

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

<u>ROBERTO C. MIRÓ, Geología glaciaria y pre-glaciaria del Valle de Epuyéu. . .</u>	<u>177</u>
<u>ELSA ROSSI DE GARCÍA, Contribución al conocimiento de los ostrácodos cenozoicos de la Argentina. Parte II. Ostrácodos del cordón litoral Loma de Tajamar.</u>	<u>203</u>
<u>VÍCTOR A. RAMOS, MATEO A. TURIC Y ANDRÉS B. ZUZEK, Geología de las quebradas de Huichaira-Pocoya, Purmamarca y Tumbaya Grande en la margen derecha de la quebrada de Humahuaca (Provincia de Jujuy). . .</u>	<u>209</u>
<u>COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS.</u>	<u>222</u>
<u>BERNABÉ J. QUARTINO Y JORGE F. VILLAR FABRE, Geología y Petrología del basamento de Tandil y Barker, provincia de Buenos Aires, a la luz del estudio de localidades críticas.</u>	<u>223</u>

BUENOS AIRES

REPUBLICA ARGENTINA

1967

GEOLOGIA GLACIARIA Y PRE-GLACIARIA
DEL VALLE DE EPUYEN

POR ROBERTO C. MIRO

Instituto Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires

RESUMEN

La región de Epuyén se encuentra ubicada en el ángulo noroeste de la provincia de Chubut, abarcando una amplia depresión en la Cordillera Patagónica.

El "basamento" de la glaciación está formado por las siguientes entidades: la Formación Epuyén-Cholila, compuesta por areniscas cuarcíticas y arcósicas, pizarras y calizas del Paleozoico (?), que abarcan el área mayor de afloramientos de rocas preglaciarias, y la Formación Pirque, que incluye a un grupo de cuerpos intrusivos de la anterior, de carácter granítico a tonalítico. Sobre estas entidades se apoyan en discordancia tectónica la Formación Los Morros, eocena, formada por mantos de andesita y basalto, y la Formación Las Minas, con fósiles marinos del Oligoceno.

La glaciación se desarrolló durante el Pleistoceno Superior y fue del tipo alpino. Esta edad fue comprobada por las mediciones de varves efectuadas por Caldenius (1932).

El glaciar de Epuyén se desarrolló en tres estadales, avanzando en extensiones cada vez menores, retirándose totalmente del valle de Epuyén hacia la finalización del tercer estadal. Los depósitos correspondientes al primer estadal se encuentran fuera de nuestra área de trabajo. Al segundo estadal corresponde la Formación Pitrihuín que está caracterizada por un till con elementos litológicos de composición definida y por un espeso depósito de varves. El segundo estadal del glaciar de Cholila, ubicado inmediatamente al sur, está representado por la Formación Gladys. La Formación La Burrada se depositó en el último estadal del glaciar de Epuyén y a ella corresponden las morenas mejor conservadas de la región.

ABSTRACT

The region is situated in the west-occidental corner of the Province of Chubut, comprising a large depression in the eastern slope of the Patagonian Ridge.

The bed-rock is formed of quartzitic and arkosic sandstones, slates and limestones, assigned at the Paleozoic (?), and which comprises the great bulk of the pre-glaciation rocks. They were intruded by granite and tonalite-granodiorite stocks. Upon this rocks rest in angular unconformity the volcanic rocks (andesite and basaltic) of the Serie Andesítica, from the Eocene, and a 280 meters thick sequence of green sandstones and carbonaceous silstones of the Las Minas Formation, with marine fossils of the Oligocene.

The glaciation was of the alpine type and it desarrrollated during the Wisconsin age, as comprobated by the varves correlation carried out by Caldenius (1932). The glaciar of Epuyén pulsated three times during this period, and depositing the same number of correlated drifts. The first drift is deposited out of the work-area. The second is the named Pitrihuín Formation, which posesdes a characteristic lithologic composition in their till member and a thick varves deposit. The second expansion of the glaciar of Cholila, next south vecin of the Epuyén glaciar, is correlated with the Gladys Formation. The last expansion is contemporaneous of the La Burrada Formation to which belong the best preserved moraines and glaci-fluvial deposits of the region.

* Trabajo realizado por cuenta del Instituto Nacional de Geología y Minería y publicado con autorización de sus autoridades.

This One



4LTQ-C3D-YNPY

I. INTRODUCCION

A. UBICACIÓN Y NATURALEZA DEL TRABAJO

La región de Epuyén (en lengua araucana "dos lagunas") se encuentra ubicada en el ángulo noroeste de la provincia de Chubut, y abarca una amplia depresión en la Cordillera Patagónica, limitada al N por el Cerro Pirqué y las estribaciones más australes del

1:50.000, Epuyén, fotogramétrica, edición de 1954. También se consultaron las fotos aéreas existentes sobre la zona.

Este trabajo fue presentado en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UNBA) como requisito final para la obtención del título de Licenciado en Ciencias Geológicas.

Deseo dejar constancia de mi agradecimiento al Dr. Wolfgang Volkheimer por la elección del tema y su ayu-

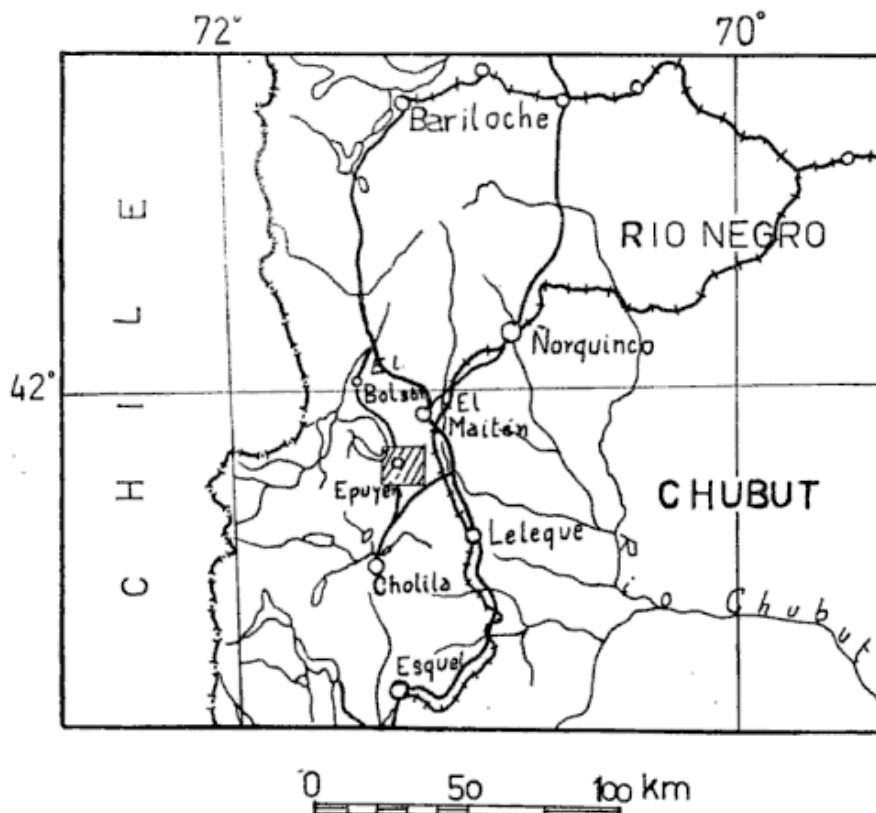


Fig. 1. — Mapa de ubicación

cordón Occidental de El Maitén; al E y S por las lomadas que se extienden desde este último hasta el cordón de Leleque, continuándose en parte hacia el S, hacia la región de Cholila. El área estudiada está comprendida entre $42^{\circ} 10'$ y $42^{\circ} 20'$ de lat. S y $71^{\circ} 12' 30''$ y $71^{\circ} 29' 20''$ de long. W, abarcando una superficie aproximada de 350 km^2 .

El relevamiento geológico se llevó a cabo en los meses de febrero y marzo de 1965, insumiendo el trabajo de campaña un total de 45 días. Se utilizó como base topográfica la hoja del IGM

da en el trabajo de campo. A los doctores Félix González Bonorino y Francisco Fidalgo, por las sugerencias ofrecidas en la elaboración del mismo y la lectura del manuscrito final. Finalmente agradezco al Sr. Teófilo Breide que al igual que otros pobladores del lugar me ayudaron en diversos aspectos del trabajo.

B. INVESTIGACIONES ANTERIORES

La primera mención sobre la geología del lugar la encontramos en el tra-

CUADRO ESTRATIGRAFICO

HOLOCENO			Aluvio actual (23) Arenas limosas (22); Grava El Puesto (21); Arena Mallín Redondo (20); etc. Arena Mediana El Coihue (19) Arena Pizarro (18)	Caldenius (1932)	
PLEISTOCENO SUPERIOR	Ultima Glaciación	3er. estadal	glaciar de Chollila	Grava arenosa Chollila (17)	Finiglacial
			glaciar de Epuén	Formación La Burrada Till (13) Bloques y grava arenosa (14) Grava arenosa (15) Arena limosa (16)	
				Grava Los Retamos (11) y (12)	Gotiglacial
		2o estadal	glaciar de Epuén	Formación Pitrihuin Till (7) Grava arenosa (8) Limo y arcilla (9) Grava gruesa y limo (10)	
			glaciar de Chollila	Formación Gladys Till (5) Grava arenosa (6)	
		OLIGOCENO		Formación Las Minas (4)	
EOCENO		Formación Los Morros (4)	Andesitas, basaltos, basandesitas, y riocitas Espesor máximo, 450 m.		
PALEOZOICO ?		Formación Pirque (2)	Cuerpos intrusivos graníticos y granodioríticos		
		Formación Epuén-Chollila (1)	Areniscas cuarcíticas, arcosas submaduras, limolitas, argilitas, pizarras y calizas Espesor máximo, 1350 m.		

bajo que Ameghino (1901) realizara para la Comisión de Límites Argentino-Chilena. En el año 1916 se manifestó la existencia de una mina de carbón en las márgenes del arroyo de Las Minas. Con tal motivo, Rigal (1923) efectuó un levantamiento geológico del área adyacente a los depósitos de carbón. En 1922 Rasmuss señaló la existencia de afloramientos de la Molassa Patagónica y de una serie sedimentaria antigua en ambas márgenes del lago Epuyén. Schiller (1926) coleccionó fósiles en los sedimentos terciarios a fin de corroborar su edad. El más importante trabajo en el área fue realizado por Caldenius (1932), quien efectuó mediciones detalladas en los varves. Una mención a la geología del lugar encontramos en Guñazú (1940) y finalmente en el levantamiento geológico expeditivo que realizaron Petersen y González Bonorio (1947) en una amplia región dentro de la cual se encontraba la zona de Epuyén.

II. DESCRIPCION GEOLOGICA

CONSIDERACIONES GENERALES

En el área estudiada aflora una potente formación compuesta de sedimentitas finas, pizarras y calizas de probable edad paleozoica intruida por cuerpos de carácter granítico a tonalítico.

Sobre estas entidades encontramos apoyadas en discordancia tectónica, dos formaciones terciarias. La más antigua de éstas, atribuida al Eoceno, está formada por rocas volcánicas de composición predominantemente básica. La segunda formación, ubicada en el Oligoceno, se compone de un conjunto de areniscas y arcillas carbonosas depositadas en un ambiente litoral.

Cubriendo el relieve de las rocas antiguas recién mencionadas se han depositado las acumulaciones provenientes del glaciar de Epuyén, el cual se desarrolló durante la Última Glaciación o sea en el Pleistoceno Superior.

La estructura de la región es del tipo de bloques inclinados, debido a fallas meridianas, de rechazo vertical de gran amplitud. Su desarrollo corresponde con los movimientos terciarios del Ciclo Andico.

A. ESTRATIGRAFIA

1. PALEOZOICO ?

a) Formación Epuyén-Cholila

Las rocas más antiguas de la región pertenecen a una potente formación sedimentaria, con miembros de bajo metamorfismo, que ocupa la totalidad de la margen oriental del cordón de Cholila y, extendiéndose hacia el N, se continúa en el cerro Pirque. Su *espesor* aflorante alcanza a 1.350 m y está constituida, en la base, por argilitas y pizarras con algunas intercalaciones de calizas, y en la parte superior, por una monótona sucesión de areniscas arcósicas y cuarzosas, y limolitas de color verde oscuro, a veces algo grisáceo (gris azulado claro en fractura fresca), bien estratificadas.

Esta formación que denominaremos "Epuyén-Cholila" por aflorar muy extensamente en estas dos regiones, es similar en parte a la que más hacia el N ha sido descripta como Serie de Piltriquitrón por González Bonorino (1944).

Disposición areal. La Formación Epuyén-Cholila puede ser observada en el cerro Pirque (acotado 1.830) desde la margen izquierda de la angostura del río Epuyén continuándose hacia el W, donde forma las paredes pulidas por el hielo sobre la margen norte del lago Epuyén. Sobre la margen austral del lago se repite la entidad con características similares, continuándose hacia el S a lo largo del cordón Oriental de Cholila. Otros afloramientos de la formación, de reducida extensión, se encuentran del lado S del camino entre la Ruta Nacional n° 258 y el lago Epuyén.

Relaciones. En las nacientes del arroyo Pedregoso y en un corto trecho del

arroyo de las Piedras Bayas es posible observar el contacto discordante entre estas rocas y las de la Formación Los Morros. En las cercanías del puesto de Vialidad Nacional n° 211 pudimos observar como las calizas de esta formación son cubiertas en discordancia por las rocas volcánicas. En el resto de la región las capas son cubiertas por espesos depósitos coluviales o, en menor grado, por los sedimentos glaciarios pleistocenos.

Litología. Sobre el cerro Pirque afloran *limolitas* algo arcillosas y regularmente micáceas, muy compactas, con granos de bordes subangulosos, y *areniscas arcólicas* igualmente micáceas y de selección moderada. Exteriormente son grises, en tonos verdosos, pero al partirlas muestran una coloración gris azulada uniforme. Las capas inclinan 35° al ESE; la estratificación es irregular, de mediana (15 cm) a gruesa (1,5 m). En algunos bancos se observa una laminación poco marcada.

En el cerro Epuyén (acotado 1.840) los estratos se encuentran en posición horizontal. Desde la cota de 500 m hasta los 950 m aproximadamente, están formados por una alternancia irregular de *areniscas silicificadas* y *limolitas* algo arenosas, muy tenaces y compactas, con estratificación desigual, de fina (1 cm) a mediana (1 m). Son de color gris verdoso, algo amarillento, que se hace gris azulado al partirlas. Sus clastos bien seleccionados, son de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y mica, en ese orden de abundancia, en general frescos y con bordes angulosos a subangulosos. La matriz está formada por abundante caolinita y, en menor proporción, por illita (?), algo de mica, y escasos glomérulos de carbonato que no alcanzan a formar un verdadero ligante de los clastos. La litificación es acompañada por silicificación y ordenamiento de la mica.

A los bancos de areniscas y limolitas se superponen 400 m de *areniscas* de

grano mediano hasta conglomerádicas, de color verde morado y pardo oscuro, *arcólicas* y *sub-arcólicas*, con una estratificación mediana a gruesa y que en la parte superior presentan intercalaciones de *areniscas cuarcíticas*.

