zona estudiada fueron encontrados fósiles en la Formación Alto Río Tunuyán.

Es de cierta importancia este hallazgo, no obstante la difícil y a veces imposible de la determinación, ya que son restos mal conservados, muy afectados por la diagénesis y tectónica que sufrieron los sedimentos de la zona.

En el primero de los viajes fueron encontrados, en la margen izquierda del Río Tunuyán, un kilómetro al S de la desembocadura del A^o Negro, restos de bivalvos imposibles de determinar.

El hallazgo verdaderamente importante fué hecho en un trozo de lutita de forma subredondeada. Este trozo se supuso que provenía de un afloramiento situado a mayor altura, aunque los reconocimientos posteriores para su hallazgo "in situ" resultaron infructuosos. En este trozo encontramos aproximadamente unos veinticinco a treinta ejemplares en distinto estado de conservación.

El estudio de dichos fósiles, llevado a cabo por Amos, nos colocó en presencia de *Linoproductus cora* (d'Orb.). Según sus referencias, se ha encontrado en el Carbonífero Superior y Pérmico de Bolivia, donde Koslowsky (1914, lám. VI, figs. 1-10) lo describió como *Productus cora* d'Orb. Revisada la fauna por Chronic (en Newell, 1953), determinó esta especie en el Grupo de Tarma (Pennsylvaniano) y en el Grupo de Copacabana de edad Pérmica.

En el Río Urupady, estado de Pará, Brasil, se encuentra asociada a *Neospirifer condor* (d'Orb.) en sedimentos de edad Carbónica Superior (Cowper Read, 1933).

Linoproductus cora d'Orb. en la Argentina fué identificado por Mézigos (1953) en la Formación Tres Saltos y Esquina Gris del Grupo de Barreal (Pennsylvaniano).

Fué también encontrado por Dessanti y Rossi (1950) en la Serie de Jarillal, donde fueron comparados con *Productus auriculatus* Swall y "*P*" *magnus* Meek. Por dicha similitud y la presencia de plantas fósiles estos autores le asignaron edad Pennsylvaniana.

SUERO en Chubut halló ejemplares identificados como una especie muy afín a la de d'Orbigny, en complejos incluidos en la parte superior del Sistema de Tepuel (Pennsylvaniano).

Podemos consignar en resumen como dato significativo que en ninguna formación del Carbónico inferior ha sido encontrada esta especie, tanto en Argentina como en otros afloramientos de Sud América. Por lo tanto, aunque con cierta reserva, lo podemos tomar como fósil diagnóstico del Carbónico superior (Pennsylvaniano).

Afirma AMOS que a pesar de los desglosamientos sufridos por el género *Linoproductus*, existe la posibilidad de considerarlo una forma polifilética, ya que ha habitado condiciones ecológicas muy diversas, desarrollándose en mares del hemisferio norte durante el Carbónico inferior y superior, habiendo emigrado durante el desarrollo de este último a mares del hemisferio sur. En Australia este género ha aparecido hasta ahora en mares correspondientes al Carbónico Superior (aunque restos mal conservados fueron hallados en el Carbónico inferior).

En el segundo viaje realizado a la zona se intensificó la búsqueda de fósiles, siendo factible encontrar ejemplares, también muy mal conservados. Un *Spiriferidae* indeterminado, *Septosyringothyris keideli* (Harr.), briozoarios pertenecientes probablemente a la familia *Fenestellidae* y numerosos restos de *Gastrópodos* no identificados, así como *Orthoceras*, posiblemente *Michelinoceras*. Fueron estos restos encontrados en la margen izquierda del arroyo Mansa, entre los 4.000 y 4.100 metros de altura en el material de derrumbe proveniente de las sedimentitas carbónicas, cerca de la zona de contacto.

Antecedentes y conclusiones

DARWIN (4), describe un perfil que abarca desde el Paso Piuquenes hasta el Río Tunuyán, fijando su atención especialmente en los sedimentos Mesozoicos y Terciarios. Al hacer referencia a la que hoy designamos con el nombre de Formación Alto Río Tunuyán dice: “una masa gruesa de areniscas silicosas micáceas, de láminas delgadas asociadas con pizarras arcillosas negras en pequeñas cantidades”.

Poco más de un siglo después TRÜMPY (26), realiza un reconocimiento rápido de la zona, llegando hasta el sur del Río Salinillas con el objeto primordial de ver la posibilidad de construir un dique en el Río Tunuyán. De acuerdo con el concepto de STAPPENBECK sobre la Cordillera Frontal distingue: “*Paleozoico metamorfozido en distinto grado*”.

PASCUAL (15), hace una serie de consideraciones en su tesis alrededor del llamado *Ambiente de la Cordillera Frontal* por GROEBER (1939)

y con el hallazgo de probables restos de plantas mal conservadas, por parte de ARMANDO (1949), y de difícil determinación (Equisetites?) deja entrever la posibilidad de asignar a la formación de “esquistos oscuros” edad Paleozoica, probablemente Carbónico.

BAULIES, en 1950 habla de Paleozoico probablemente Carbónico en base a los hallazgos de ARMANDO, único documento paleontológico que hasta hoy existía.

GROEBER (41) en sus trabajos habla de: “pizarras con areniscas cuarcíticas con escasos restos de plantas antracólíticas con intrusiones de diorita (cuarcífera)”, págs. 278 a 280. En la lámina I de la misma obra le dá a las sedimentitas edad Antracólítica.

Hemos reconocido que las sedimentitas pertenecientes a la Formación Alto Río Tunuyán tienen un rumbo general que oscila entre los N20°E y N-S e inclinaciones que varían según los lugares entre 20 ó 25° hasta 85 ó 90°, que por otra parte detallaremos en el capítulo correspondiente a la Tectónica de la zona.

De acuerdo a los estudios realizados y a los nuevos datos aportados en el presente trabajo, podemos considerar con ciertas reservas que estamos en presencia de una formación sedimentaria de edad Carbónico Superior (Pennsylvaniano), cuyo espesor consideramos no menor a los quinientos o seiscientos metros.

Los sedimentos responden a las características comunes provenientes de una sedimentación marina con estratificación paralela. El mar era poco profundo en la mayor parte de la zona y allí se depositaron sedimentos preferentemente costaneros que hoy constituyen las areniscas y cuarcitas de la formación. Las lutitas corresponderían, en cambio, a una zona de mayor profundidad y son a veces, como ya se ha manifestado, típicas de un ambiente de reducción.

El conglomerado encontrado en la Quebrada de los Moros y en el arroyo Mansa podemos considerarlo como un cambio de facies en la sedimentación, aunque el espesor de 70 u 80 metros ya mencionado nos coloca ante el interrogante de un posible conglomerado que separe el Missisippiano del Pennsylvaniano. Contribuyen a este criterio dos razones: la primera es que hemos encontrado los fósiles relacionados con el supuesto Pennsylvaniano por encima de este conglomerado y en segundo término el cambio de litología por debajo del mismo y la aparición de plantas encontradas por ARMANDO (1).

PÉRMICO

Intrusión granítica

La intrusión granítica ocupa la tercera parte de la zona relevada, encontrándose en su casi totalidad situada al E del Río Tunuyán, salvo una pequeña parte en las nacientes, sobre la margen derecha y la región ubicada al S del curso inferior del Río Palomares.

Pueden diferenciarse dos zonas de granito superficialmente separadas por los depósitos de la Formación Alto Río Tunuyán.

La primera está integrada por una cúpula satelítica situada al N de la región estudiada. Forma parte del Cordón de las Delicias, estando su altura máxima representada por el cerro CAM, que sobrepasa los 5.000 metros. Intruye las sedimentitas carbónicas y su contacto baja desde el citado cerro en dirección SW, hundiéndose con un ángulo de 45° en la margen izquierda del Río Tunuyán, ocupando ambos márgenes del mismo hasta la desembocadura del arroyo Plomo. El Carbónico aísla fuera de la zona, en la región correspondiente a la hoja 24b (Cerro Tupungato) a este cuerpo granítico. En la parte superior del arroyo Perdido fueron observadas dos apófisis graníticas de reducido tamaño que intruyen las sedimentitas carbónicas.

El segundo afloramiento ocupa mucho mayor extensión y tiene un ancho que oscila entre seis y diez kilómetros.

Su máximo desarrollo es en sentido N-S, constituyendo un alargado cuerpo que se extiende a través de toda la zona de estudio, formando el borde occidental del Cordón del Portillo.

Aparece al N en la margen izquierda del arroyo Negro, constituyendo el Cordón Colorado con una altura máxima de 5.505 metros y sigue aproximadamente la curva de nivel de 4.200 metros, intruyendo sedimentitas carbónicas, perdiendo hacia el W y S altura hasta los 3.500 metros en el arroyo Loma Blanca, arroyo Mansa y el arroyo de la Quebrada de los Moros. En esta última zona el borde oriental del afloramiento de granito, se presenta en contacto con el Proterozoico y la granodiorita situada en la vecindad del Portillo Argentino.

Se extiende hacia el oeste, ensanchándose e intruyendo las sedimentitas que constituyen la parte austral de la Formación Alto Río Tunuyán.

Al prolongarse hacia el S el granito intruye a la granodiorita que forma ambos márgenes del Río Tunuyán, mientras que sobre él se depositan en su borde occidental los conglomerados de base del Saldeño.

Litología: El granito que observamos dentro de la zona de estudio

es parte de un gran batolito que constituye con otras formaciones la llamada Cordillera Frontal.

Macrocópicamente es una roca granosa de color rosado a rojizo, de grano mediano en general, aunque cerca de los contactos con las sedimentitas carbónicas tiende ocasionalmente, a tener hábito porfírico, sobre todo en la parte S de la zona. Otras veces es de grano muy fino y homogéneo, representando un borde de enfriamiento.

En general presenta cristales grandes de cuarzo transparente y brillo vítreo, feldespatos tabulares que le otorgan un tono rosado y biotita en laminillas pequeñas.

Al microscopio se presenta como una roca granosa hipautomórfica con grandes individuos de cuarzo y feldespato potásico, este último bastante alterado y algo de plagioclasa ácida, también alterada. Las laminillas de biotita más pequeñas en tamaño suelen mostrar procesos de cloritización. Son comunes también los granos de feldespato potásico perfitico.

Los cristales de plagioclasa están bastante alterados, en sericita, pero son en dimensiones y tamaño, menores que los de feldespato potásico y cuarzo. También suelen verse cristales de zircón.

Diques: Tanto de la cúpula satelítica del Cordón de las Delicias como de la facies granítica del afloramiento de mayor desarrollo, se desprenden numerosos diques que presentan variadas características según las zonas.

El contacto intrusivo que se extiende entre el arroyo San Juan y el arroyo Plomo muestra numerosos diques discordantes, de grano muy fino aplítico que intruyen las sedimentitas del Carbónico.

Dichos diques tienen un espesor que varía entre los veinte y cuarenta centímetros y su longitud oscila entre dos y cuatro metros. Se trata de una roca aplítica constituida por un agregado de cristales de cuarzo, algo de feldespato alterado y plagioclasa muy escasa de composición aproximadamente oligoclásica. Si bien la temperatura de los diques aplíticos no era muy elevada en el momento de la intrusión, se observa a veces en las areniscas que están en contacto con ellos, un incipiente termometamorfismo, que se manifiesta por la presencia de sericita en la matriz de la arenisca, debido, posiblemente, a recristalización.

En la margen derecha del arroyo Loma Blanca, se ven dos diques de mayor potencia (entre uno y tres metros), que intruyen las areniscas y ortocuarcitas en una extensión de 50 a 60 metros aproximadamente.

Son muy cuarzosos, de grano más bien grueso, comunicándole los cristales de cuarzo un color blanco.

Vuelven a observarse diques semejantes en ambas márgenes del arroyo Mansa, pero el espesor en este caso alcanza, cerca del cuerpo granítico, hasta cinco metros y la extensión a la vista es de unos 160 a 200 metros. Estos diques están formados casi exclusivamente por cuarzo, no presentando minerales máficos; suele verse algo de feldespato, pero muy escaso.

De la quebrada de los Moros sale un gran dique, también cuarzoso, que adquiere en parte el aspecto de una sillexita y que cerca del Refugio Militar Real de la Cruz, se diferencia en un pórfiro granítico, atravesando el arroyo de la Olla y estando sus manifestaciones más occidentales, quinientos metros al N del citado Refugio Militar. Tiene un desarrollo algo mayor a los 3 kilómetros y un ancho que varía entre 10 y 40 metros.

Posee piritita en cantidad más o menos abundante, cuya meteorización le dá, observando el dique a la distancia, un tono amarillento, resaltando más por intruir areniscas y lutitas carbónicas de color negro.

En la quebrada de la Pirca un pórfiro granítico de grano fino, intruye las cuarcitas carbónicas. Al microscopio muestra una pasta microgranosa formada casi exclusivamente por cuarzo. Los fenocristales de feldespato están muy alterados. Presenta también este pórfiro un mineral ferromagnésico no identificado, alterado en calcita, junto con cuarzo secundario. Suele observarse también cubos de piritita e impregnaciones de limonita.

Relaciones: Se encuentra el granito dentro de la zona de estudio relacionado con el complejo metamórfico, con la granodiorita y las sedimentitas carbónicas, apoyándose sobre él la Formación Saldeño, de probable edad Cretácico superior.

Con el complejo metamórfico y con la granodiorita, ya han sido referidas las relaciones en su oportunidad.

Respecto a las sedimentitas carbónicas, el granito las ha intruído discordantemente, constituyendo un cuerpo evidentemente apotectónico.

La temperatura a la que se produjo la intrusión del cuerpo granítico debe haber sido relativamente baja, ya que el metamorfismo de contacto fué incipiente en la mayor parte de la zona, por lo que las áreas supuestamente hornfelsizadas son mucho más reducidas en realidad, de lo que se había señalado erróneamente hasta ahora.

La zona aparentemente más afectada por el emplazamiento del plutón es la situada en la margen derecha de las nacientes del arroyo Negro. Allí hemos encontrado una limolita que pasó a hornfels, por acción de la temperatura de intrusión.

En otras zonas, como cerca del arroyo San Juan y arroyo de la Pirca, también se ha podido apreciar efectos restringidos de acción térmica.

Dichos efectos, que atribuimos a la intrusión, se describieron en la parte de litología correspondiente a la Formación Alto Río Tunuyán y son, como se ha visto, poco estables.

Antecedentes y conclusiones

STAPPENBECK (21) le asigna al granito edad triásica en su trabajo sobre la precordillera de San Juan y Mendoza.