El resto del perfil, desde la cota de 1.350 m hasta la cumbre del cerro, presenta características similares a la parte inferior. El conjunto se dispone en una amplia flexura de rumbo NE aumentando suavemente la inclinación hacia el SE de las capas. Las diaclasas son muy apretadas con un espaciado de pocos centímetros hasta algunos metros y orientadas en tres direcciones principales: 90°, 110° y 170°. Esta orientación es constante en toda el área estudiada.

En el cerro Gladys (acotado 2.076), subiendo por el arroyo de las Piedras Bayas, uno de los pocos accesos fáciles a la cumbre, encontramos en la parte inferior, las mismas areniscas finas y medianas que irregularmente estratificadas aparecen en la parte superior e inferior del cerro Epuyén. Más arriba de la cota de 1.400 m aproximadamente, la estratificación es cada vez más fina, apareciendo una alternancia de *arcilitas* oscuras muy compactas con areniscas de estratificación diagonal. Las arcilitas son caoliníticas y están fuertemente silicificadas poseyendo una marcada fractura concoide. Las *areniscas* son de grano fino a grueso, color grisáceo algo verdoso, con clastos mal seleccionados y angulosos de cuarzo y feldespato — en la relación cuarzo/feldespato = 0,9 — además de algunos fragmentos de rocas volcánicas y de cuarcitas. La escasa matriz es muy fina y bien seleccionada. Corresponden a *arcosas sub-maduras*. Poseen laminación diagonal con unidades sedimentarias de hasta 25 cm de espesor, mientras que las láminas frontales oscilan entre 5 y 10 mm. El tipo más frecuente es el tabular tangencial. Este perfil se extiende sin cambio entre los arroyos de las Piedras Bayas y Pedregoso.

En las cercanías del puesto de Viali-

dad Nacional n° 211 encontramos al miembro inferior de esta formación. Se compone inferiormente de 8 metros de *pizarras* oscuras de color pardo amarillento, gris verdosas al partirlas, muy tenaces y fuertemente diaclasadas con relictos de una estratificación fina, a veces diagonal, con rumbo N 30° W e inclinación 22° WSW. La exfoliación es paralela a la estratificación. Por encima de éstas se observan 2,50 m de una *argilita* lajosa, con estratificación laminar a veces deformada en micropliegues, que al microscopio presenta una alternancia irregular de capas finas y gruesas con otras de estratificación gradada. En las láminas más gruesas y porosas se observa una carbonatación intensa.

Finalmente la parte superior corresponde a una *caliza* de color gris celeste, de grano irregular, con frecuentes repliegues de corta longitud de onda. Aparece saltuariamente en el fondo del valle que separa los morros acotados 428 y 512 metros, continuándose hacia el W, en la Calera Daniel, hasta unos 200 metros antes del puente. Aquí forma repliegues mayores con rumbo generalmente N-S. Son frecuentes las bandas de disolución que le confieren a la roca un aspecto muy poroso.

Este conjunto no supera los 15 m de espesor en ningún lugar a lo largo del afloramiento que mide 350 m aproximadamente.

La *edad* de estas rocas es objeto aún de discusión. Los sedimentos del cordón del Pirque se continúan hacia el N en el cordón Occidental de El Maitén, el cual margina por el E al Hoyo de Epuyén. Este último cordón se continúa a su vez claramente en el Piltriquitrón en el cual González Bonorino (1944) encontró esquistos caoliníticos azulados y areniscas cuarcíticas. Estas capas parecen ser análogas a las de la parte superior del perfil del cerro Gladys, incluso en que ambas contienen algunos filones metalíferos, principalmente de galena, observados éstos en nuestra zona en las cabeceras del arroyo

Pedregoso. La Serie de Piltriquitrón fue atribuida con dudas al *Paleozoico*.

Parece bien claro que la formación no pertenece a términos de bajo metamorfismo de lo que forma el basamento cristalino, tal como aparece descrito en las hojas geológicas 40-b (Feruglio, 1941), 41-b (González Bonorino, 1944) y 42-c (Volkheimer, 1964). Se ubicaría con mayor probabilidad junto a las rocas de la Serie de Millaqueo de Ljungner (1930-32), si bien aún no ha sido confirmada la edad jurásica inferior que este autor asigna a la misma; a los "esquistos de Esquel" (Feruglio, 1941) y a la Serie de Piltriquitrón. Con respecto a los esquistos, Feruglio opina que corresponderían al *Paleozoico Superior* por su analogía tectónica con rocas devónicas y carbónicas adyacentes (op. cit., pág. 35, T. I). El mismo autor considera que son premesozoicos por encontrarse más hacia el S, en el perfil del lago San Martín, una formación sedimentaria esquistosa similar cubierta en discordancia angular por un complejo de vulcanitas jurásicas.

Para Groeber (1942, págs. 369-70) las rocas de Esquel "... se parecen mucho a esquistos graptolíferos silúricos" y en base a esta débil argumentación las considera del Paleozoico Inferior. Opina además que sobre ellas habrían actuado dos fases tectónicas distintas: una que correspondería a la de su plegamiento, y la otra, posterior, estaría representada por la intrusión de los cuerpos plutónicos.

En resumen, que la fuerte diagénesis de los sedimentos que la componen y la magnitud de los cuerpos intrusivos en ellos contenidos, hacen suponer una edad al menos *premesozoica* para esta formación.

b) Formación Pirque

Comprende a un conjunto de cuerpos intrusivos en la Formación Epuyén-Cholila de carácter granítico a tonalítico, cuyas formas y dimensiones no han sido precisadas en este estudio.

El morro acotado 552, al SW de la localidad de Epuyén, está formado por una *tonalita* de color blanco grisáceo verdoso, grano mediano a grueso, y aspecto fresco. A unos 100 metros al W de la casa de J. Abraham aparece como una roca clara en donde las laminillas de plagioclasa presentan un cierto ordenamiento, intercalándose entre ellas en proporción desigual, las láminas de biotita. La plagioclasa es zonal, observándose una variación media para un individuo que va de oligoclasa ácida a básica. La biotita se presenta como una alteración de la hornblenda. Esta última es de color pardo verdoso y aparece en granos idiomorfos, la mayoría totalmente alterados. Las diaclasas son apretadas, predominando los rumbos N 2° E y N 85° E.

Más hacia el oeste, sobre el mismo morro, observamos una variación del tamaño de los granos además de un acentuamiento del diaclasamiento. Aparece repetidas veces junto al plano de las diaclasas una roca triturada de composición similar a la anteriormente descrita.

El afloramiento no supera en total las diez hectáreas, y está cubierto por los sedimentos glaciarios que en espesor creciente se continúan hacia el S.

Fuera del área mapeada, pero en su vecindad, reconocimos la presencia de otros cuerpos intrusivos en las rocas sedimentarias antiguas.

En las nacientes del arroyo Pedregoso, observamos el comienzo de los afloramientos de una *granodiorita* que se extiende hacia el W, alcanzando una expresión mayor en la ladera occidental del cordón de Cholila. Hemos podido observar, en un caso como afloramiento y en dos sobre bloques caídos al arroyo, xenolitos pertenecientes a rocas de la Formación Epuyén-Cholila incluidos en esta granodiorita. Los xenolitos son de dimensión variable entre 10 y 40 cm. Aparecen rodeados por abundante plagioclasa, la cual presenta una disminución del tamaño de sus gra-

nos más o menos concéntrica hacia el centro de los anteriores.

En la Planicie Chica, sobre la costa sur del lago, observamos un *granito biotítico*. Sus dimensiones y contactos no fueron estudiados. Igualmente fueron visualizados afloramientos de una *granodiorita* en las proximidades de la cumbre del cerro Pirque.

Nuevos afloramientos de rocas intrusivas han sido mencionados en las inmediaciones de la laguna de las Mercedes (también denominada Chulta, Shulten, o del Plesiosaurio), pero ellos no fueron reconocidos.

Sobre la *edad* de estos cuerpos sólo podemos decir que son más recientes que la Formación Epuyén-Cholila y más antiguos que la Formación Los Morros.

2. EOCENO

a) Formación Los Morros

En tres lugares aislados, dentro del área de nuestro trabajo, encontramos afloramientos de una formación de vulcanitas básicas, a la que denominamos "Los Morros" por ser en esta serranía donde presenta su mayor desarrollo. La entidad está relacionada con la asociación volcánica que describiera Feruglio (1927) bajo el nombre de "Serie Andesítica" en distintos lugares de la Cordillera Patagónica.

Esta asociación está representada ampliamente hacia el N en ambos cordones de El Maitén y en las nacientes del río Chubut, extendiéndose hasta la región al N del lago Nahuel Huapí. Hacia el S se conocen diversos afloramientos que saltuariamente aparecen hasta las inmediaciones del lago Fontana (Prov. de Santa Cruz). También es extenso su desarrollo en dirección E - W, abarcando desde el Cerro Mirador (Chubut) —la manifestación más oriental conocida— hasta el borde oriental de la Cordillera Patagónica.

Relaciones. La formación se apoya en discordancia sobre las rocas de la

Formación Epuyén-Cholila. En los afloramientos del arroyo Pedregoso y río Epuyén entre ambas formaciones se interpone una brecha tectónica de casi 20 metros de espesor. En la región de Los Morros existe una discordancia angular muy marcada. A su vez la formación se encuentra cubierta por el conglomerado basal de la Formación Las Minas, aflorante en la región del arroyo Piedras Bayas. En la zona del arroyo de Las Minas parece existir una discordancia angular. También los depósitos glaciares cubren en partes a las rocas volcánicas (Sierra del Diablo).

Disposición areal y litológica. a) Zona de la angostura del río Epuyén. Sobre la margen izquierda del río reconocimos una *andesita* muy silicificada, de textura porfírica fina y pasta pilotáxica, fuertemente diaclasada, de color gris verdoso al partirla. Se presenta en mantos que inclinan 60° al E. Hacia el E, es seguida por encima por una brecha volcánica con clastos andesíticos, verde morada, de 6,5 m de espesor, y luego por un manto de *basalto olivínico*, de grano muy fino, color verde oscuro, muy tenaz y fuertemente diaclasado. Esta roca es la que se observa sepultada bajo los sedimentos glaciares, asomando esporádicamente en el trecho del camino por el cual se transpone la angostura del río. La inclinación de las capas es ahora de 40° al ENE.

El basalto continúa hasta la cercanía de la cumbre del morro acotado 732 m y luego, reaparece una *andesita* gris verdosa y sobrepuesta a ella, una brecha andesítica de clastos gruesos. Este conjunto se repite una vez más hacia la bajada que conduce a la depresión transversal en el fondo de la cual se encuentra la laguna de las Mercedes. Los afloramientos desaparecen bajo una delgada capa de coluvio.

De acuerdo a estudios efectuados por la Dirección General de Fabricaciones Militares en la continuación norte de estos afloramientos se han encontrado manifestaciones cupríferas.

b) Zona de Los Morros. Dos kilómetros al S de la angostura se encuentra esta serranía que ocupa la parte centro-occidental de la zona de trabajo. Los mantos volcánicos poseen rumbo N-S y se extienden por un trecho de casi tres kilómetros. Siguiendo un perfil transversal a los mismos, encontramos en el morro acotado 498, el más oriental, una *brecha* volcánica verde oscuro, algo violáceo, con clastos andesíticos y basandesíticos de hasta 50 cm, y una matriz fuertemente cloritizada. La falda occidental del morro está formada por una *leucodacita*, de cristales de oligoclasa intermedia, de grano fino, separados por una pasta silícea. Esta misma roca se encuentra en el morro acotado 556, inmediatamente al SW del anterior, y pasa marginalmente a una *riodacita* vesicular. El rumbo de los mantos es N 20° W y la inclinación, bastante constante, de 40° al ENE.

Siguiendo hacia el W, encontramos en el morro de cota 445, una *andesita* fuertemente epidotizada, similar a la que aparece en la abrupta escarpa que forma la angostura del arroyo Pedregoso. El morro de cota 468, ubicado al SSE del anterior, está formado por una *andesita piroxénica*, con textura porfírica gruesa y poiquilítica, con pasta pilotáxica en la que observamos una fuerte impregnación de óxido de hierro, lo que le confiere a la roca un color rojo violáceo marcado.

Finalmente, separada de la Formación Epuyén-Cholila por una brecha tectónica silícea, se encuentra una *andesita* de pasta pilotáxica afieltrada, fuertemente cloritizada, observada en las inmediaciones de la casa de Demetrio Silva y, siempre sobre la margen izquierda del Pedregoso, entre el codo de este arroyo y la casa.

Las rocas de este grupo de elevaciones muestran una fuerte cloritización. También se encuentra epidoto en la pasta y reemplazando a los cristales mayores. Algunas rocas tienen amígdalas con sílice en el borde y clorita (generalmente

penninita) en la parte central. Los minerales félicos presentan alteración en clorita, zeolita, minerales micáceos y epidoto (propilitización). La proporción en que aparecen los félicos es escasa, pero en el campo esta proporción parece más abundante de lo que demuestra el estudio microscópico. La plagioclasa muestra en algunos lugares albitización, como puede observarse en la andesita del morro acotado 498 y en la angostura del río Epuyén. La mayor alteración hidrotermal puede estar relacionada con las zonas de mayor activación tectónica. Esto es claramente observable en las muestras que marginan a la fractura que separa a estas rocas volcánicas de la Formación Epuyén-Cholila.

c) Zona de la Sierra del Diablo. En esta región las acumulaciones glaciarias cubren casi totalmente los mantos basales de la formación. El afloramiento más occidental corresponde a una brecha volcánica verdosa compuesta por fragmentos de andesitas y basaltos. Su rumbo es N-S y la inclinación 40° al E. El diaclasamiento es intenso al igual que la alteración. Por encima de la brecha observamos una *andesita piroxénica* de grano fino y fuertemente cloritizada. Hacia la vertiente oriental de la sierra encontramos un *basalto* de textura fluidal.

Estos afloramientos se continúan al S, componiendo el núcleo de la Sierra de Leleque, y también al SW, en dirección a Cholila, tal como lo han señalado Rassmuss (1922) y Petersen y González Bonorino (1947).

El *espesor* máximo observado de la formación, alcanza los 450 m en la región de Los Morros. Este valor tiene un margen de error por la dificultad para asegurar la continuidad de la sucesión debido a la repetición de los tipos litológicos. Comparativamente diremos que en la región del Alto Río Chubut, González Bonorino (1944) ha calculado para la "Serie Andesítica" un espesor de 1.200 metros.

De la *edad* de la misma podemos decir que sobre ella se encuentran los sedimentos marinos del Oligoceno Inferior —tal vez en parte Eoceno Superior— de los cuales la separa una discordancia erosiva. De su límite inferior sólo podemos afirmar que estas rocas volcánicas se apoyan discordantemente sobre la formación sedimentaria antigua, atribuida con dudas al Paleozoico, por lo que este límite sería en nuestro caso algo indefinido.

Feruglio (1941), en la región de Bariloche ha determinado en base a una flora fósil, que la "Serie Andesítica" estaría comprendida enteramente en el Eoceno.

3. OLIGOCENO

a) Formación Las Minas

Disposición areal. Sobre las márgenes del arroyo de las Minas, por un trecho de casi tres kilómetros, se encuentra un grupo de afloramientos constituidos por areniscas con fósiles marinos y arcillas carbonosas. El conjunto de estratos no supera los 20 metros de espesor, no observándose su yaciente. Estas capas se continúan por debajo de los sedimentos glaciarios hacia el E. Un pequeño asomo de ellas reaparece en el arroyo Pitrihuín, fuera de nuestra zona. Junto al camino que va de Epuyén a Cholila, a unos 10 km al S de la primera localidad, encontramos un segundo grupo de afloramientos de la formación, que se continúan hacia el S, apoyándose contra las serranías que enmarcan al valle de Cholila. Sobre el faldeo del cerro Gladys, junto a la quebrada de las Piedras Bayas, asoma también un retazo de estas areniscas.

Relaciones. Los límites de la formación son descubiertos por la perforación Epuyén n° 1 (INGM), ubicada junto a la margen izquierda del arroyo de las Minas, a unos 250 m al S de la casa de González. Su techo está formado por el till de la Formación Pitrihuín. La base aparece después de una secuen-

cia de 280 metros de areniscas verdes y arcillas, correspondiendo a una andesita muy cloritizada de la formación eruptiva Los Morros.

El contacto superior es visible en el arroyo de las Minas en todo el trecho del mismo en que aflora la formación. En la quebrada de las Piedras Bayas se observa, escasamente expuesto, el contacto entre ambas formaciones terciarias.

Litología. En el arroyo de las Minas se observan capas con rumbo e inclinación algo variable debido a la fracturación más o menos intensa que han sufrido. Así mientras los mantos carbonosos que afloran sobre la margen izquierda del arroyo, frente a lo de Quesada, inclinan hacia el SW, pocos metros aguas arriba, en la margen opuesta lo hacen hacia el E. Más hacia el S las capas presentan una inclinación casi constante de 25° al ESE.

La estratificación es muy irregular, en partes fina (3-10 cm), en partes mediana (10-20 cm). Es común la estratificación diagonal del tipo tabular tangencial, en donde las unidades sedimentarias poseen espesores menores que un metro.

Las areniscas gruesas a medianas, son poco compactas, amarillo verdosas, grises y blanquecinas. La mineralogía de la clase modal se compone de *microclino* bastante fresco, plagioclasa generalmente ácida, cuarzo anguloso, biotita vermiculizada, clinopiroxeno, minerales opacos, granate, zircón y turmalina, en ese orden de abundancia. Se observaron además niveles glauconíticos. La matriz es arcillosa y poco abundante. A su composición nos referiremos luego. El escaso cemento es calcáreo.

Las capas arcillosas, de menor espesor, aparecen dispuestas irregularmente entre los estratos arenosos. Suelen contener lentes carbonosas de escaso espesor y extensión. Dos de estas lentes sin embargo han sido explotadas (mina "General San Martín"). Se encuentran ubicadas sobre la margen izquierda del

arroyo, entre las casas de González y Quesada. Los mantos carbonosos están separados por una arenisca arcillosa fosilífera con un espesor total de 9 metros e inclinación 20° al SW. El carbón es del tipo sub-bituminoso A (A.S.T.M.) o lignítico arcilloso pardo o pardo negro (Rigal, 1945).

Las capas fosilíferas se componen de areniscas arcillosas gris verdosas y pardas. Los fósiles están generalmente triturados. Los bancos que los contienen se encuentran en el tramo del arroyo, aguas arriba de lo de Quesada hasta donde terminan los afloramientos de la formación.

En las muestras de la perforación Epuyén n° 1 se efectuó la determinación de la mineralogía de la fracción arcilla, a intervalos que oscilan entre uno y cinco metros (fig. 2). (Las muestras fueron disgregadas con agua oxigenada. La fracción arcilla fue separada por decantación. El montaje se realizó sobre portaobjetos de vidrio mediante centrifugado. Las arcillas se expusieron secas y gliceroladas. El análisis cuantitativo se realizó según el método de Johns, Grim y Bradley, 1954). Observamos que el límite entre el till y las areniscas terciarias correspondía con un cambio brusco de la composición de la arcilla haciéndose francamente caolinítica hacia abajo. Más en profundidad se incrementa el contenido de montmorillonita hasta llegar a predominar en algunos tramos. Tan sólo en las capas carbonosas inferiores (230 y 260 metros) vuelve a incrementarse notablemente la proporción de caolinita.

Las variaciones a veces bruscas de la composición mineralógica corresponden en general con las variaciones litológicas de las capas. Interpretamos entonces que pueden haber ocurrido modificaciones diagenéticas en la fracción arcilla, relacionadas con los diferentes ambientes de deposición y reflejadas en el predominio final de una u otra arcilla. Suponemos para ello que la proveniencia del aporte ha sido uniforme,

como lo demuestra la mineralogía de la fracción clástica.

En resumen, las características texturales y composicionales junto con la alternancia de bancos carbonosos con are-

ra en un espesor de casi 120 metros y posee una inclinación general de 30° al E. Los bancos conglomerádicos inferiores se componen de clastos provenientes casi exclusivamente de rocas volcánicas.

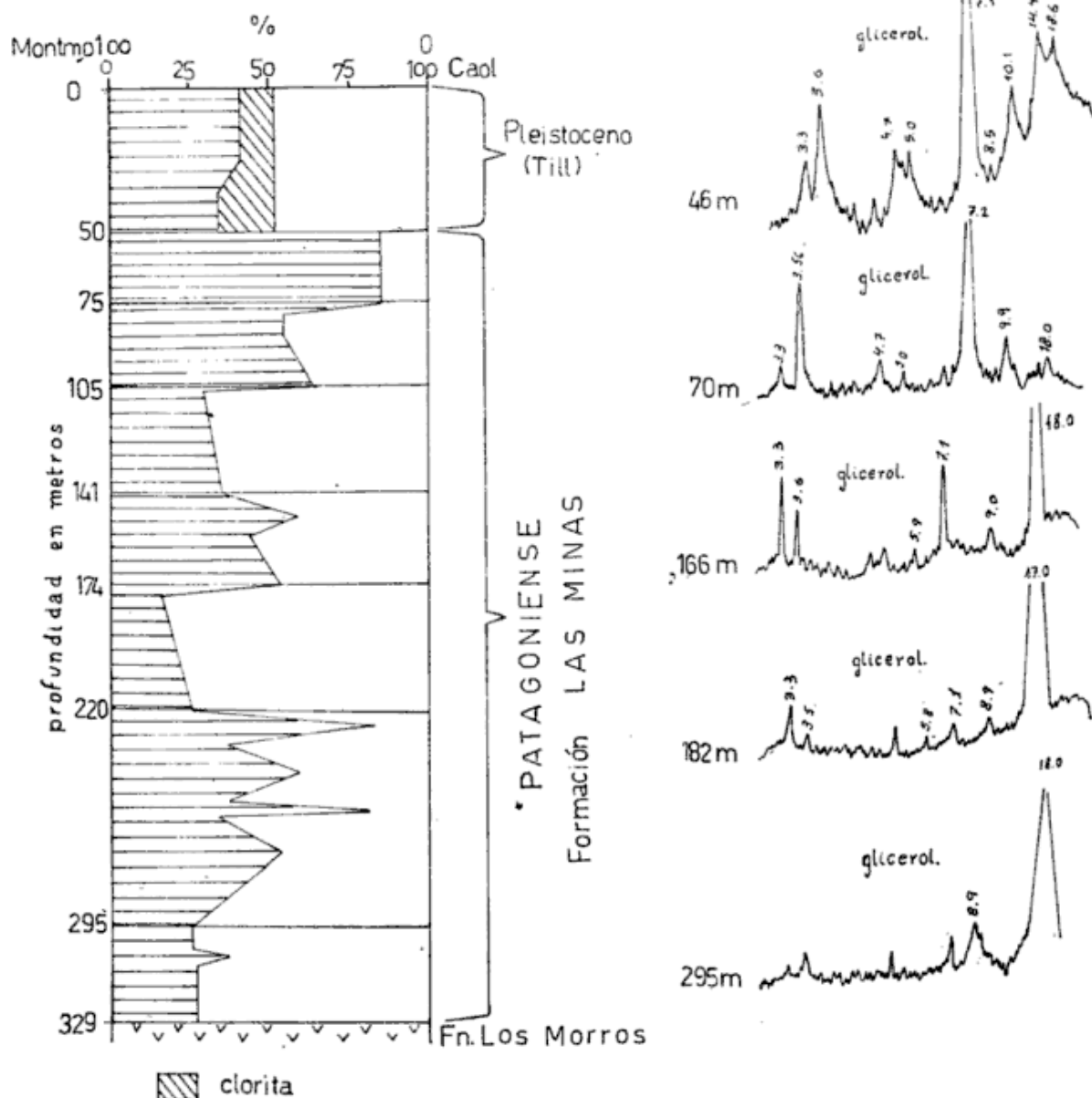


Fig. 2. — Variación de la composición de la fracción arcilla en la perforación Epuén nº 1

niscas fosilíferas, confieren a la formación un carácter *litoral a sub-litoral*.

Al W del camino a Cholila encontramos una facies de areniscas gruesas en parte conglomerádicas, correspondiente a la misma formación. Son de color pardo claro amarillento, friables a poco compactas y con frecuente y gruesa estratificación diagonal. El conjunto aflo-

Edad y paleontología. En los bancos fosilíferos fueron encontradas las siguientes formas (determinaciones del Dr. H. Camacho; citado por Petersen y González Bonorino, pág. 214; 1947):

- Terebratella venter* Ih.
- Cardium cf. magallanicus* Phil.
- Venericardia patagonica* Sow.

Struthiolaria ameghinoi Ih.
Pyrula carolina Ih.

y especies indeterminadas de los géneros *Ostrea*, *Marcia*, *Myochlamys*, *Nucula*, *Iheringina*, *Panopaea*, *Cardium*, *Phacoides*, *Turritella*, *Natica* y otros.

Rigal extrajo de este mismo lugar una colección muy variada que fue estudiada por Feruglio con los siguientes resultados: "... Se identificaron con seguridad 37 formas. De ellas 15 van desde el Juliense hasta el Superpatagoniense inclusive; 5 no se conocen fuera del Juliense; 9 fueron Superpatagonienses. Las formas comunes con el piso de Navidad (Chile) son dos solamente". (Feruglio, pág. 135, tomo II; 1949). De acuerdo a este autor entonces la formación correspondería al Leonense Inferior o bien al Juliense Superior (Oligoceno Medio a Superior).

Camacho y Fernández (1956), efectuaron una revisión de las edades asignadas al Patagoniense y observaron que la mayoría de los autores ubicaban este piso desde el Oligoceno Superior al Mioceno Inferior. Pero de acuerdo con sus conclusiones, la presencia de *Venericardia planicosta* indicaría que la ingresión sobre la costa atlántica habría comenzado en el período Eoceno. Este fósil aparece en las capas marinas del río Foyel pero no se ha encontrado entre los de nuestra zona.

Comparación con áreas vecinas. Comparando las rocas de esta formación con las del mismo piso que aparecen en el Bolson, 40 km al N, observamos que las de este último lugar presentan una proporción considerable de material piroclástico y de cemento clorítico en lo que difieren de las areniscas de Epuyén. Igualmente la fauna terciaria de El Bolson presenta gran variedad de formas de equinodermos los que son casi ausentes entre los fósiles del arroyo de las Minas.

Con respecto al Patagoniense del río Foyel diremos que si bien existe una similitud en la fauna de la facies lito-

ral, predominan allí condiciones ambientales diferentes. En ese lugar la mayor parte de los sedimentos se han depositado en un mar abierto y profundo.

4. PLEISTOCENO

Depósitos glaciarios

Consideraciones generales. Los depósitos del Pleistoceno están representados en la región estudiada por sedimentos que en su mayoría son de origen glaciario, y que corresponden a los dos estadiales finales de los glaciares de Epuyén y Cholila durante la última glaciación. Esta glaciación se desarrolló durante la parte final de Pleistoceno, tal como lo han demostrado los trabajos de Caldenius (1932) y, más recientemente, de Polanski (1963) y de Flint y Fidalgo (1963).

Caldenius en su estudio de los depósitos glaciarios de la región de Epuyén distinguió tres arcos morénicos correspondientes a otras tantas expansiones del glaciar de Epuyén: los fragmentos fuertemente erosionados de las morenas más antiguas se encuentran a unos 18 km al E del área mapeada, en ambos márgenes de la Puerta de Leleque, al W del cordón del Mogote y SE de Ranquil Huao (Volkheimer, 1964); las segundas las denominó "morenas del arroyo Pitrihuin", ubicándolas en la sub-época gotiglacial y fueron parcialmente mapeadas; las más recientes eran las "morenas del lago Epuyén", de la sub-época finiglacial, encontrándose íntegramente en nuestra área. Esta correlación con la escala geocronológica sueca la realizó comparando los perfiles de varves de ambas regiones. De tal manera su trabajo consistió en un estudio y mapeo de las unidades geomorfológicas y las mediciones geocronológicas señaladas.

En nuestro trabajo buscamos la caracterización de estos depósitos para poder correlacionarlos con la columna estratigráfica local. Encontramos la confirmación, con algunas salvedades, y la

ampliación con mayor detalle, de la historia de la geología del Pleistoceno efectuada por Caldenius (1932).

Utilizamos la unidad litoestratigráfica "formación" para agrupar a los distintos tipos de depósitos (miembros) desarrollados en simultaneidad o en momentos ligeramente diferentes por un mismo glaciar, pero siempre dentro del lapso de tiempo que abarcó cada estadal.

En la clasificación granulométrica de los sedimentos se ha utilizado la nomenclatura de González Bonorino y Teruggi (1952).

i) Formación Gladys

La formación Gladys está constituida por depósitos morénicos y glacifluviales, formados durante el *segundo estadal* del glaciar de Cholila, correspondiendo a un pequeño retazo de las morenas frontales dejadas por este glaciar y del cono de transición que de ellas se desprendía. Están compuestas por grava mediana a fina contenida en una matriz arenolimsa muy abundante. Las morenas poseen una morfología de suaves lomadas con desniveles no mayores a 70 m. Constituyen las acumulaciones glaciales más altas —entre 910 y 970 m— encontradas en el área estudiada.

a) Till

Sobre la margen derecha del cerro Gladys y separándolo de la amplia pampa por la que está trazada la ruta nacional n° 258, encontramos depósitos de till a una altura media de 940 m.

Su *morfología* es irregular y corresponde por su posición con un fragmento de morena frontal (lateral?). Su superficie, fuertemente erosionada, muestra suaves lomadas separadas por pequeñas hoyadas, ocupadas a veces por lagunas.

Litología. El till es de color gris verdoso. Está formado por un agregado

de cantos rodados de tamaño diverso, pero con predominio de los guijones de hasta 50 cm de diámetro máximo. Los clastos mayores flotan en una matriz arenosa, poco arcillosa, que estimamos es superior al 80 % del total del sedimento. La cementación es mala. Los rodados poseen superficies pulidas, con formas generalmente equidimensionales o ligeramente proladas y tabulares. Sus bordes son subredondeados. Muestran como única estructura una acomodación subparalela del eje mayor con respecto a la horizontal. Observamos a simple vista un predominio de los clastos provenientes de la Formación Epuyén-Cholila.

Proveniencia del till. La atribuimos al glaciar de Cholila por la disposición del depósito, junto con otros más australes, los cuales forman un arco cóncavo hacia el SW. Por el contrario, los depósitos de till que aparecen más al N provienen del glaciar de Epuyén. Su posición tan cercana a estos últimos podría corresponder a la zona de coalescencia de ambos glaciares.

b) Grava arenosa

Marginando al till observamos un reducido depósito glacifluvial, formado por grava y arena, cuya superficie, mal conservada, inclina al ENE. Pudimos observar el contacto de estos sedimentos con la superficie erosionada de la Formación Las Minas.