GROEBER (10) habla de “una serie porfirítica Suprapérmica hasta infratriásica...”, ...“a ella pertenecen los pórfidos cuarcíferos y granitos del Río Blanco, Tupungato, Mendoza (entre Puente del Inca y Uspallata) ...” ...“su límite occidental debe coincidir más o menos con el límite con Chile”, etc.

En 1951 (11) este mismo autor, al describir las Hojas Marmolejo, Aconcagua y la Ramada, hace la descripción de un perfil de la Cordillera Frontal y distingue: “a) por micacitas, a menudo gneissificadas; proterozoicas; b) pizarras con areniscas cuarcíticas con escasos restos de plantas antracólicas con intrusiones de diorita (cuarcíferas); Porfiritas y pórfiros cuarcíferos dispuestos discordantemente sobre a) y b) carnenses; d) granito rojo igualmente carnense que ha penetrado en a), b) y c) más algún leucocrático derivado de d).

Pero en 1952 (11 bis), al escribir su trabajo sobre Mesozoico, llega a la conclusión de que este granito es carbónico y afirma que ha hornfelsizado las lutitas del Carbónico por él citadas en el trabajo de Alta Cordillera.

ROSSI (20) dice que: “La intrusión granítica de Cacheuta está radicada en el Triásico superior, muy probablemente en la parte más inferior de este período”.

Por lo expuesto podemos observar que las opiniones son dispares debido a la falta de datos concretos en el terreno.

Es de señalar, como dato interesante, que también en amplias comarcas de la Patagonia extraandina SUERO localizó una importante intrusión granítica emplazada en el Sistema de Tepuel (Carbónico) y en la Serie de Nueva Lubecka (Pérmico inferior), cuyos rodados y bloques abundan en la base del Liásico. En Santa Cruz, el granito in-

truye al Pérmico, pero no al Triásico documentado en El Tranquilo.

De acuerdo, entonces, con lo visto en la restringida zona de estudio, sólo podemos afirmar que el granito se implantó muy posiblemente poco tiempo después de finalizar la sedimentación que atribuimos al Carbónico superior en la zona, quizás durante la fase Saálica, o, como dice Polanski con mayor amplitud, Tardío-Variscico.

Los datos y relaciones no nos permiten una apreciación más exacta. La relación con el considerado Pennsylvaniano tendría mayor exactitud, en caso de que se pudiera comprobar fehacientemente que la diorita cuarcífera que cita GROEBER, equivale a la granodiorita que tenemos en la zona, pues con ello tendríamos la absoluta certeza de que el granito es post-carbónico, que es, por otra parte, lo que afirma la mayoría de los autores.

Los diques ácidos de aplita, pórfiro granítico, etc., muestran en el campo una diferenciación muy gradual a medida que nos acercamos al cuerpo granítico, de tal forma que no lo podemos diferenciar de este último.

Por ese motivo creemos que se han implantado en forma coetánea con la intrusión del batolito granítico o más bien en el período final de dicha intrusión, por lo que corresponden, según nuestro criterio, al mismo ciclo.

Cretácico Superior? Formación Saldeño

Se encuentra esta Formación al W del Río Tunuyán, limitándola al N el Mesón San Juan, al S el granito pérmico y los sedimentos terciarios equivalentes a Agua de la Piedra, al E los sedimentos carbónicos y al W los sedimentos correspondientes al Terciario, que equiparamos con Pircala-Coihue-Co, y en parte con las efusiones del Cordón de Contreras.

De su litología podemos decir que estos estratos comienzan con un conglomerado basal, descrito por TRÜMPY (26), que apoya sobre los sedimentos carbónicos por medio de una discordancia.

Se trata de un conglomerado polimítico constituido por clastos que oscilan entre 1 y 5 cm, formados en su mayor parte por cuarzo, micacitas, cuarcitas, lutitas y, sobre todo, por riolitas y pórfidos graníticos que se encuentran en una matriz arenoso-tobácea.

Su potencia oscila alrededor de los 80 m, pasando hacia arriba a estratos arenoso-arcillosos, con algunas intercalaciones tobáceas.

En la parte superior de la formación aumenta el contenido de mate-

rial calcáreo en la matriz, lo que produce mayor cementación y, como consecuencia, mayor consistencia en el sedimento.

Hacia la parte alta de la formación encontramos calizas, calizas oolíticas y calizas silicificadas, pasando estas últimas, en muchos casos, a verdaderas ftanitas al aumentar considerablemente la cantidad de sílice. Esta parte alcanza un espesor de 150 a 200 m aproximadamente.

Por encima se encuentran estratos, de poco espesor, de tobas y margas que poseen lentes de yeso fibroso con cierta frecuencia.

Suelen encontrarse dentro de areniscas rellenos de brea seguramente alóctona.

En general, podemos decir que el espesor de esta formación no debe sobrepasar los 500 m, siendo sus colores más comunes el verde, amarillento y pardo, en matices claros.

Lamentablemente la búsqueda de fósiles resultó infructuosa, pero sabemos que TRÜMPY manifestó haber encontrado algunos, sin especificar de qué géneros o especies se trataba.

POLANSKI cita el hallazgo de probables algas superiores, parecidas a *Gimnosolen saltensis* Frenguelli y otras al *Rocalites* de Ihering. En cuanto a vida animal, encontró moldes de *Lithodomus* sp.

Antecedentes y conclusiones

TRÜMPY (26) atribuyó estos sedimentos al Cretácico alto. PASCUAL (15) y ARMANDO (1) le asignaron con reservas igual edad. GROEBER (31), en cambio, atribuye a los sedimentos que se encuentran por encima del conglomerado edad terciaria inferior, correlacionándolas con Pircala-Coihue-Co, afirmando que BAULIES comparte esa asignación de edades.

POLANSKI (17) vuelve al concepto de TRÜMPY, dándole a los sedimentos probable edad cretácica alta, designándolos con el nombre de Formación Saldeño.

Debido a la falta de documentación paleontológica, sólo podemos establecer una relación en base a su litología y a la de los sedimentos que referimos al Terciario inferior que se relacionan con ellos. Por tal motivo nos inclinamos a pensar que la Formación Saldeño tiene aparentemente mayor semejanza con el Malalhueño (Rocanense), como ya lo manifestara TRÜMPY.

Por otra parte, los sedimentos correspondientes al Terciario inferior, como veremos más adelante, son litológicamente semejantes a Pircala-Coihue-Co, según se desprende de la descripción de CRIADO ROQUE (3). De acuerdo a esto consideramos que en la zona de estudio es posible

que se encuentren, aunque con mucho menor desarrollo, los sedimentos pertenecientes al Cretácico alto y Terciario inferior, descriptos por CRIADO ROQUE, BOEHM, GROEBER, WICHMANN y otros autores en la parte austral de Mendoza, desde el Diamante al S.

SEDIMENTOS DEL TERCIARIO

Estos sedimentos tienen dentro de la zona estudiada muy poco desarrollo y, al igual que los correspondientes a la Formación Saldeño, fueron tratados con mayor intensidad en el trabajo de POLANSKI (17).

Fueron distinguidas dos partes en estos sedimentos, de acuerdo a la litología descripta por CRIADO ROQUE para el Terciario del S de Mendoza. La primera correspondería a los sedimentos que el autor citado llama Pircala y Coihue-Co y la segunda a Agua de la Piedra.