Morfología. Entre el till y el cerro Gladys los sedimentos ocupan una estrecha franja que por su poca selección y falta de estratificación parecen haberse formado en contacto con el hielo. En cambio las gravas y arenas situadas al E del till se formaron del relave del mismo.

Litología. En el corte de un arroyo que nace en la falda del cerro Gladys encontramos, a unos 910 m de altura, una sucesión de capas de gravas (guijas y guijarros) con escasa matriz y

muy poco cemento, con intercalaciones de lentes arenosos. La estratificación es gruesa, de inclinación a veces diagonal, indicando una deposición torrencial. El conjunto posee un espesor de 3,5 metros.

Los cantos rodados son de bordes subredondeados y no presentan mayor ordenamiento.

Proveniencia. Por su relación con el till anterior la atribuimos al glaciar de Cholila.

Edad. Consideramos a los depósitos glaciarios de la Formación Gladys como correspondientes al *segundo estadal* del glaciar de Cholila por su posición topográfica, más elevada, con respecto a las morenas frontales del tercer estadal del mismo glaciar. Estas últimas se encuentran a unos 8 km al S del área mapeada.

El drenaje que acompañó a la deposición del till, por su posición y encauzamiento, ocasionaría la destrucción de las morenas de la Formación Pitrihuin, lo que no ha ocurrido. Suponemos entonces, por esta razón, que su formación es anterior a la de estas últimas, pero habiéndose desarrollado ambas Formaciones en el mismo estadal.

Caldenius ubica a estos depósitos junto a las *morenas gotiglaciales* provenientes del glaciar de Cholila.

ii) Formación Pitrihuin

La formación está constituida por depósitos de till, glaci-fluviales y glaci-lacustres, formados durante el *segundo estadal* del glaciar de Epuyén. El primero de estos depósitos está caracterizado por conservar en poco su morfología morénica primitiva, por su granometría fina y por la composición petrográfica de sus clastos, en la que notamos una proporción mayor de un 40 % de los provenientes de la Formación Epuyén-Cholila. Los sedimentos glaci-lacustres se formaron en el lago endicado por el arco morénico frontal

de esta glaciación. Constituyen el depósito de este tipo de extensión y espesor mayor en Epuyén.

a) Till

Morfología y distribución. Al pie del extremo sur del cordón occidental de El Maitén encontramos una serie de lomadas constituidas por till. Se continúan hacia el S en forma saltuaria, describiendo un amplio arco convexo hacia el naciente, cuyos extremos distan aproximadamente 15 km. Representan los remanentes de un *arco morénico frontal*, depositado por el glaciar de Epuyén durante su penúltima expansión. Se encuentra muy destruido por el relave de sedimentos glaciarios posteriores y la erosión eólica, pero conserva los lineamientos de su disposición original. Las morenas son atravesadas en la mitad de este arco por el arroyo Pitrihuin. Al S de este arroyo el till se extiende, en remanentes mucho más escasos, en la forma de un lóbulo distal, cuyo extremo oriental se encuentra a 6 km del borde E de nuestra zona de trabajo. En este punto el depósito alcanza una altura máxima de 735 m. El arco frontal aparece nuevamente en el área mapeada en su extremo sur, donde se adosa a la Serranía del Diablo. Constituye aquí las *morenas laterales* del glaciar, que se extienden a lo largo de 5 km junto a dicha serranía. El till va adelgazándose en espesor y dejando asomar las rocas de la formación eruptiva Los Morros a medida que ascendemos, hasta la altura de 830 m, donde termina el depósito. Por último, cerrando el arco morénico, se encuentra una lomada grande de till en medio del depósito glaci-fluvial Cholila.

En el lecho y márgenes del arroyo de las Minas encontramos un remanente de till Pitrihuin, correspondiente posiblemente a una *morena de fondo*. Se apoya sobre los sedimentos terciarios y es cubierto a su vez por un espeso depósito de varves. Su espesor es no mayor de 2,5 metros. Los afloramientos

se extienden desde las inmediaciones de la junta de los arroyos de La Burrada y de las Minas, continuando por ambas márgenes de este último por un trecho de tres kilómetros, hasta desaparecer en donde el arroyo es atravesado por la ruta nacional n^o 258.

Litología. El till está formado por un agregado de grava fina, de escasa cementación, de color gris claro algo azulado. Los clastos mayores poseen una selección de moderada a mala y predominan por igual guijones y guijarros, con un diámetro medio de 12 cm. La mayoría posee forma prolada y tabular. Principalmente la primera es observada en los bloques mayores, los cuales muestran una orientación preferida en la dirección del transporte.

En el arroyo Pitrihuin la coloración es algo verdosa, con zonas blanquecinas debidas a carbonatación. El depósito es en general masivo, observándose sin embargo pequeñas lentes arenosas que insinúan una estratificación.

Los bloques erráticos aparecen muy diseminados y raramente poseen diámetros mayores que un metro. Superficialmente muestran los efectos de una intensa deflación. En el arroyo de las Minas son algo más abundantes, pero su diámetro máximo no supera los 60 cm.

La matriz areno-arcillosa es abundante y de distribución irregular. En la Serranía del Diablo constituye más del 65 % del total del sedimento. Su mineralogía se compone de plagioclasa fresca, cuarzo anguloso, biotita vermiculizada y escasos pesados.

Recuentos petrográficos. Se efectuaron ocho recuentos en distintos afloramientos del till, los que permitieron la caracterización del mismo. En cada caso se contaron 200 clastos. Los resultados están dados en el cuadro 1.

b) Grava arenosa

Morfología. De las morenas frontales del till Pitrihuin que se encuentran al N de la Sierra del Diablo, se desprende un depósito glacial que guarda con

CUADRO 1

Promedio de 8 recuentos petrográficos efectuados en el till Pitrihuin

1) Granitos y granodioritas	18 %
2) Sedimentitas de la Formación Epu-yén-Cholila	42 %
3) Andesitas y Basaltos	29 %
4) Areniscas feldespáticas de la Formación Las Minas	7 %
5) Otros tipos no determinados	4 %
	100 %

el till un desnivel de menos de 30 metros. Se prolonga hacia el SE hasta confundirse con los depósitos similares provenientes del glaciar de Cholila, de tal manera que su delimitación con respecto a éstos, en su parte distal, es difícil. La dirección del drenaje que se conserva sobre la superficie se orienta principalmente hacia el SE.

Litología. Está compuesto de grava mediana a fina con una matriz arenosa abundante. Los clastos muestran una composición petrográfica similar a la del till (cuadro 1). Su redondez tampoco ha variado mayormente con respecto a la observada en este último.

Constituye la parte proximal de un depósito que ha sido mayormente destruido por el drenaje de los sedimentos glacialfluviales de la expansión glaciar posterior.

c) Limo y arcilla (varves)

Sobre la morena de fondo perteneciente al till Pitrihuin, se apoya un depósito glacial de varves, desarrollado en la fase final del segundo estadal. Su espesor máximo es de 60 metros, encontrándose su base a los 410 m de altura. Está compuesto por varves de espesor muy variado y de granometría desigual, de acuerdo a la posición del depósito con respecto a la zona de aporte.

Distribución. Los varves arenosos, proximales, afloran a lo largo de las márgenes del arroyo las Minas, desde la elevada barranca que se encuentra

por detrás de la casa de González, hasta la loma que enfrenta a la unión de los arroyos La Burrada y de las Minas. Los varves arcillosos, distales, han sido observados desde este último punto hacia el SW, a lo largo de los arroyos La Burrada y del Bajo Grande, por un trecho aguas arriba de no más de 3 km en ambos casos. Igualmente se observaron varves distales en el arroyo de los Zanjones.

Hemos encontrado además depósitos glacialacustres de poco espesor, no mencionados por Caldenius (1932), en las inmediaciones del puesto de Vialidad Nacional nº 211 y por detrás de la casa de Demetrio Silva. Estos últimos se encuentran sobre la ladera este del cerro Epuyén, a una altura de 525 m. Su conexión con los depósitos del arroyo de las Minas es dificultosa y probablemente no sean contemporáneos.

Relaciones. Los varves se apoyan sobre la morena de fondo correspondiente al till Pitribuín. A su vez se encuentran cubiertos o pasan lateralmente a sedimentos glacialfluviales, o directamente por el till La Burrada. Estas condiciones son reflejadas por los cortes de los arroyos del Coihue y de los Zanjones, y en base a lo observado en ellos construimos el siguiente perfil generalizado (de arriba a abajo):

- e) 0,5- 2,0 m: Arena limosa Mallín Redondo; sedimentos glaciarios re-depositados.
Discordancia erosiva.
- d) 6,5-15,0 m: Till La Burrada.
Discordancia erosiva.
- c') Hasta 5 m: Reemplazando o por encima de c). Grava gruesa y limo Pitribuín. Sedimentos glacialfluviales.
- c) 15,0 - 60 m: Varves Pitribuín (distales y proximales).
- b) 0,5 - 1,5 m: Till Pitribuín.
Discordancia angular.
- a) Estratos de la Formación Las Minas.

Litología. Los varves arenosos están formados por arena muy fina (mediana = 90 mm) con una proporción variable de limo. En varios tamizados

efectuados en un mismo perfil observamos que el factor de selección *So* es de alrededor de 1,18. El espesor de la capa estival en estos varves varía entre 20 y 150 mm, y la capa invernal oscila entre 2 y 5 mm. Los espesores mayores se observan hacia la parte más alta del depósito.

Los varves arcillosos muestran una capa estival que mide no más de 10 mm, mientras que la capa invernal es de 2 mm. El análisis a los rayos-X reveló que se componen principalmente de *clorita* y *caolinita*. Estos varves muestran frecuentemente una estratificación intraplegada, no observándose esta estructura en una posición uniforme dentro del depósito. En algunos perfiles se produce hasta tres veces, a distintos niveles, y en otros falta por completo.

Caldenius (1932) ha efectuado un estudio muy prolijo de los varves de Epuyén. La cifra máxima de varves por él contados es de 160; de acuerdo a su propia estimación, su número total no pasaría de 200. Este dato nos sirve para tener una idea del tiempo que media entre las oscilaciones del glaciar de Epuyén desde la formación del till Pitribuín hasta el comienzo de la deposición del till La Burrada.

De acuerdo a la distribución de los varves estimamos que la superficie del lago en el fondo del cual se depositaron, tendría una extensión que oscilaría entre 2.500 a 3.000 hectáreas.

d) Grava gruesa y limo

Los varves aparecen cubiertos en partes por grava gruesa estratificada que alterna con bancos de limo. Esto ocurre generalmente en las cercanías de la junta de los arroyos de las Minas y del Coihue, donde los varves poseen un carácter proximal.

Interpretamos que la intercalación de de los depósitos gruesos con los varves es el resultado de cambios en la posición de los canales que desaguaban al lago, y que éstos se debían a su vez a cambios en la posición del hielo. El hecho de

que estas intercalaciones sólo aparezcan en la parte superior de los varves y que sobre las mismas se encuentre, en discordancia, el till La Burrada, nos indicaría que ese movimiento del frente del glaciar habría tenido como componente principal una dirección hacia el E. Correspondería entonces con el comienzo de la expansión del glaciar de Epuyén que determinó la acumulación del till La Burrada.

Edad de la Formación Pitrihuin. En el trabajo de Caldenius se mencionan a estos depósitos, en una distribución casi similar a la descrita por nosotros, como correspondientes a la *sub-época gotiglacial*. El perfil descrito anteriormente muestra, en efecto, que los mismos, corresponden al *segundo estadal* del glaciar de Epuyén.

iii) Grava Los Retamos

Junto al pie oriental del cerro Gladys se encuentra un depósito pedemontano de extensión reducida, cuya superficie aterrazada se desarrolla en dos niveles diferentes; el primero o más elevado se encuentra a 900 m y el segundo a 775 m.

Su ubicación topográfica y disposición indica que corresponderían a depósitos interestadiales locales. No los correlacionamos con ninguna de los "niveles pedemontanos" que Volkheimer (1964) describiera al E de nuestra zona.

Grava I. Se extiende junto al cerro Gladys por casi 3 km, con una ancho máximo de 1 km. Su superficie inclina hacia el E. Desaparece en esta dirección por la erosión previa a la deposición de los sedimentos de la terraza inferior.

Morfología. Nace a una altura aproximada de 900 m, con una pendiente inicial de casi 20°, la cual disminuye rápidamente, haciéndose inferior a 3° en su extremo oriental. En este lugar el espesor del depósito alcanza un valor de 85 metros.

Litología. Se compone de abundantes guijones en los que predomina la forma lajosa, derivados casi únicamente de la Formación Epuyén-Cholila. La matriz arenosa alcanza al 50 % del total.

Grava II. Estas acumulaciones se encuentran a un nivel inferior que las anteriores y poseen un desarrollo menor. Son reemplazados hacia el E y a 800 m del frente de montaña es inferior a 4°. El mayor desarrollo de su superficie se encuentra a los 775 m de altura. Su espesor máximo es de 70 m. Su litología es similar a la de la Grava I.

Edad. La posición de estos depósitos, por delante de las morenas laterales de la glaciación La Burrada pero anteriormente a las morenas de la glaciación Pitrihuin, indicaría que su desarrollo se ha extendido con posterioridad a la finalización del *segundo estadal* del glaciar de Epuyén.

El perfil de la quebrada del arroyo de las Piedras Bayas (fig. 3) nos muestra la relación existente entre ambos depósitos pedemontanos y los sedimentos glaciales, más modernos, provenientes del glaciar de Cholila.

iv) Formación La Burrada

La formación está constituida por depósitos de till, glaciales y de playa, formados durante el *tercer estadal* del glaciar de Epuyén. Corresponden a ella la mayor parte de los sedimentos glaciales que se observan en el valle de Epuyén. Se caracterizan por la conservación casi intacta de su morfología original. En la composición del till La Burrada participa una mayor proporción de bloques y grava que en el till Pitrihuin, notándose además con relación a este último, un incremento de los elastos provenientes de rocas graníticas. El depósito glacial es de una extensión vasta, ocupando los valles de El Maitén y de Leleque, ubicados al E de Epuyén.

a) Till

El till La Burrada se caracteriza por su expresión geomorfológica inalterada y por la abundancia de clastos graníticos que intervienen en su composición. Constituye en general un depósito mal cementado de grava fina a mediana, con un espesor máximo de 120 metros, observado en el lugar donde las morenas frontales son atravesadas por el arroyo Pitrihuin.

Morfología y distribución. El till forma dos arcos de *morenas frontales*, en

ambos arcos frontales por el arroyo Pitrihuin. Al E de la estancia de Atten, ubicada al NW de la estancia La Burrada, el till constituye una *morena interlobular*. Las *morenas laterales* se encuentran casi exclusivamente en la región al S de la laguna de las Mercedes.

La *morena de fondo* abarca casi totalmente el espacio comprendido entre las morenas frontales y la punta este del lago.