El supuesto Pircala-Coihue-Co (Paleoceno y Eoceno inferior y medio) comienza con sedimentos arenosos y arenosos margosos no bien estratificados, que estarían en pseudo concordancia sobre el Saldeño. El cemento es arcilloso calcáreo y los colores del sedimento varían desde gris a violáceo. Continúan hacia arriba paquetes arcillosos que suelen presentar geodas de calcedonia y que, según CRIADO ROQUE, se encuentran en sus Estratos de Pircala.

Por encima hay areniscas más margosas, con intercalaciones de lentes de arcilla, cuyo conjunto se presenta en tonos claros desde amarillento a verde nilo.

El conjunto alcanza un espesor aproximado a los 350 m, aunque es difícil la determinación, dado lo dislocado de estos sedimentos.

Por encima se encuentra un paquete sedimentario de unos 2 m de espesor que equiparamos a los Rodados Lustrosos que se apoyan en discordancia sobre los sedimentos anteriores y cuya parte superior está cubierta por los aglomerados y efusiones del Cordón de Contreras.

En la parte S de la zona de estudio se encuentran los sedimentos que equiparamos con Agua de la Piedra (Oligoceno), constituídos por un conglomerado cuyos rodados tienen dimensiones variables y están dentro de una matriz arenosa tobácea.

Está este conglomerado en contacto con Pircala y Coihue-Co por medio de una discordancia; con el Saldeño el contacto, en parte, es difícil de reconocer debido a que hay restos de una morena que lo está cubriendo. Hacia el E el contacto se produce por medio de una falla inversa que delimita una escama de sobreescurrimiento correspondiente al conglomerado.

Debido a la carencia de argumentos paleontológicos que definan la edad eficientemente, nuestra ubicación en la escala cronológica debe tomarse con reservas.

PLEISTOCENO

Durante el Pleistoceno tuvieron lugar en la zona tres glaciaciones, que dejaron sus depósitos en distintas alturas.

En el mapa no se marcaron dichos depósitos con el objeto de no hacerlo demasiado engorroso, ya que las morenas están cubriendo una extensión considerable de la zona de estudio.

Por otra parte, las glaciaciones las referiremos simplemente a la zona de trabajo, ya que se ha realizado un estudio muy somero, sin datos suficientes como para hacer correlaciones precisas, que requerirían mayor tiempo del que hemos dispuesto.

El primer englazamiento de la zona dejó sus depósitos en Loma de la Ladera, Cordón de las Delicias y Loma Blanca. Dichas morenas se encuentran alineadas en dirección aproximada N-S, por encima de los 3.500 m de altura.

Muy posiblemente el englazamiento del Cordón del Portillo, constituido por las alturas mayores, originó lenguas glaciares que bajando hacia el W, depositaron la que consideramos morena frontal de Loma Blanca.

En cambio el englazamiento del cerro CAM, cerro Jorge y Mesón San Juan dejaron las morenas que en Loma de la Ladera y el Cordón de las Delicias consideramos laterales.

El segundo englazamiento de la zona originó depósitos morénicos entre los 3.000 y 3.500 m de altura, alineados en forma semejante a los anteriores.

Suponemos que en Loma de la Ladera y en la parte W de Loma Blanca, dichos depósitos son característicos de morenas laterales. En cambio, al E de Loma Blanca sospechamos un depósito de morena frontal proveniente del englazamiento del Cordón del Portillo, sin descartar la posibilidad de que pueda ser un depósito morénico de retroceso.

De la tercera glaciación de la zona quedan únicamente depósitos morénicos de retroceso, situados más o menos a igual altura que los niveles de los ríos actuales, de manera que la red de drenaje que vemos quedó definida desde esa época. Dichos depósitos se distinguen claramente en el Río Tunuyán, cerca del Refugio y en las proximi-

dades del arroyo San Juan y arroyo Plomo, así como cerca de las nacientes de los arroyos Mansa y Loma Blanca.

Los dos arroyos situados al SE del Refugio Militar Real de la Cruz, que desembocan en el Río Tunuyán, tienen morenas de retroceso que corresponden por lo menos al 2do. y 3er. englazamiento de la zona.

Tenemos morenas recientes en las nacientes del Río Tunuyán, arroyo Loma Blanca, arroyo Plomo y arroyo San Juan.

La lengua glaciaria del Río Tunuyán merece una mención aparte, ya que es un típico glaciar andino cubierto, según la clasificación de POLANSKI. En la parte final de dicha lengua se ve material detrítico en una extensión de 4 a 5 km. Dicho material protege al glaciar, regulando la fusión de la lengua con los beneficios consiguientes.

El campo de neviza colectivo de este glaciar abarca una extensa superficie, que desde el Mesón San Juan va hasta el cerro Tupungato y origina entre otros al Río Miranda, arroyo San Juan, arroyo Plomo, etc.

En esta época se produce también el vulcanismo basáltico y liparítico, que se tratará en la descripción de todo el vulcanismo de la zona, así como la descripción de la mofeta fría situada en la margen derecha del Río Palomares.

VULCANISMO

Pertenecen a este vulcanismo tres ciclos efusivos, que ubicamos en el Eoceno, Plioceno y Cuartario superior, aunque existe un cuarto, que podemos ubicar en el Cuartario más reciente o post-glacial.

El hecho más saliente en los primeros ciclos, como ya lo manifestara PASCUAL (15) para el Cordón de Contreras, es: "... características intermedias entre un basalto y una andesita. Este es un carácter que vamos a observar en todas las rocas efusivas de la región".

Primer ciclo: Este ciclo corresponde al Eoceno (Mollelitense de Groeber), formado por dos tipos de andesita; una de ellas oscura, melanoandesita y la otra más clara.

La melanoandesita es hornblendífera y augítica, con fenocristales de plagioclasa (labradorita). La pasta está formada también por tablillas de plagioclasa básica y mesostasis oscura indiscriminada.

La otra andesita es de composición similar, pero más clara; la plagioclasa es andesina, los fenocristales de hornblenda son más numerosos.

Estas efusiones ocupan la parte baja del Mesón San Juan, y posible-

mente, dos o tres pequeños conos que perforan el Saldeño al W de Loma de la Ladera, pertenezcan en parte a esta efusión.

Los conglomerados y aglomerados del Cordón de Contreras los consideramos dentro de este ciclo. Su composición es similar a la de las andesitas descritas precedentemente y en parte mandan diques, que afectan los sedimentos que hemos considerado correspondientes a Pir-cala-Coihue-Co.

Segundo ciclo: Las efusiones correspondientes a este ciclo las ubicamos en el Plioceno Huincanlitense de Groeber) y están constituídas por afloramientos que por ser reducidos no han sido mapeados.

En la margen derecha del arroyo Negro, por encima de los 4.000 m, al SW del arroyo Perdido, tenemos una efusión producida posiblemente a través de una zona de debilidad en el Carbónico. Se trata de una andesita hornblendífera con fenocristales de plagioclasa (andesina) e inclusiones de apatita y algo de magnetita.

En la margen izquierda del arroyo Negro, una andesita de composición similar forma un neck entre el contacto de granito y Carbónico, a 4.000 m de altura.

Hay un dique de pórfiro andesítico a 3.500 m sobre la margen izquierda del Río Tunuyán, 5 km al N de la desembocadura del arroyo Negro. Dicho pórfiro andesítico posee fenocristales de plagioclasa bastante alterada en calcita. Presenta fenocristales de biotita, con frecuencia cloritizada, reconociéndose en algunos casos penninita; otras veces pueden verse estructuras poiquilíticas en la biotita. La pasta intergranular tiene agregados de calcita, formados posiblemente por alteración de las microcristales de plagioclasa.