Litología. Se compone de grava mediana a fina, acompañada por una ma-

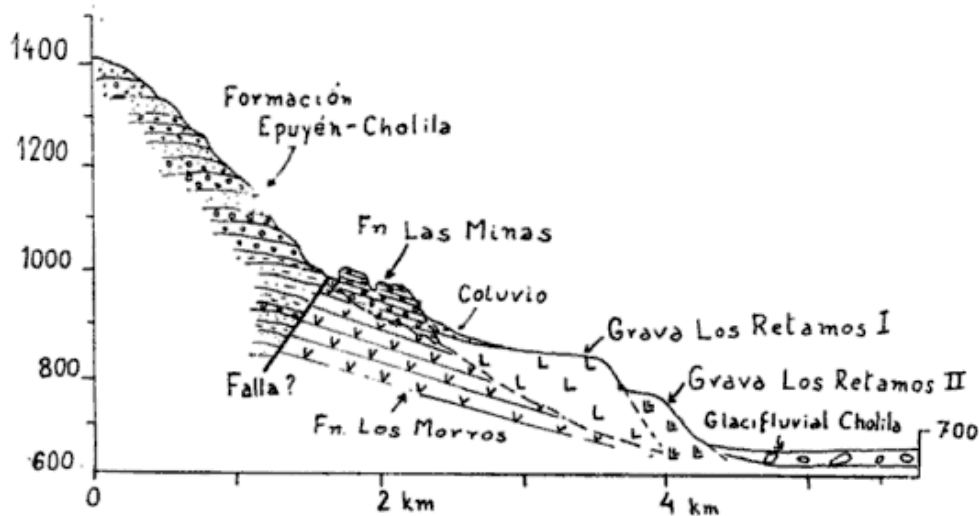


Fig. 3. — Perfil del Arroyo de las Piedras Bayas

parte paralelos y separados por una distancia menor de un kilómetro, de extensión desigual. El arco interior, y occidental, abarca desde la región al S de la laguna de las Mercedes (fuera del mapa), pasando al E de la estancia La Burrada, hasta el arroyo Pizarro. El arco externo, el más oriental, posee un ancho medio de 1,5 km y su altura máxima, en su extremo este, es de 742 m. Se extiende en un semicírculo de unos 13 kilómetros de longitud, desde la escuela del Coihue, hasta unos 2 km al N del pie septentrional de la Serranía del Diablo. En estos extremos se une con el arco oriental.

Las morenas frontales se subdividen de la siguiente manera: Al N y al E de la estancia La Burrada se encuentran las *morenas terminales*, separadas en

triz arenosa a veces escasa. La granulometría es desigual según la posición en que nos encontremos con respecto al aparato glaciar que originó al depósito. La cementación es mala. El conjunto presenta un aspecto caótico, masivo, casi sin ninguna orientación en sus clastos. Los bloques erráticos son más abundantes que en el till Pitrihuin, alcanzando diámetros máximos de hasta 3,5 metros. Los mayores observados, de dimensiones tan grandes como un automóvil, se encuentran en las proximidades del puesto de policía y otro, a un kilómetro del pueblo, en dirección al E.

Recuentos petrográficos. Los mismos permitieron la diferenciación de este till con el de la Formación Pitrihuin. Se efectuaron un total de doce recuen-

tos cuyos resultados se resumen en el cuadro siguiente:

CUADRO 2

Promedio de 12 recuentos petrográficos efectuados en el till La Burrada

1) Granitos y granodioritas	40 %
2) Sedimentitas de la Formación Epuyén-Cholila	32 %
3) Andesitas y Basaltos	17 %
4) Areniscas feldespáticas de la Formación Las Minas	6 %
5) Otros tipos no determinados.....	5 %
	<hr/> 100 %

Comparando los datos de este recuento con el efectuado en el till Pitrihuín observamos que mientras en el segundo predominan las rocas de las formaciones Epuyén-Cholila y Los Morros, en el primero son más abundantes las rocas plutónicas. Como una explicación a esta diferencia litológica suponemos que ha habido un cambio, ocurrido entre ambas expansiones del glaciar, en el origen o la proveniencia de las grandes corrientes que desde la cordillera, encauzaban su desagüe hacia el E, a través del valle de Epuyén. Este hecho

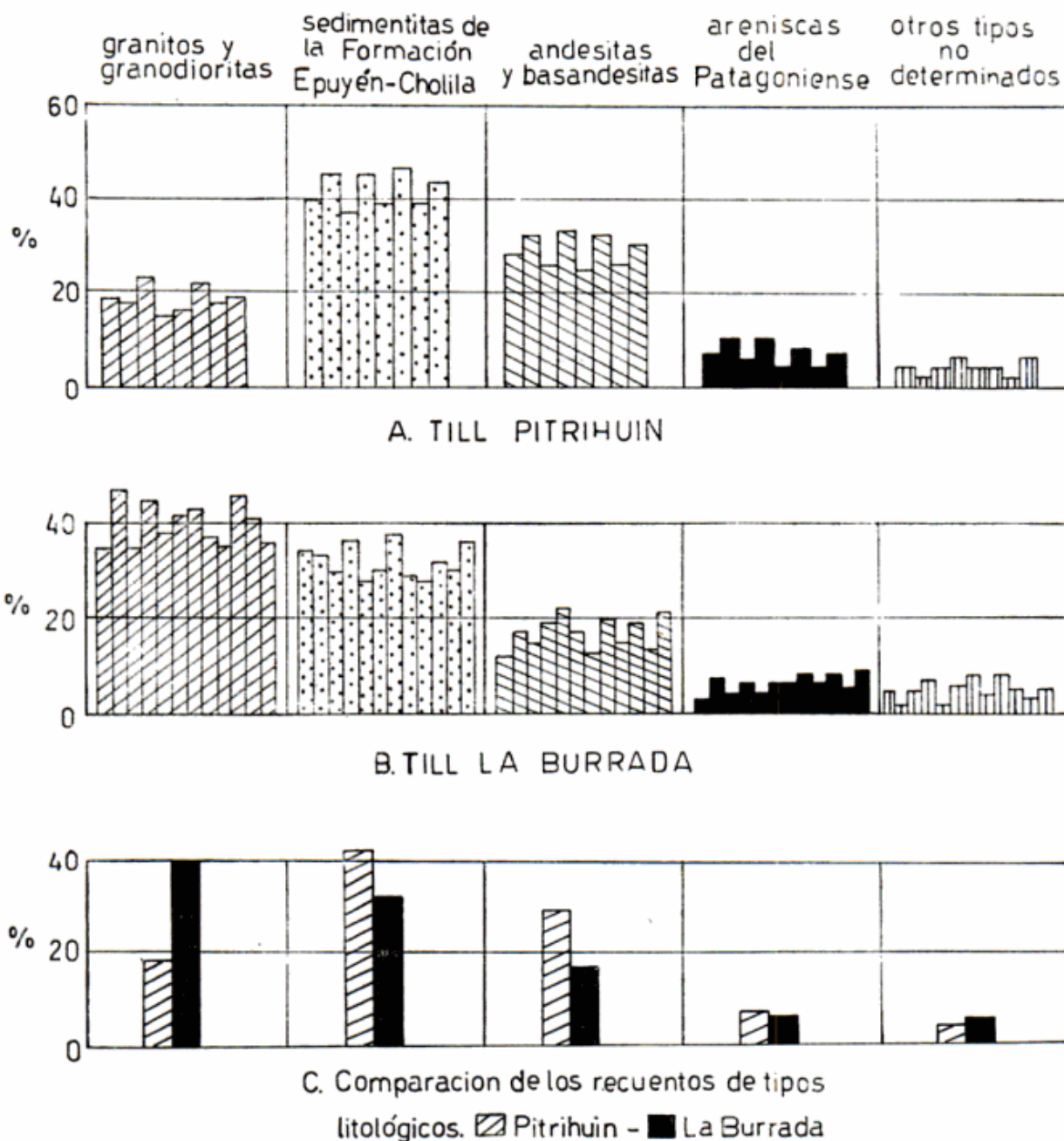


Figura 4

probable ya fue mencionado por Caldeinius (1932). Los gráficos de la figura 4 ilustran claramente sobre estas diferencias.

b) Bloques y grava

El till anteriormente descripto pasa lateralmente a un depósito aterrazado en la región donde las morenas frontales son atravesadas por la Ruta Nacional n° 258. Se desarrolla este depósito hacia el W hasta apoyarse en la margen SE del cerro Epuyén. Allí alcanza un ancho de 2,8 km siendo su espesor de 40 metros.

Morfología. La superficie de estas acumulaciones corresponde a una *terrace kame*, desarrollada a una altura media de 690 m. Su pendiente se vuelca al SSE.

Litología. Se compone de una alternancia de capas arenosas y de grava. En frente del puesto abandonado de Breide levantamos el siguiente perfil:

- 0 m: La superficie del depósito se encuentra a una altura de 690 m. Sobre ella encontramos algunos bloques erráticos de rocas volcánicas, de hasta 6 m de largo. Su eje mayor se orienta según la dirección NW-SE.
- e) 6 m: Grava arenosa mal estratificada. Los clastos son de bordes redondeados a sub-redondeados. La matriz está formada por abundante arena mediana a fina. Se observan capas en las que predomina el material más grueso.
- d) 1,2 m: Arena fina a mediana, muy poco arcillosa, con estratificación fina a mediana, más o menos regular; de color pardo amarillento. Se observan guijas redondeadas aisladas.
- c) 2,5 m: Grava gruesa a fina arenosa, mal seleccionada, poco arcillosa, de color gris verdoso. La cementación es pobre y desigual. Los clastos mayores son sub-angulosos a sub-redondeados. Su tamaño varía entre 40 y 6 cm. La matriz muestra una clase modal en la fracción are-

na muy gruesa y otra, con mayor proporción, en la fracción menor de 62 micrones.

- b) 25,3 m: Alternancia de c) y d), aumentando las capas de d) su espesor y predominio hacia la parte inferior.
- a) 22,2 m: Aglomerado arcilloso de color gris claro, con cementación pobre. Predominan los clastos provenientes de rocas graníticas. Sobre los mismos calculamos la proporción alterados-frescos, comprobándose que los primeros constituyen entre el 25 y 30 % del total.

Este perfil es casi constante en los distintos cortes en que aparece descubierto el depósito. En las lomadas aisladas por la quebrada del Puesto Abandonado de Breide encontramos al término superior e) y por debajo, en espesores variables, capas arenosas correspondientes a d).

En la abrupta barranca que se levanta frente a la ruta nacional n° 258, al lado de la casa de Pizarro (actualmente de la Vda. de Muñoz), participa una mayor proporción de la fracción grava.

c) Grava y arena

Desprendiéndose de las morenas que forma el till La Burrada se observa la iniciación del extenso depósito que forman los sedimentos glacifluviales de esta formación. Guardan con el till un desnivel de 55 metros, en su parte proximal.

Morfología y distribución. Abarcan una extensión muy amplia en la región, comprendiendo prácticamente todo el espacio entre las morenas y el río Chubut, al E de las mismas. Hacia el N y hacia el S el depósito se confunde con otros de origen similar pero de distinta proveniencia. La superficie muestra aún el diseño de un drenaje anastomosado, propio del momento de su formación, que se vuelca hacia el E.

Correspondiendo con los dos lóbulos en que terminaba el glaciar de Epuyén durante esta última expansión, existen dos ramas principales en el drenaje que depositó a los sedimentos glacifluvia-

les. Una se encuentra al N del arroyo Pitrihuin y la otra, con un diseño de mayor densidad, al S del mismo arroyo. Ambas ramas eran afluentes del río Chubut.

Litología. Se compone de grava mediana a fina, acumulada en los canales de desagüe, y de arena fina, muy abundante fuera de los canales. La redondez de los clastos no varía mayormente dentro del depósito pero es claramente mayor de la que presentan en el till. El material fino es removido y acumulado localmente en depósitos de médanos.

d) *Arena limosa*

Estos sedimentos corresponden a estados lacustres desarrollados interiormente en la morena frontal del till La Burrada, y que suponemos han sido fugaces por el escaso material que fue removido. En relación con esta fase lacustre, la morena de fondo aparece recubierta hasta donde es atravesada por el arroyo de las Minas, por una capa limoarenosa fina.

En el mapa hemos agrandado ligeramente la extensión real del depósito para resaltar la forma del cuerpo de agua a cuyas márgenes se formó.

Morfología y distribución. El depósito conserva en gran parte su morfología original. Aparece en dos niveles bien definidos; el primero a una altura de 630 m, se encuentra junto a la morena terminal frente a la estancia La Burrada; el segundo, se ubica a 580 m de altura, al NW de la casa de Pizarro y se corresponde con otro depósito a igual altura, situado en frente, en la estancia de Atten. Estos depósitos aparecen comprendidos enteramente detrás del lóbulo austral correspondiente a la morena frontal de la glaciación la Burrada.

Litología. Se compone de arenas medianas a gruesas, en parte también gravas finas, fácilmente disgregables. Los clastos poseen una selección moderada y superficies algo pulidas.

Edad de la Formación La Burrada

Los sedimentos de esta formación fueron depositados durante el tercer estadal del glaciar de Epuyén. Con posterioridad a ellos el glaciar declinó prontamente hasta desaparecer del valle de Epuyén. Este retroceso definitivo comenzó según Caldenius (1932) hace aproximadamente 10.000 años, dato que extrajo de sus comparaciones de los perfiles de varves locales con los patrones de la escala geocronológica sueca, ubicando a estas acumulaciones junto a las correspondientes a la glaciación *finiglacial*.

v) *Grava arenosa Cholila*

Al S del arroyo Pizarro, entre la Serranía del Diablo y las primeras estribaciones al E del cordón de Cholila, hay una pampa de vastas dimensiones — 25 kilómetros cuadrados dentro del área de nuestro trabajo — con una pendiente suave hacia el N. Constituye la parte distal de un depósito glaciifluvial proveniente del glaciar de Cholila. Esta proveniencia se hace evidente más hacia el S, al encontrar al depósito en conexión con acumulaciones de till depositadas por este mismo glaciar.

Morfología y distribución. La superficie de estas acumulaciones se encuentra a una altura media de 700 m. La misma es atravesada por dos arroyos de curso reciente, el arroyo de Los Retamos y otro, más al E, sin nombre. Se observan aún las huellas de los canales de desagüe antiguos, los cuales se dirigen hacia el N a través de dos vías principales. La primera, atraviesa al till La Burrada por el mismo lugar donde lo hace la ruta nacional n° 258. La segunda se encuentra unos 5 km al E de la anterior. Corresponde a un colector que se vuelca hacia la parte interior del arco morénico del till La Burrada. Ambas vías de desagüe se interrumpen a poco de traspasar al till. Suponemos por ello que se volcarían en el lago endicado

por las morenas de este till y a cuya existencia nos referimos al describir el miembro anterior.

Litología. Se compone de grava fina a mediana con una matriz arenosa gruesa poco abundante. Los clastos muestran en general bordes subredondeados y su grado de esfericidad es variable, encontrándose limitado para la mayor parte de los rodados entre los términos 0,2 y 0,6 de la escala de Taylor. El espesor, en la parte más distal, no supera los 20 metros. La cementación es mala y la estratificación es gruesa y poco marcada.

Edad. Entre estas acumulaciones y las del glacifluvial La Burrada existe un desnivel, a favor de este último, de más de 30 metros. Además la circunstancia señalada de que el desagüe de los sedimentos se dirigía hacia el lago formado en la faz final de la glaciación La Burrada, nos permite afirmar que estas acumulaciones corresponden, a su vez, al *tercer estadal* del glaciar de Cholila, o sea a su última expansión.