La parte alta del Mesón San Juan, que no entra en el mapa adjunto, está constituída por sucesivas coladas de basalto y rocas mesosilíceas que corresponden a este ciclo efusivo plioceno. Pero es de destacar que prevalece netamente el material basáltico sobre el mesosilíceo, estando por encima de los 4.500 m de altura el Mesón San Juan, cubierto por un gran campo de neviza.

Tercer ciclo: Pertenecen a este ciclo, que ubicamos en el Cuartario superior, tres pequeños focos volcánicos que se encuentran alineados a lo largo de la fractura intermedia que marcamos en el Saldeño, al S del Río Palomares. La roca del mayor de ellos presenta una típica disyunción columnar.

A este ciclo también corresponde una pequeña efusión basáltica que se encuentra cerca de las nacientes del arroyo Mansa, cubierta por la morena correspondiente a la tercera glaciación de la zona.

Cuarto ciclo: Corresponde a este ciclo un pequeño cono volcánico situado en las nacientes del arroyo El Volcán, a 4.300 m de altura. Dicho cono está compuesto por tobas y cenizas bastante estratificadas, con inclinaciones hacia el N y S, a ambos lados del resto de la chimenea que se ve en posición vertical.

Este volcán es muy joven, posterior a la última glaciación de la zona, y los materiales provenientes de él se encuentran a lo largo del arroyo El Volcán, formando parte de una pequeña terraza depositada por el Río Tunuyán en su margen izquierda. Predomina una roca piroclástica de color blanco con bombas y lapillis, mostrando laminitas de biotita al observarla macroscópicamente. Al microscopio dicha roca presenta cristales de albita-oligoclasa difíciles de reconocer y también biotita, en una base de índice cercano a 1,50, que sugiere una composición posiblemente liparítica.

Como fenómeno de vulcanismo póstumo, relacionado con el basalto, consideramos la fumarola fría llamada Salinilla, que se encuentra en una zona de sedimentitas carbónicas, margen derecha del Río Palomares, a 2.900 m de altura.

Como consecuencia se ha depositado travertino y aún brota agua con sales, principalmente cloruro de sodio, que al filtrarse en pequeñas cavernas dejan estalactitas y estalagmitas de dichas sales. También se ve algo de óxido de Fe.

Se trata, entonces, de una mofeta fría salino-ferruginosa-gaseosa pues del agua se ven desprender burbujas continuamente, que son posiblemente de CO₂.