5. HOLOCENO

Los primeros sedimentos depositados con posterioridad a la última glaciación y fuera de su influencia, corresponden a un drenaje orientado hacia el W, en oposición a la pendiente general hacia el E que muestran la mayoría de los sedimentos glaciarios. Sin embargo, debemos admitir que su desarrollo no guarda relación con el nivel de base actual, correspondiente al lago Epuyén (300 m s.n.m.). Las terrazas fluviales más altas se encuentran a casi 100 m sobre el espejo del lago, mientras que las terrazas más bajas están a 45 m por encima de dicho nivel.

a) Arena Pizarro

Corresponde a un depósito fluvial elaborado sobre las formas de acumulación dejadas por la glaciación, y que

constituye la terraza fluvial posglacial más alta en el área estudiada.

Morfología y distribución. En la quebrada del Puesto Abandonado de Brei- de observamos acumulaciones cuya superficie aterrazada inclina hacia el E, entre las cotas de 730 y 590 m. Se continúan, fuera de la quebrada, con rumbo NE, por sobre la margen izquierda del arroyo de las Minas. Su espesor frente a la casa de Pizarro es de 7,5 m y se apoyan sobre el till La Burrada.

Junto al arroyo de las Minas el ancho de estas acumulaciones raramente supera los 350 m siendo lo más común un valor inferior a los 100 m. Finalmente las observamos sobre el till Pitrihuin, en el tramo del arroyo de las Minas que va desde la casa de González hasta la ruta nacional n° 258. En este lugar la superficie del depósito se encuentra a 140 m de altura. El desnivel total a través de los 13,5 km que median desde su iniciación en la quebrada del Puesto Abandonado hasta el lugar antes señalado es de 320 metros.

Sobre ambas márgenes del arroyo Pedregoso la parte más alta del depósito se encuentra a 415 m de altura. Frente a la desembocadura del lago Epuyén es interrumpido abruptamente por el aluvio reciente.

En el arroyo del Coihue consiste en arenas fluviales observadas desde los 730 m de altura. Se extienden hacia el SW con espesor creciente, hasta alcanzar un valor de 12 m frente al aserradero de Molina. Se apoyan en todo este tramo sobre el till La Burrada. Finalmente, en el arroyo de las Minas, se unen a los depósitos fluviales provenientes de la quebrada del Puesto Abandonado.

Litología. Consisten en arenas gruesas con algo de grava fina y algunos rodados redondeados, dispersos en una matriz arenosa fina, poco abundante y friable. Su estratificación es gruesa y poco marcada. Su espesor máximo es de 12 metros.

b) Arena Mediana El Coihue

Este depósito se diferencia del anterior por su granometría más fina y espesor menor. Constituye una terraza fluvial inferior a la formada por la Arena Pizarro y de remanentes más escasos que la terraza más alta.

Morfología y distribución. En los márgenes del arroyo del Coihue encontramos, a los 650 m de altura, la iniciación de estas acumulaciones fluviales. Saltuariamente se continúan hasta el arroyo de las Minas, en donde reaparecen a los 380 m, frente a lo de Marilaff, y a 350 m, frente a lo de González.

Sobre el río Epuyén, traspuesta ya la angostura, aparece sobre ambos márgenes una terraza fluvial formada por arena mediana a fina. Su superficie se encuentra a los 300 m de altura. El depósito es evidentemente más antiguo que las acumulaciones recientes del mismo río y por su composición lo correlacionamos con la terraza más baja de los arroyos del Coihue y de las Minas.

Litología. Está formado por arenas finas y medianas con escasa o ninguna cementación y con estratificación gruesa. Su espesor máximo es de 2,5 m.

c) Arena Mallín Redondo

En distintos lugares, pero especialmente en la parte oriental de nuestra zona, se observan depósitos formados por relave pluvial y deflación de los sedimentos glaciares. Se componen de grava y arena gruesa a fina y han sido agrupados por su origen común.

La remoción eólica forma médanos, algunos vivos y otros cubiertos por vegetación, como los que aparecen al N de la estancia La Burrada, al W del Mallín Redondo y en la pampa situada al W del río Chubut.

El derrubio pluvial, en partes muy espeso, se observa en casi todas las márgenes de los arroyos que afluyen al arroyo de las Minas.

d) Grava El Puesto

Comprende los depósitos coluviales que forman escombros de talud y derrubios al pie de las laderas de las elevaciones rocosas. Se los observa a lo largo de los márgenes del cordón Oriental de Cholila y, más al N, del cerro Pirque. Al pie de Los Morros aparece igualmente una espesa cubierta de coluvio.

Su origen es el producto de procesos interrelacionados pero entre los cuales se destaca el producido por la congelofracturación.

Se compone de bloques y grava de granulometría diversa.

e) Arenas limosas

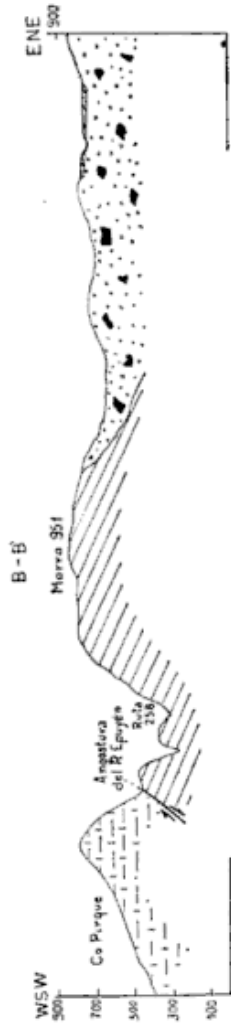
Sobre el arroyo Pitrihuin y en conexión con depósitos similares del río Chubut, se han formado acumulaciones finas, dispuestas en distintos niveles, que corresponden a terrazas fluviales recientes de estos ríos. El material que las compone y su disposición estratigráfica no fueron objeto de estudio en este trabajo.

f) Aluvio del drenaje actual

Se compone de abundante material fino entremezclado con bloques de hasta 1,5 m de diámetro máximo. La gran variedad granométrica de estos sedimentos se debe a que los mismos se originaron en el derrubio glaciario, generalmente mal seleccionado.

B. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la región comienza con la deposición de los sedimentos paleozoicos (?) correspondientes a la Formación Epuyén-Cholila, los cuales fueron afectados por un metamorfismo regional no muy intenso y plegados en forma suave. Posteriormente se produjo la intrusión de los cuerpos graníticos y granodioríticos de la Formación Pirque.



REFERENCIAS

	terrazas fluviales recientes		Arena limosa	} HOLOCENO	} PLEISTOCENO
	coluvio		depósito clasificuvial		
	Arena Mallín Redondo		varves		
	Arena mediana El Cobue		tilit		
	Arena Pizarro		tilit		

	fn. Las Minas	} ULIGOCENO
	fn. Los Morros	
	fn. Epeyén-chollila	
	fn. Epeyén-chollila	} EOCENO
	fn. Epeyén-chollila	
	fn. Epeyén-chollila	} PALCOZÓICO ?

fn. la burrada
fn. pitrihuin

Escala vertical 1:20.000
" horizontal 1:50.000

R.C.N. 1947

Después de un gran hiato estratigráfico se depositaron las rocas volcánicas de la Formación Los Morros, durante el Eoceno. Coincide el momento de su formación con la finalización del primero de los movimientos del ciclo Andico, evidenciado éste en la relación tectónica que guardan las rocas volcánicas con el sustrato paleozoico.

La región fue posteriormente sumergida, dando lugar a un ciclo de acumulación marina en el comienzo del Oligoceno, y en el que se originaron las capas litorales de la Formación Las Minas. En la región de Epuyén este episodio marino fue relativamente breve y alternando con la prevalencia de condiciones palustres desde sus comienzos, como lo prueba la repetida intercalación de mantos carbonosos entre las capas fosilíferas marinas desde la base misma de la formación.

El segundo movimiento del ciclo Andico aisló a la cuenca, dándole al mismo tiempo un carácter positivo definitivo que se refleja en la ausencia de formaciones terciarias posteriores al Oligoceno. Este movimiento imprimió las características actuales de la Cordillera Patagónica en la región. Esta estructura presenta como rasgo sobresaliente un conjunto de bloques fracturados y parcialmente volcados hacia el W. De tal manera, siguiendo el rumbo de la fracturación, se originaron largas y encadenadas depresiones intermontanas que fueron posteriormente rellenadas por los sedimentos glaciares del Pleistoceno (ej.: Hoyo de Epuyén, valles de Epuyén, Cholila, Maitén, Leleque, etc.). Acompañando a las fracturas de rumbo meridiano hay otras de carácter transversal que sirvieron de encauzamiento para la salida hacia el E de los glaciares (ej.: valle del lago Epuyén).

El enfriamiento del clima que sobrevino en el Pleistoceno Superior, tuvo su expresión en nuestra zona en la formación del glaciar de Epuyén. Constituía éste una de las numerosas lenguas glaciares que se volcaban hacia el naci-

te, desprendiéndose de la parte central de la Cordillera Patagónica, extensamente englazada.

Por el valle de Cholila, situado inmediatamente al S, se desplazó otro glaciar que encauzó su salida hacia el NW.

El glaciar de Epuyén se desarrolló durante tres estadiales, ocupando los depósitos correspondientes a cada uno de ellos superficies cada vez menores. En el área de este trabajo hemos reconocido los sedimentos depositados en los dos últimos estadiales.

En el segundo estadal, al que corresponde la Formación Pitrihuin, el glaciar se extendió en un frente unilobulado, alcanzando su extremo oriental a unos tres kilómetros al W de la Puerta de Leleque. Los sedimentos glacifluviales encauzaban totalmente su drenaje a través de este paso, en dirección al SE. Al retroceder el glaciar, entre su frente y las morenas, se formó un lago de dimensiones reducidas (no más de 30 kilómetros cuadrados), en el fondo del cual se acumuló un espeso depósito de varves. De acuerdo a la distribución de estos sedimentos el hielo se retiró hacia el W hasta no mucho más atrás que la punta E del lago actual. Su frente presentaba cambios frecuentes en su posición como lo prueba la presencia, en distintos lugares, de material grueso intercalado con las varves y la estructura intraplegada de estos últimos.

Además de los varves, hacia el final del segundo estadal se formaron depósitos pedemontanos sobre la margen oriental del cerro Gladys.

En el tercer estadal, al que corresponde la Formación la Burrada, el glaciar avanzó en un frente *unilobular*, alcanzando su posición máxima a unos tres kilómetros al E de la estancia La Burrada. Luego de un corto tiempo se produjo un retroceso seguido de una nueva permanencia del glaciar en un máximo, presentando entonces un frente bilobulado. Los depósitos glacifluviales alcanzaron gran desarrollo hacia el E y SE de las morenas.

El glaciar de Cholila, de mayores dimensiones que el de Epuyén, buscó su salida principal hacia el NW. No se conserva ninguna evidencia de una supuesta unión de ambos glaciares. El cono de transición que se desprendía de las morenas depositadas por el glaciar de Cholila en su tercer estadal alcanzó y cubrió parcialmente a los depósitos del mismo estadal del glaciar de Epuyén, mostrando que la extinción del glaciar austral, el de Cholila, fue más lenta que la de su vecino del norte.

La retirada total del glaciar de Epuyén, ocurrida probablemente hace menos de 10.000 años, permitió que en el fondo del paso por él labrado se formara el lago Epuyén actual. Este lago, al igual que los diversos arroyos que nacen al W de las morenas del último estadal, desagua hacia el N, en dirección a la vertiente pacífica.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F. (1901). *Frontera argentino-chilena en la Cordillera de los Andes*. Londres.
- Caldenius, C. C. (1932). *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Direc. Gral. de Minas y Geología. Publicación n° 95. Buenos Aires.
- Camacho, H. H. y Fernández, J. A. (1956). *La transgresión patagónica en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del río Chubut*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XI, n° 1. Buenos Aires.
- Feruglio, E. (1927). *Estudio geológico de la región pre y sub-andina en la latitud del Nahuel Huapi*. "Gaea" (Anal. Soc. Arg. de Estudios Geográficos). Bs. Aires.
- (1941). *Nota preliminar sobre la hoja geológica "San Carlos de Bariloche"* (Patagonia). Bol. de Inf. Petrol. n° 200. Buenos Aires.
- (1949). *Descripción Geológica de la Patagonia*. Direc. Gral. de Yac. Petrol. Fiscales. Buenos Aires.

- Flint, R. F. y Fidalgo, F. (1963). *Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes*. Direc. Nac. de Geología y Minería; Bol. n° 93. Buenos Aires.
- González Bonorino, F. (1944). *Descripción geológica y petrográfica de la hoja 41 b. Río Foyel*. Direc. de Minas, Geol. e Hidrol.; Bol. n° 56. Buenos Aires.
- González Bonorino, F. y Teruggi, M. (1952). *Léxico sedimentológico*. Publ. del Museo de Cs. Nat. "Bernardino Rivadavia", n° 6. Buenos Aires.
- Groeber, P. (1942). *Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41°-44° y entre los meridianos 69°-71°*. Comun. Congr. de Min. y Geol. Chile, t. II, Geología.
- Guiñazú, J. R. (1940). *El Terciario carbonífero del sur argentino y chileno*. Bol. de Inf. Petrol., n° 187. Buenos Aires.
- Johns, W. D., Grim, R. E. y Bradley, W. F. (1954). *Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods*. Jour. Sed. Pet., XXIV, 4, págs. 242-251.
- Ljungner, E. (1930-32). *Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera*. Bull. of the Geol. Inst. Univ. of Upsala. Vol. 23.
- Petersen, C. S. y González Bonorino, F. (1947). *Observaciones geológicas en el Chubut Occidental*. Rev. Asoc. Geol. t. II, n° 3. Buenos Aires.
- Polanski, J. (1963). *Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Prov. de Mendoza)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XVII, n° 3/4. Bs. Aires.
- Rasmuss, J. (1922). *Apuntes geológicos sobre los hallazgos de carbón al sur del lago Nahuel Huapi*. Bol. n° 28, serie B (Geología). Direc. Gral. de Minas, Geol. e Hidrol. Buenos Aires.
- Rigal, R. (1923 y 1945). *El carbón de Epuyén*. Carpetas inéditas de la Direc. Gral. de Minas, Geol. e Hidrol. Buenos Aires.
- Schiller, W. (1926). *Ueber fast und ganz unbekanntes alteres Tertiärusw. in der süd-argentinischen Cordillera*. Nehues Jahrbuch für Mineralogie, etc. Beilageband LXII, Abt. B Stuttgart.
- Volkheimer, W. (1964). *Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XIX, n° 2. Buenos Aires.

Recibido el 7 de marzo de 1967.

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO
DE LOS OSTRACODOS CENOZOICOS DE LA ARGENTINA
PARTE II. OSTRÁCODOS DEL CORDÓN LITORAL LOMA DE TAJAMAR *

POR ELSA ROSSI DE GARCIA

RESUMEN

En este trabajo se describen algunas nuevas especies de ostrácodos del Cordón Litoral Loma del Tajamar, provincia del Chubut. Se dan algunos datos sobre la ecología de estas formas y se les asigna edad Plioceno.

RESUME

Dans ce travail on étudie une faune d'ostracodes dont plusieurs espèces nouvelles sont décrites, du Cordón Litoral Loma del Tajamar, province de Chubut.

INTRODUCCION

A Brady y Müller se deben los primeros estudios sobre ostrácodos vivientes en las costas patagónicas, que efectuaron entre los años 1880 y 1884.

Posteriormente han aparecido otros dos trabajos que tratan de fáunulas de ostrácodos fósiles. Becker (1964) hace algunas referencias a géneros del Mioceno de Patagonia, y los describe junto con foraminíferos del Superpatagoniense de Santa Cruz. Por otra parte, me he ocupado (1966) de los ostrácodos del Mioceno de Entre Ríos.

El material fue recolectado en uno de los cordones litorales (Loma del Tajamar) descriptos por Feruglio (1950), para la zona de Bahía Bustamante, provincia del Chubut.

La clasificación y terminología adoptada son las de F.P.C.M. van Morkhoven (1963).

* La autora deja constancia que este trabajo fue realizado por cuenta del Instituto Nacional de Geología y Minería y su publicación autorizada por las autoridades.

Debo mi reconocimiento, al Gobierno de la República de Francia, por la beca que me otorgara y al Instituto Nacional de Geología y Minería, sin cuyo apoyo no hubiera podido concretar este estudio. Agradezco al Dr. Jean Cuvillier, Jefe del Laboratorio de Micropaleontología de la Universidad de París, quien me permitió efectuar este trabajo en dicho laboratorio; al Dr. Nicolás Grekoff, que me ayudó en las determinaciones, y a las señora Renée Damotte, por su colaboración y sugerencias.

UBICACION GEOGRAFICA

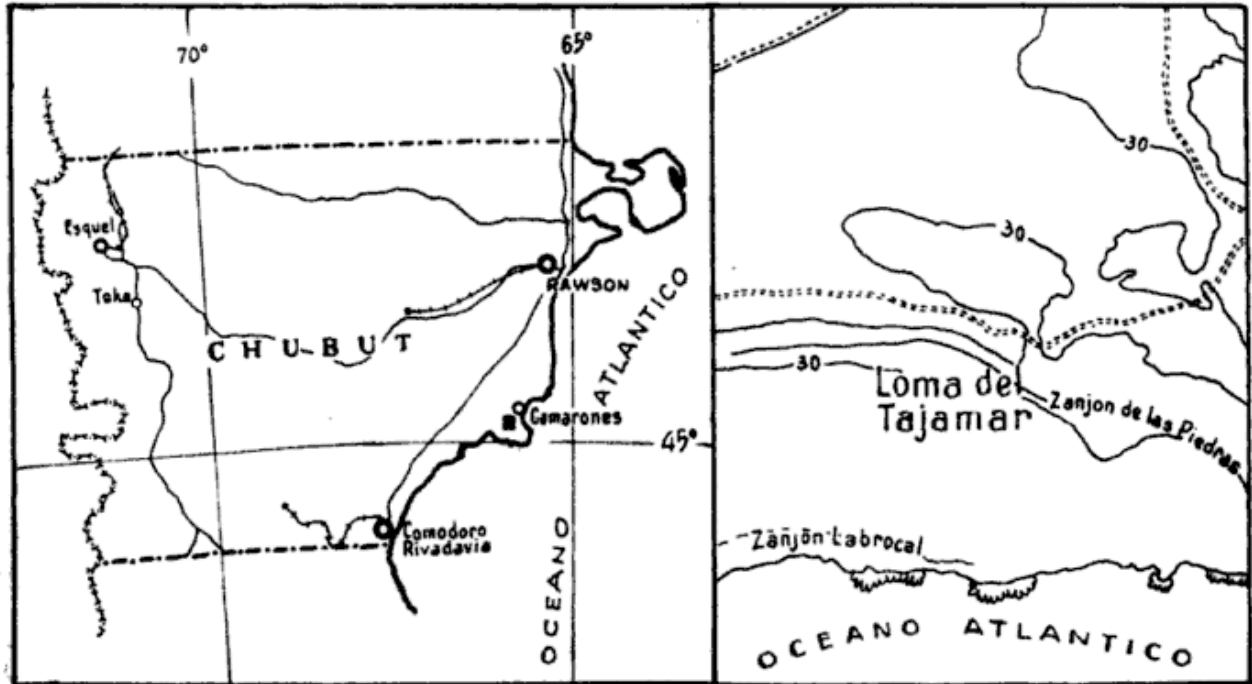
Cordón litoral Loma del Tajamar. (20-30msnm).

Se encuentra ubicado en la planicie costanera al oeste de la península Aristazabal (Bahía Bustamante), a los 66° de longitud oeste de Greenwich y 45° de latitud sud. Feruglio (1950, página 105) describe este cordón en los siguientes términos: ...“es el más continuo de todos, extendiéndose en arco amplia-

mente convexo hacia el norte desde el Cerro Pacheco (29 m) a la desembocadura del Zanjón de las Piedras (en la península Aristazábal), hasta las proximidades de la Estancia Llera, sobre una distancia de 19 km medidos a lo largo de la cuerda. El cordón alcanza una altura de 39 m frente al Tajamar, y 38 m en la Loma del Cerdo, y se man-

tes son: *Cythere*; *Cytherura*; *Caudites*?; *Hemicythere*; *Quadracythere*?

La temperatura y salinidad tienen influencia sobre estos crustáceos; algunos ostrácodos soportan grandes variaciones de dichos factores (Cuadro II), y aquí se describen tres géneros abundantemente representados que son euryhalinos y eurytermos y que nos indicarían



Mapa de ubicación

tiene a una distancia de 1 a 3 km de la playa actual. La pendiente que mira hacia el océano es bastante inclinada y surcada por las aguas salvajes; la opuesta es mucho más suave. Este cordón se compone de arena, grava y cascajo de rocas porfiríticas, de estratificación irregular y con lentejones fuertemente cementados por carbonato de calcio.”

COMPOSICION DE LA FAUNA Y DATOS ECOLOGICOS

La presente fáunula está compuesta por formas adultas y numerosas juveniles; acompañando a los ostrácodos se encuentran foraminíferos y algunos restos que podrían ser asignados a vegetales. Los géneros de ostrácodos presen-

que la población pudo haber soportado variaciones amplias de estos dos factores. Por lo tanto, se puede inferir que, según los datos ecológicos indicados por la presencia de las formas estudiadas, la época en que se formó el cordón litoral que las contiene, puede haber sido influenciada por cambios de temperatura.

Por otra parte, cuando el equilibrio de los factores abióticos (inorgánicos) y bióticos (orgánicos) que integran el biotopo de una población, es roto, la vida de esa comunidad puede modificarse de tal manera, que incluso llega a desaparecer.

En el caso de la fáunula de la Loma del Tajamar la presencia de abundantes formas juveniles (más del 50 %) in-

DESCRIPCIONES SISTEMATICAS

Orden OSTRACODA Latreille, 1806

Suborden Podocopa Sars, 1866

Familia CYTHERIDAE Baird, 1850

Subfamilia Cytherurinae G. W. Müller, 1894

Género CYTHERURA Sars, 1866

Cytherura tajamarensis n. sp.

Lám. I. Fig. 4 a y b

Derivatio nominis: Tajamarensis, del nombre del cordón litoral Loma del Tajamar.

Holotipo: Una valva izquierda, depositada en el Departamento de Paleontología del Instituto Nacional de Geología y Minería n° CL 40.

Paratipo: Numerosas valvas y caparazones, depositados en el Departamento de Paleontología del Instituto Nacional de Geología y Minería.

Stratum typicum: Cordón litoral Loma del Tajamar.

Localidad tipo: Bahía Bustamante, provincia del Chubut.

Descripción: Caparazón subrectangular, borde recto, ventral algo sinuoso. Extremo anterior redondeado formando un ángulo obtuso en la antero-dorsal. Extremo posterior anguloso, formando una leve expansión caudal. Valvas lisas

o levemente puncteadas, y algo corrugadas. Visto dorsalmene el caparazón es inflado.

Los caracteres internos son los del género.

Dimensiones: Longitud: 0,21 mm. ancho: 0,10 mm.

Comparación y afinidades: La nueva especie es muy afin a *C. wardensis* Howe y Brown pero posee el extremo anterior más redondeado y la expansión caudal mucho más notable, en cambio nuestra especie, tiene la expansión caudal levemente esbozada y el extremo anterior más agudo en la parte antero-ventral. Por otra parte *C. gibba* O. F. Müller, igualmente se parece a *C. tajamarensis* n. sp., pero su borde posterior presenta una expansión caudal notable y que en la nueva especie es débil.

Edad: Pleistoceno.

Subfamilia Cytherinae Dana, 1853

Género CYTHERE O. F. Müller, 1785

Cythere americanensis n. sp.

Lám. I. Fig. 1 a y b

Derivatio nominis: Del nombre del continente americano.

Holotipo: Una valva izquierda, depositada en el Departamento de Paleontología del Instituto Nacional de Geología y Minería, n° Cl 46.

Paratipo: Numerosas valvas y caparazones depositados en el Departamento de paleontología del Instituto Nacional de Geología y Minería.

Stratum typicum: Cordón litoral Loma del tajamar.

Localidad tipo: Bahía Bustamante provincia del Chubut.

Descripción: Caparazón pequeño, borde dorsal rectilíneo, ventral sinuoso. Extremo anterior y posterior, redondeados. Valvas lisas, débilmente puntuadas. Zona marginal estrecha.

Caracteres de la charnela son los del género.

Dimensiones: Longitud: 0,35 mm; ancho: 0,15 mm.

Comparación y afinidades: *C. lutea* O. F. Müller es muy semejante a la especie descrita aquí, en su forma general pero difiere en la ornamentación, que no presenta nuestra especie. *C. scientillulata* Brady, que es también parecida a la nueva especie, difiere por su tamaño que es menor.

Edad: Pleistoceno.

Subfamilia **Hemicytherinae** Puri, 1954

Género **QUADRACYTHERE?** Hornibrook, 1952

Quadracythere? *litoralis* n. sp.

Lám. I. Fig. 5 a y b

Derivatio nominis: De litoral.

Holotipo: Un caparazón, depositado en el Departamento de Paleontología del Instituto Nacional de Geología y Minería, n° CL 42.

Paratipo: Numerosas valvas y caparazones depositados en el Departamento de Paleontología del Instituto Nacional de Geología y Minería.

Stratum typicum: Cordón litoral Loma del Tajamar.

Localidad tipo: Bahía Bustamante provincia del Chubut.

Descripción: Caparazón rectangular, bordes dorsal y ventral, casi rectos. Ex-

tremo anterior redondeado, posterior formando una expansión caudal. Valvas levemente reticuladas. Zona marginal anterior y posterior amplia.

Caracteres de la charnela con las del género.

Dimensiones: Longitud: 0,25 mm; ancho: 0,13 mm.

Comparación y afinidades: Por su forma general se parece tanto a *Q. truncula* Brady, como a *Q. vermiculata* Bosquet, pero difiere de éstas por la ornamentación poco marcada que presenta la nueva especie.

Edad: Pleistoceno.

Género **CAUDITES?** Coryell y Fields, 1937

Caudites? *chubutensis* n. sp.

Lám. I. Fig. 3 a

Derivatio nominis: De la provincia argentina del Chubut.

Holotipo: Un caparazón depositado en el Departamento de Paleontología del Instituto Nacional de Geología y Minería, n° CL 44.

Paratipo: Numerosas valvas y caparazones depositados en el Departamen-

to de Paleontología del Instituto Nacional de Geología y Minería.

Stratum typicum: Cordón litoral Loma del Tajamar.

Localidad tipo: Bahía Bustamante provincia del Chubut.

Descripción: Caparazón pequeño, subretangular. Bordes dorsal y ventral

rectos. Extremo anterior redondeado, posterior formando una expansión caudal. Ornamentación formada por débiles crestas que corren paralelamente a los bordes ventral y dorsal. En general la ornamentación es poco marcada. Débil tubérculo ocular.

La charnela es la del género. No posee en la zona anterior de las valvas las zonas de fusión o áreas de fusión tan características del género.

Dimensiones: Longitud 0,28 mm; ancho: 0,12 mm.

Comparación y afinidades: La nueva especie es semejante a *C. sellardsi* Howe y Neill, pero la nuestra se diferencia porque no posee ornamentación marcada y no presenta, en la zona anterior, las áreas de fusión de la lámina interna con la externa.

Edad: Pleistoceno.

Género **HEMICY THERE** Sars, 1922-28

Hemicythere patagonica n. sp.

Lám. I. Fig. 2 a, b y c

Derivatio nominis: De la región sud de la República Argentina, Patagonia.

Holotipo: Una valva izquierda depositada en el Departamento de Paleontología del Instituto Nacional de Geología y Minería, n° CL 48.

Paratipo: Gran cantidad de caparazones depositados en el Departamento de Paleontología del Instituto Nacional de Geología y Minería.

Stratum typicum: Cordón litoral Loma del Tajamar.

Localidad tipo: Bahía Bustamante, provincia del Chubut.

Descripción: Caparazón subrectangular, con bordes dorsal y ventral rectos. Extremo anterior redondeado, posterior con una escotadura poco notable en el ángulo pósterodorsal, que insinúa un apéndice caudal. Ornamentación constituida por puntuaciones y leves costillas radiales. Zona marginal con canales de los poros laterales en número menor que el género. Vestíbulo presente.

La charnela es la del género.

Dimensiones: Longitud 0,34 mm; ancho: 0,15 mm.

Comparación y afinidades: *H. amygdala* Stephenson, es la especie que más

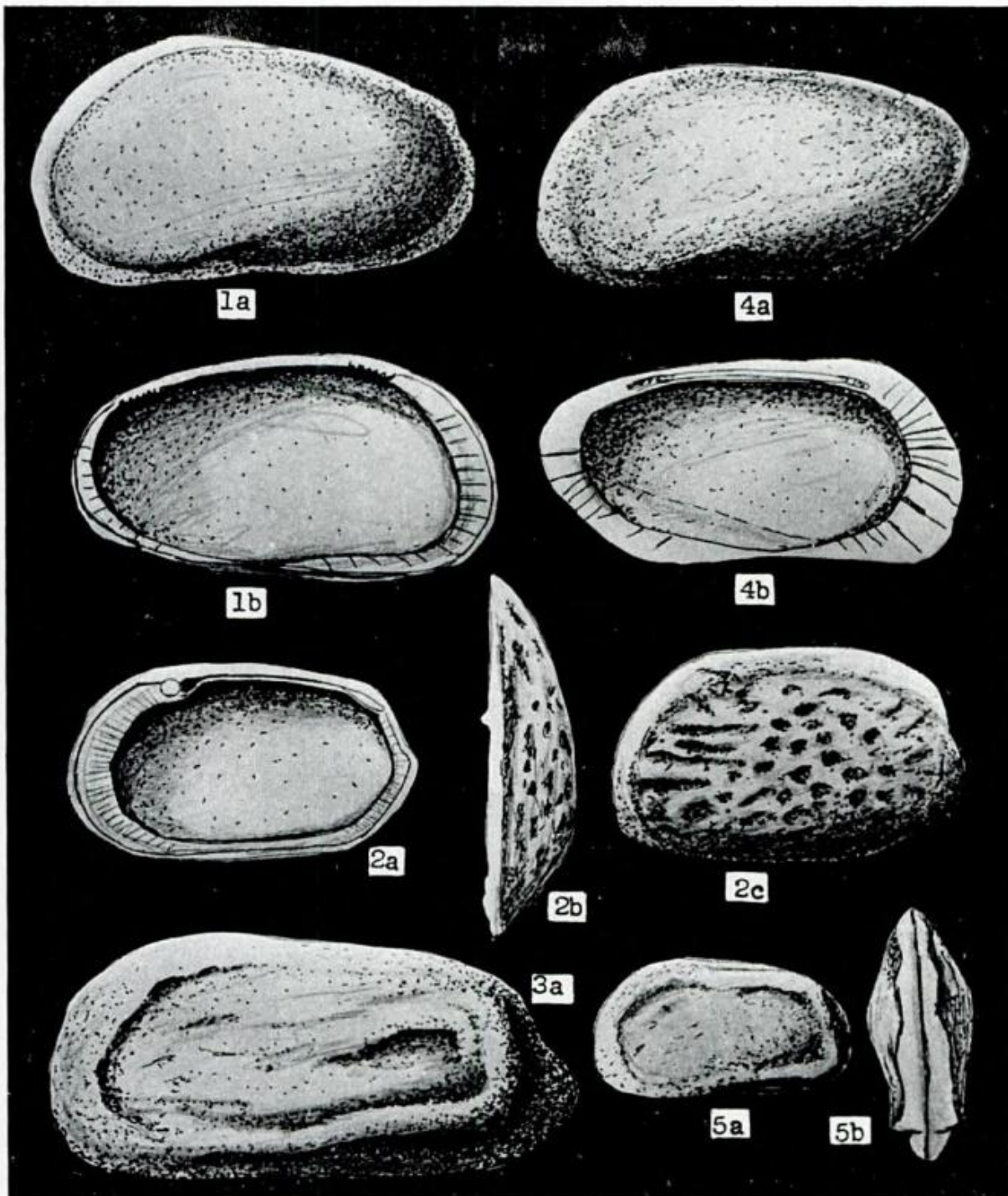
se le parece a la descripta aquí, pero se diferencia, por su contorno, que en la nueva especie es más rectangular y por su ornamentación que es más conspicua que en *H. patagonica*.