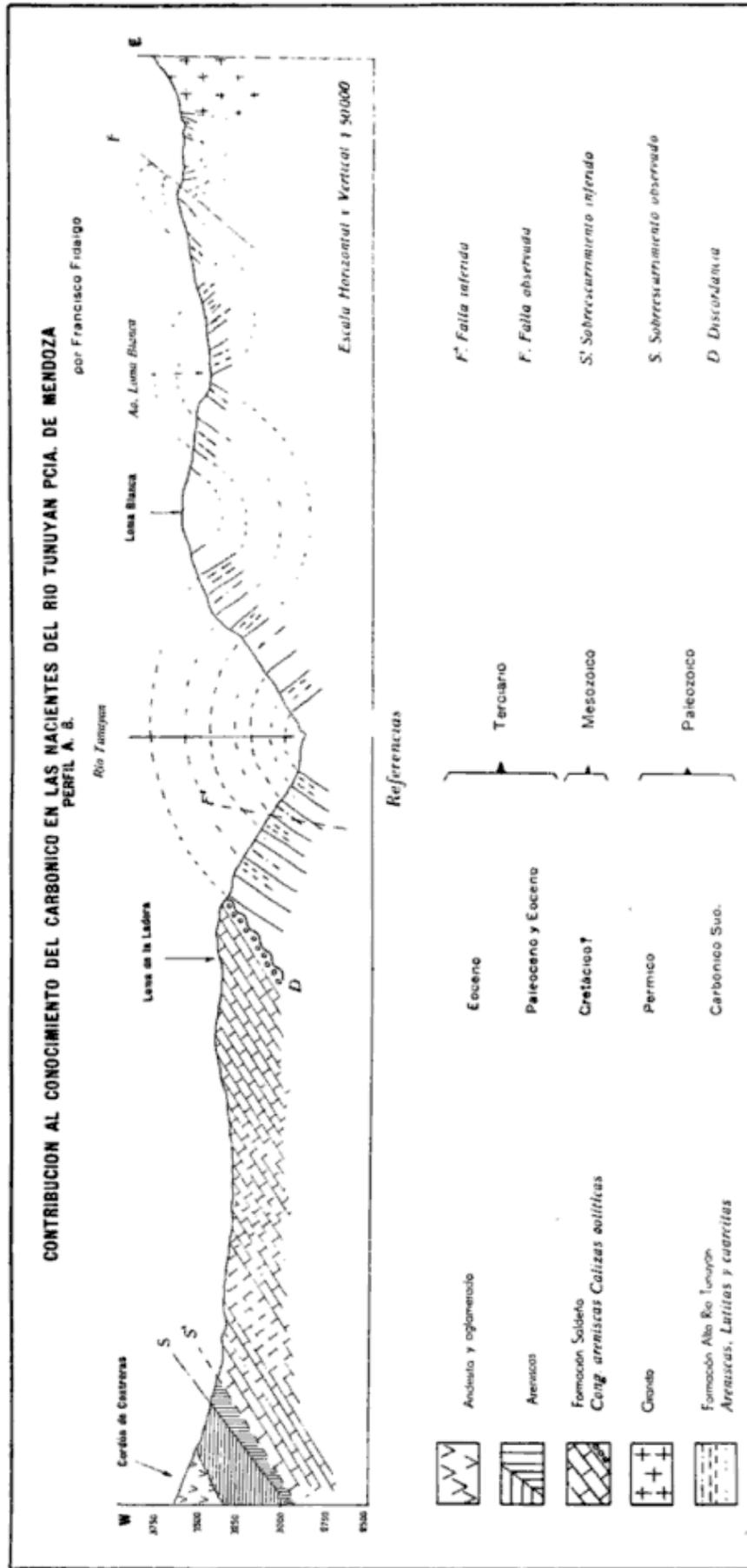
TECTÓNICA

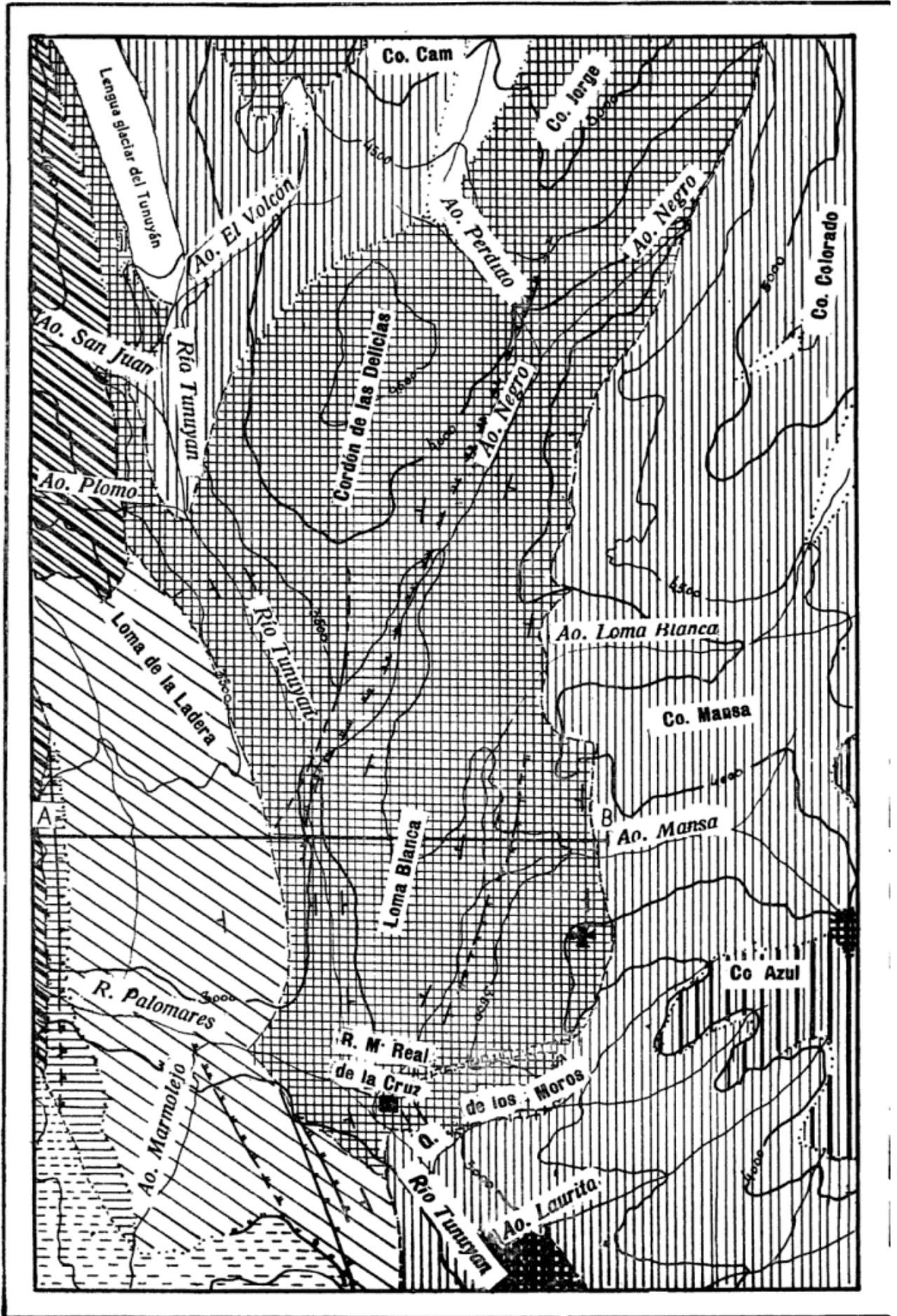
Las estructuras que se observan en la zona son el producto de los distintos movimientos que tuvieron efecto desde el Proterozoico hasta la actualidad, haciendo de ella una región de tectónica fuerte y, en lo que se refiere a la Cordillera Principal, bastante complicada.

El perfil que acompaña al presente trabajo es general y esquemático, al solo efecto de aclarar la interpretación tectónica que hacemos de la zona.

Todos estos movimientos han producido una orientación general N-S de las estructuras, con variaciones que oscilan entre N 10° E a N 10° W.

Las distintas formaciones diferenciadas, han reaccionado frente a los movimientos, según la naturaleza de las unidades rocosas que las integran.



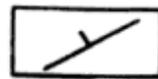


CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DEL CARBONICO EN LAS NACIENTES DEL RIO TUNUYAN

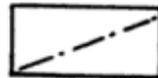
por Francisco Fidalgo
Referencias

A B
Perfil

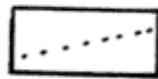
Escala 1:100000



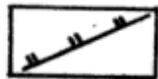
Rumbo e inclinación



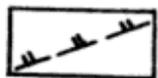
Contacto observado



Contacto inferido



Falla observada



Falla inferida



Localidad fosilífera



Campos de neviza



Conglomerado



Andesita basalto y aglomerado



Areniscas y Conglomerados



Formación Saldeño



Granito, Riolita y Pórfiro granítico



Formación Alto Río Tunuyán



Granodiorita



Complejo metamórfico

Oligoceno

Eoceno

Paleo. y Eoceno

Cretácico?

Permico

Carbónico Sup.

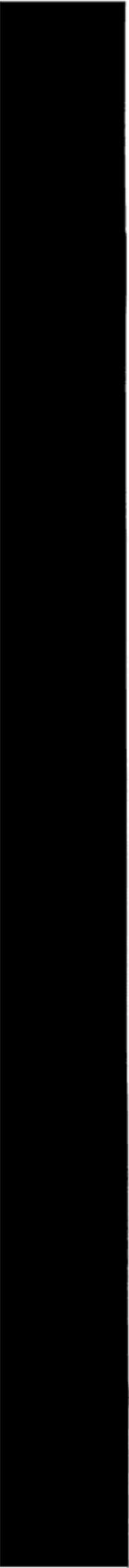
} Actual

} Terciario

} Mesozoico

} Paleozoico

} Proterozoico



Los sedimentos pelíticos del Proterozoico pasaron a constituir los esquistos micáceos que vemos en la actualidad en la zona, como producto de una facies de metamorfismo de alto grado.

Las sedimentitas carbónicas constituyen pliegues concéntricos bien marcados y, en algunos casos, fracturas.

El granito muestra diaclasamiento cuyo estudio puede resultar interesante, pero el escaso tiempo disponible y lo difícil del acceso impidió realizarlo con el detalle que es necesario.

Los conglomerados, areniscas, tobas silicificadas y ftanitas del supuesto Cretácico presentan en algunos casos muy aislados insinuaciones de plegamientos, pero el rasgo fundamental en estas sedimentitas y en las correspondientes al Terciario lo constituyen las imbricaciones que se produjeron entre ellas como consecuencia de fracturas inversas.

La zona de estudio está ubicada en sus dos terceras partes dentro de lo que conocemos como Cordillera Frontal y el resto dentro del ambiente de la Cordillera Principal, por lo que podemos relacionar y diferenciar perfectamente dos estructuras bien definidas, correspondientes a cada uno de los ambientes citados; en la primera las sedimentitas esencialmente se pliegan; en la segunda se imbrican.

Pasemos ahora a describir los efectos tectónicos observados en cada una de las formaciones y el orden cronológico de los diastrofismos responsables:

1. Es evidente que el primero de los movimientos debe haber sido el que actuó sobre los sedimentos pelíticos del Proterozoico. Estos fueron fuertemente plegados, y debido a la profundidad y en parte a la temperatura, hubo acción metamórfica de grado bastante alto en la facies de anfibolita, subfacies sillimanita-almandino.

Como ya lo hemos referido, no se han podido realizar observaciones directas debido a la altura e inaccesibilidad, por lo que nada podemos agregar sobre los efectos producidos por estos movimientos del Proterozoico. Sólo podemos decir que en el "roof pendant" encontrado en la quebrada de los Moros pudimos medir rumbo $N 80^\circ W$ y buzamiento de 30° al W constante, en los esquistos micáceos que lo componen.

2. Más tarde se produjeron los movimientos que afectaron al Carbónico, plegándolo con bastante intensidad y fracturándolo.

En general la estructura de la Formación Alto Río Tunuyán se presenta con un rumbo dominante $N 30^\circ E$ a $N-S$. Dicho rumbo varía a veces en zonas cercanas a los contactos con el granito, debido al efecto de la intrusión.

Otras veces, en cambio, se presenta con rumbo variable entre $N 5^{\circ} W$ y $N 20^{\circ} W$, como sucede en las nacientes del Río Tunuyán y en la zona de los alrededores del Refugio Militar Real de la Cruz.

Las sedimentitas que rodean al Río Tunuyán en sus nacientes tienen un rumbo $N 50^{\circ} W$ hasta $N 30^{\circ} W$. Es la zona que se encuentra al N de la desembocadura del arroyo Negro. A su vez las inclinaciones van de los 70 a 80° cerca del citado arroyo, hasta 30 a 40° en las vecindades de la lengua glaciaria, siendo las mismas hacia el E o el W, según estemos en la margen izquierda o derecha, respectivamente, del río Tunuyán.

Los datos precedentes nos indican que estamos en presencia de un anticlinal con rumbo $N30^{\circ}W$, cuya cresta ha sido erosionada por el río.

En las inmediaciones del Refugio Militar citado fueron hechas numerosas mediciones que a continuación detallaremos.

Unos trescientos metros al N de la desembocadura del río Palomares, las areniscas y ortocuarcitas tienen un rumbo $N 70^{\circ} E$ y buzamiento de $75^{\circ} NW$.

En la margen izquierda del río Tunuyán, quinientos metros al N del refugio, las ortocuarcitas tienen un rumbo $N 75^{\circ} W$ y una inclinación de $70^{\circ} NE$, variando el mismo si seguimos un kilómetro hacia el N, rumbo $N 30^{\circ} E$.

Al S del refugio, en la desembocadura del arroyo Quebrada de los Moros, las lutitas y ortocuarcitas muestran un rumbo $N 60^{\circ} W$ e inclinaciones que varían hacia el E entre 30 y 60° .

Por último, en la quebrada de la Pirca, margen derecha del río Tunuyán, hemos medido un rumbo $N 20^{\circ} W$ e inclinaciones que varían entre los 30 y $45^{\circ} W$.

Estas observaciones, realizadas en la vecindad del Refugio Militar Real de la Cruz, nos han puesto en presencia del extremo de un anticlinal que tiene un rumbo general $N 30^{\circ} W$ y que constituye probablemente la raíz del mismo. Para mayor claridad referiremos esto al extremo N de un anticlinal, cuyo "plunge" es hacia el N-NW y que fué cortado en su parte S por la intrusión granítica.

Las dos estructuras descriptas precedentemente nos demuestran un rumbo semejante, pero que a su vez es distinto al rumbo general del resto de los sedimentos carbónicos, que a continuación describiremos.

En ambas márgenes del Río Tunuyán, tres kilómetros aguas arriba del Refugio Militar, las mediciones efectuadas nos dieron un rumbo que oscila entre N-S y $N 30^{\circ} E$.

Dichas observaciones se mantienen constantes hasta entrar al arroyo Negro, y remontando el mismo encontramos un rumbo N-S, con inclinación de 80° E en la margen izquierda, mientras que en la margen derecha, a pocos metros de dicha observación, se ve el núcleo de un anticlinal, estando los estratos allí casi verticales.

El resto de las observaciones a lo largo de este arroyo nos colocan en presencia de un anticlinal con un rumbo general N 10° E y que constituye evidentemente el anticlinal más extenso de la zona, ya que se extiende desde el cerro Jorge hasta la quebrada de la Pirca. Dicho anticlinal muestra estar fallado a lo largo de un plano cercano al axial, con una inclinación de 70° NW y cuyas evidencias las he encontrado en la margen izquierda del arroyo Perdido, así como a 3.300 m de altura, cerca del lecho del arroyo Negro. Vuelve a evidenciarse esta falla entre los 2.900 y 3.000 metros de altura, en la margen derecha del río Tunuyán, tres kilómetros al N de la desembocadura del río Palomares.

A este anticlinal le sucede, hacia el E, un sinclinal que está cubierto por los sedimentos modernos, especialmente morenas, que constituyen la Loma Blanca.

Su rumbo es en general semejante al del anticlinal del arroyo Negro, correspondiendo la margen derecha del arroyo Loma Blanca al ala E de dicho sinclinal o al ala W del anticlinal de Loma Blanca.

Aguas arriba de este último arroyo, a doscientos metros de su desembocadura en el Mansa, se observa un anticlinal asimétrico típico. El rumbo es N-S, pero la inclinación del ala W es de 70 a 75° W, mientras que el ala E buza 40 a 45° hacia el este.

Este anticlinal se continúa hacia el S, siendo erosionado en su trayecto por el arroyo de la Olla, que posee un típico valle anticlinal.

Hacia el E sigue un sinclinal más estrecho y luego un anticlinal de rumbo N 10° E, que se prolonga también hacia el S en la margen izquierda del arroyo Mansa. Las alas de este anticlinal tienen inclinación muy pronunciada cerca del núcleo, 70 a 80° , estando evidentemente fallado en la zona vecina a su plano axial.

Este anticlinal pasa, aguas arriba del arroyo Mansa, a un sinclinal cuya ala oriental presenta pequeñas variaciones en su rumbo, producidas por la intrusión del granito.

El anticlinal fallado descrito en último caso presenta en su parte superior estratos que aparentan haber sido sobre-escurridos por encima de él, pero no podemos dar fe de mucha exactitud a esta observa-

ción, ya que los afloramientos se encuentran cubiertos por material de derrumbe.

Los sedimentos supracarbónicos fueron plegados entonces con intensidad bastante pronunciada y fallados en varias zonas.

En el extremo S del Cordón de las Delicias, donde el arroyo Negro desemboca en el río Tunuyán, los anticlinales atravesados por cada uno de los dos cursos de agua mencionados, han sido empujados uno contra otro, de tal manera que no aparece a la vista el sinclinal que tendría que haber entre ambos. Los flancos que se tocan de ambos anticlinales aparentan tener fallas de alivio.

A esa misma altura se observa en la barranca de la margen derecha del río Tunuyán una falla que es prolongación de la que inferimos entre estos dos anticlinales que estamos tratando.

En resumen podemos decir que la faja con afloramientos de la Formación Alto Río Tunuyán presenta en lo esencial tres anticlinales con sus correspondientes sinclinales, que tienen un rumbo dominante de N 10° E.

El anticlinal de las nacientes del río Tunuyán y el extremo anticlinal de los alrededores del Refugio Militar, en cambio tienen un rumbo dominante N 30° W.

Debido a esta variación en los rumbos es que consideramos probable la existencia de un fenómeno que SUESS llamó virgación, por cuanto discrepan en el terreno los rumbos dominantes de los pliegues hacia el NNE y al NNW, a ambos lados del Cordón de las Delicias, sucediendo lo mismo en las vecindades del Refugio Militar Real de la Cruz.

Por último, debemos destacar que la totalidad de las estructuras Carbónicas son asimétricas, hasta volcadas hacia el naciente.

POLANSKI (17) ha realizado un trabajo detallado sobre la tectónica de la Cordillera Principal, por lo que creo innecesario hablar sobre el particular, ya que, por otra parte, no es el objeto del presente trabajo.

De lo expuesto se infiere que las distintas formaciones se presentan en fajas, cuyo rasgo estructural más destacado es su rumbo, generalmente N-S, con variaciones de N 10° W a N 10° E. En general, dichas fajas se pueden seguir con cierta frecuencia y es de destacar, por lo tanto, la alineación evidente en la estructura general de la zona.

La intrusión granítica ha producido el levantamiento de las sedimentitas carbónicas que se observa en forma nítida en la margen derecha y sobre todo en la izquierda del arroyo Mansa, donde también se ve claramente que es discordante.

Ascendiendo por el contacto del granito con el Carbónico, en la quebrada de los Moros, se ven también diaclasas longitudinales en un ancho que oscila entre 30 y 50 centímetros, fenómeno que no se ve en otros contactos observados. Allí también se ve que las lutitas se han colocado más o menos paralelas al contacto, pero es algo completamente local.

Resumiendo podemos decir que los movimientos que datamos en el Proterozoico produjeron sobre los sedimentos pelíticos un metamorfismo de alto grado, que dió como resultado los esquistos micáceos de la zona, correspondientes a una facies de anfibolita, subfacies sillimanita-almandino.

Los movimientos que plegaron los sedimentos carbónicos comenzaron probablemente al finalizar dicho ciclo sedimentario. Debido a la ausencia de sedimentos pérmicos, no podemos más que inferir el lapso en que pueden ser referidos, quizás al Appalachiano, al final del Carbónico o a principios del Pérmico.

De la intrusión granítica diremos que se produjo posiblemente en forma coetánea con los movimientos Saálicos, siendo desde ese momento la Cordillera Frontal un área eminentemente positiva. De estos movimientos no tenemos evidencias fehacientes para su cronología, por lo que ciclo Tardío-Variscico, según el término utilizado últimamente por POLANSKI, es más aceptable.

Luego las formaciones estudiadas soportaron nuevos movimientos, que sucedieron durante el Terciario.

Los sobreescurrecimientos, que constituyen la característica esencial estructural de la Cordillera Principal en esta región, son ubicados por POLANSKI en la Tercera Fase del Segundo Movimiento.

Luego durante el Plioceno y a principios del Cuartario hubo ascensos epirogénicos en bloque, que llevaron a la Cordillera Frontal y Principal a las alturas que vemos en la actualidad.

De dichos movimientos podemos considerar como una prueba la altura a que se encuentra la morena que corresponde a la primera glaciación de la zona, que está por encima de los 3.200 metros s. n. m. Si tenemos en cuenta que las alturas menores de la zona, como ya lo citáramos precedentemente, son del orden de los 2.800 metros s. n. m., en el valle del Río Tunuyán, a la altura del Real de la Cruz, llegaríamos a la comprobación de que existen cuatrocientos metros de profundización con respecto al nivel del valle actual. Dicha erosión, producida entre la finalización del primer ciclo glacial de la zona y la actualidad, debe haberse visto favorecida por los levantamientos epirogénicos en bloque, que tuvieron efecto a lo largo del Cuartario.

BIBLIOGRAFIA

1. ARMANDO, V. *Observaciones geológicas en la Cordillera de Mendoza, Dto. de Tunuyán entre Río Palomares y el Cordón de Marmolejo al N del Río Tunuyán.* Tesis inédita. Univ. de La Plata n° 150. 1949.
2. BOEHM, K. *La terminología estratigráfica en las partes del Territorio de Neuquén y Sur de Mendoza.* — Bol. Inf. Petrol. n° 171, 1938.
3. CRIADO ROQUE, P., *Consideraciones generales sobre el Terciario del Sur de la Prov. de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. T. V, n° 4, Bs. As., 1950.
4. DARWIN, C. *Geological Observations on South America.* London, 1846.
5. DESSANTI, R. N. *Hoja 27c (Cerro Diamante) Pcia. de Mendoza, D. N. M. Bol. n° 85.* 1956.
6. — *El hallazgo del Carbónico marino en el Arroyo Imperial de la Sierra Pintada.* — Notas del Museo de La Plata. Tomo X, n° 42 Geología, 1945.
7. FOSSA MANCCINI, E. *Las transgresiones marinas del Antracolíptico en América del Sur.* Tomo II, n° 13, Museo La Plata.
8. GONZÁLEZ DIAZ, F. *El Paleozoico y las intrusiones plutónicas en los contrafuertes Nord-orientales del Cordón del Portillo.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XII, n° 2. 1958.
9. GROEBER, P. *Mapa geológico de Mendoza.* — Physis. Revista de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales. Tomo XIV, Bs. As., 1939.
10. — *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, Sur de Mendoza y regiones adyacentes.* — Pub. n° 58, D. M. G. Bs. As., 1929.
11. — *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'.* — Rev. Inst. Nac. de Inv. de C. Nat. (Museo Bernardino Rivadavia). Ciencias Geológicas, T. 2, n° 5, Bs. As., 1951.
- 11 bis — *Mesozoico*, en Geografía de la Rep. Arg., GAEA, t. II, primera parte, Buenos Aires, 1952.
12. HARRINGTON, H. J. *Sierras de Villavicencio y Mal País.* — D. N. M. n° 49, 1941.
13. — *Hoja 22c Ramblón, Mendoza y San Juan.* — D. N. M. Inédito, 1953.
14. HERRERO DUCLOUX E IRIGOYEN, M. *Observaciones geológicas en la zona del C° Papal. Prov. de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., T. VII, pág. 152, 1952.
15. PASCUAL, R. *Observaciones geológicas en la Alta Cordillera de Mendoza. Dto. Tunuyán entre Mesón San Juan y Río Palomares del W del Alto Tunuyán.* — Tesis inédita. Univ. La Plata n° 151, 1949.
16. POLANSKI, J. *Descripción Hoja 25a C° San José.* — DNM, Inédito, 1955.
17. — *Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontánea del Alto Tunuyán.* — Fac. C. E. y Naturales, Univ. Bs. As., 1957.
18. — *Estructura de Imbricación tardío variscica en la Alta Cordillera de Mendoza.* — Congr. Int. Geol., México, 1957.
19. — *El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XII, n° 3, 1958.
20. ROSSI, J. J. *El stock compuesto de Cacheuta, Prov. de Mendoza.* — Rev. de la Asoc. Geol. Arg. Tomo II, n° 1, Bs. As., 1947.
21. STAPPENBECK, R. *Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata (Prov. de Mendoza).* — An. Min. Agric. Sec. Geol. T. XII, n° 1, Bs. As., 1917.
22. SUERO, T. *Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina del Chubut.* — Bol. de Inf. Petrol. XXV, n° 287, Julio-Dic., 1948, Bs. As.

23. — *Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. T. VIII, n° 1, pág. 37-53, Bs. As., 1953.
24. — *Datos geológicos sobre el Paleozoico superior en la zona de Nueva Lubecka y alrededores.* — Rev. Museo La Plata. Nueva serie, Sección Geol. T. V, págs. 1-28, 1958.
25. SUCERO, T. Y CRIADO ROQUE, P. *Descubrimiento del Paleozoico superior al Oeste de Bahía Laura (Terr. Nac. de Santa Cruz) y su importancia Paleogeográfica.* — Notas del Museo, XVIII Geol., n° 68, págs. 157-168, 1955.
26. TRÜMPY, E. *Excursión al Alto Valle del Río Tunuyán.* — Inf. inédito, Y. P. F. 1941.
27. TURNER, F. Y VERHOOGEN, J. *Igneous and Metamorphic Petrology*, 1951, New York.