Edad: Plietoceno.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Becker, D. 1964. *Micropaleontología del Superpatagoniense de las localidades Las Cuevas y Monte Entrance (provincia de Santa Cruz)*. Ameghiniana, III (10), 313-351. Buenos Aires.
- Brady, G. S. 1880. *Report on the ostracoda dredged by the H. M. S. Challenger during the years 1873-1876*. Reports Sci. Results Voyage of H. M. S. Challenger, Zoology I, 1-124. Londres.
- Ellis, B. y Messina, A. *Catalogue of Ostracoda*. Amer. Mus. Nat. H. New York.
- Feruglio, E. 1950. *Descripción Geológica de la Patagonia*. Y.P.F. III. Buenos Aires.
- García, E. R. de. 1966. *Contribución al conocimiento de los ostrácodos de la Argentina. I: Formación Entre Ríos de Victoria, provincia de Entre Ríos*. Rev. As. Geol. Arg. XXI (3), 196-208. Bs. Aires.
- Grekoﬀ, N. 1956. *Guide pratique pour la détermination des ostracodes post-paléozoïques*. Technip. Paris.
- Moore, R. C. et al. 1961. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part Q. Arthropoda 3. Un. Kansas Press. Kansas.
- ván Morkhoven, F. P. C. M. 1963. *Post-Paleozoic Ostracoda*, II, Elsevier. Amsterdam.

Manuscríto recibido el 15 de junio de 1967.



1, *Cythere americanensis* n. sp. holotipo CL46, vista lateral: a, $\times 160$; vista interna: b $\times 160$; 2, *Hemicythere patagonica* n. sp. holotipo CL48, vista interna a $\times 80$; vista lateral b $\times 80$; vista dorsal c; 3, *Caudites chubutensis* n. sp. holotipo CL44, vista lateral a $\times 160$; 4, *Cytherura tajamarensis* n. sp. holotipo CL40, vista lateral: a $\times 160$; 5, *Quadracythere litoralis* n. sp. holotipo CL42, vista lateral: a $\times 80$; vista ventral: b $\times 80$.

GEOLOGIA DE LAS QUEBRADAS DE HUICHAIRA-POCOYA,
PURMAMARCA Y TUMBAYA GRANDE
EN LA MARGEN DERECHA DE LA QUEBRADA DE HUMAHUACA
(PROVINCIA DE JUJUY) *

Por VICTOR A. RAMOS¹, MATEO A. TURIC² y ANDRES B. ZUZEK¹

RESUMEN

La comarca bajo estudio está ubicada en la provincia geológica Cordillera Oriental. Las rocas más antiguas son las grauwacas, pizarras y cuarcitas de edad precámbrica. El geosinclinal del Paleozoico inferior comienza con las ortocuarcitas del Grupo Mesón (Cámbrico) y continúa en el Tremadociano y Arenigiano con sedimentitas ricas en trilobites. El Grupo Salta (Cretácico) fue depositado transgresivamente; se destaca la ausencia de la Formación Pirgua. Los potentes depósitos continentales de la Formación Chaco fueron acumulados durante el Mioceno-Plioceno. Un cuerpo subvolcánico de andesita fue emplazado durante el Cuaternario inferior (?). Una gran bajada fue desarrollada durante el Pleistoceno en la quebrada de Humahuaca. Sedimentos coluviales y aluviales están siendo depositados actualmente en condiciones áridas. La estructura se caracteriza por pliegues y solevantamientos con rechazos del orden de millares de metros.

ABSTRACT

The area under study is located in the geological province of Cordillera Oriental. Greywackes, slates and quartzites of Precambrian age are the oldest rocks. The Lower Paleozoic geosyncline begins with orthoquartzites of the Grupo Mesón (Cambrian) and continues with Lower and Upper Tremadocian and Arenigian sediments rich in trilobites. The Grupo Salta (Cretaceous) was deposited transgressively; the absence of Formación Pirgua is notable. Thick continental deposits (Formación Chaco) were accumulated during Miocene Pliocene times. A subvolcanic body of andesite was emplaced during the Lower Quaternary (?). A large bajada was developed during the Pleistocene in the quebrada de Humahuaca. Colluvial and alluvial sediments are being deposited now under arid conditions. The structure is characterized by folds and upthrusts, with thousands of meters throw.

INTRODUCCION

En los meses de enero y febrero de 1965, los autores realizaron el levanta-

* Trabajo realizado por cuenta del Instituto Nacional de Geología y Minería, Yacimientos Petrolíferos Fiscales y la Universidad de Buenos Aires y publicado con autorización de sus respectivas autoridades.

¹ Geólogos del I.N.G.M.

² Geólogo de Y.P.F.

miento geológico de tres perfiles en la margen derecha de la quebrada de Humahuaca, en la provincia de Jujuy (véase fig. 1). Se estudiaron las quebradas de Pocoya-Huichaira, Purmamarca y Tumbaya Grande, por V. A. Ramos, M. A. Turic y A. B. Zuzek respectivamente.

El objeto del trabajo fue reconocer la estratigrafía y la estructura de la Cordillera Oriental en dicha comarca, de la cual sólo se poseía escasa información de índole general.

El presente es una compilación y resumen de los trabajos finales de Licenciatura presentados por los autores en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. La elección del tema y la direc-

Diversos autores han aportado información de índole general en la comarca que nos ocupa (Brackebush, 1883; Keidel, 1917; Bonarelli, 1921; Hausen,

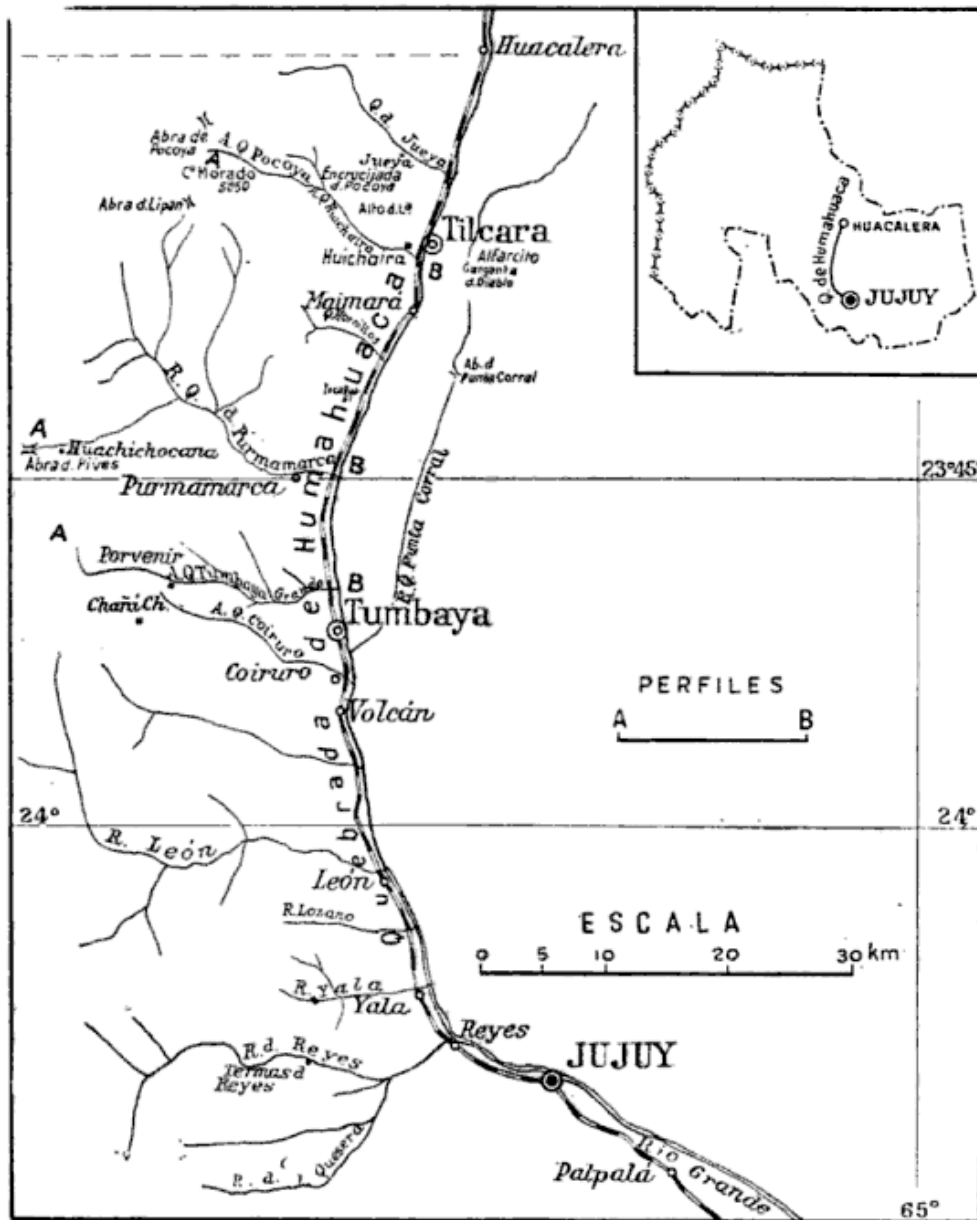


Fig. 1. — Mapa de ubicación

ción de los trabajos estuvo a cargo del doctor Juan Carlos M. Turner, a quien expresamos nuestro reconocimiento. Agradecemos también a la doctora H. A. Castellaro, la gentileza de efectuar la determinación de los fósiles encontrados y al alumno David C. Plaza, hoy licenciado, por su colaboración en campaña.

1925; etc.). En 1939, Sgrosso presentó un mapa geológico de la provincia, a escala 1:750.000.

Datos más extensos y detallados se encuentran en De Ferrariis (1940) quien describe la geología del cerro Morado de Purmamarca y adyacencias. Tealdi (1947) estudió el Terciario y el Cuaternario de la margen derecha de la

PRECÁMBRICO

quebrada de Humahuaca, desde Tilcara hasta Maimará, presentando un mapa a escala 1 : 10.000. Chomnales (1960) estudia una mina de manganeso y presenta un esquema de la estratigrafía y la estructura de la parte inferior de la quebrada de Tumbaya Grande.

Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) sobre la base de la información suministrada por geólogos de YPF, propone varias Formaciones en el Ordovícico y conjuntamente con Leanza (1957) estudia los trilobites.

ESTRATIGRAFIA

Relaciones generales (véase cuadro I)

Las rocas más antiguos son las grauvacas, cuarcitas y pizarras de la Formación Puncoviscana de edad precámbrica. En fuerte discordancia se asientan las ortocuarcitas del Grupo Mesón, del Cámbrico. El Ordovícico se apoya en suave discordancia angular sobre el grupo anterior.

Un gran hiato abarca el resto del Paleozoico y la mayor parte del Mesozoico. En el Cretácico se depositan en forma transgresiva y en marcada discordancia angular, las Formaciones Yacoraite y Santa Bárbara, del Grupo Salta.

Otro gran hiato abarca casi todo el Terciario. Le suceden luego las arcillas y areniscas con niveles calcáreos conglomerádicos y espesos, de la Formación Chaco. Aisladamente se presenta un cuerpo subvolcánico andesítico en Huachichocana (Cuartario inferior?).

En el Pleistoceno se desarrollo un extenso y potente depósito aluvial de pie de monte, que cubre discordantemente a las formaciones más antiguas. Por último, se desarrollan los depósitos aluviales y coluviales del Reciente y Actual.

Formación Puncoviscana

Turner (1960) propone esta denominación para los esquistos, grauvacas y cuarcitas aflorantes en la Sierra de Santa Victoria. La extensión areal en nuestra comarca es apreciable, y forma la mayor parte de los afloramientos de rocas precuarterias. Está distribuido por lo general, en fajas de rumbo meridiano.

Se compone principalmente de grauvacas, subgrauvacas y pizarras, alternadas rítmicamente. Tiene algunos niveles de cuarcitas. En esta Formación predominan los tonos oscuros, siendo sus colores grises, violados y verdosos.

Las psamitas se encuentran en bancos macizos y resistentes de 30 a 50 cm de espesor promedio, alcanzando un máximo de dos metros. Las pizarras tienen una estratificación más fina y se hallan intensamente diaclasadas. A veces presentan una pátina verdosa, untuosa al tacto, compuesta por clorita o por algún mineral talcoso.

En los diversos cortes estudiados no se ha observado ningún indicio de metamorfismo. Este se limita a una acción de tipo dinámico, que en ciertas partes, llega a ensombrecer la estratificación desarrollando un notable clivaje de fractura.

En las tres quebradas se observan niveles con óndulas de corrientes en las grauvacas, de una longitud de onda promedio de unos 20 cm y una amplitud media de dos centímetros. Estos valores pueden estar modificados por plegamiento.

La litología monótona y homogénea de esta Formación, además de los efectos del plegamiento y posibles fracturas dentro de los mismos bloques, imposibilitan toda subdivisión. Su espesor sobrepasa el millar de metros.

Son abundantes las venas de cuarzo de espesor variable entre 3 y 50 cm que rellenan fracturas o planos de estratificación. Algunas de ellas están acompañadas de manifestaciones de mineralización de galena y pirita en una ganga de carbonato (siderita).

Edad. En las quebradas de Tumbaya y Purmamarca se observa la discordancia angular que la separa del Grupo Mesón. La marcada diferencia en el estilo tectónico de la Formación Puncoviscana y el Cámbrico; la intensa erosión que ha sufrido el relieve pre-Grupo Mesón, manifestada por la naturaleza de la superficie de discordancia, conocida ampliamente en diversas localidades de la Cordillera Oriental (véase Turner, 1963) y el carácter litológico de las sedimentitas suprayacentes, nos permiten asignar una edad precámbrica a la Formación Puncoviscana.

CÁMBRICO

Grupo Mesón

Distintos autores estudian el Cámbrico del norte argentino, hasta que finalmente Turner (1960, 1963), al estudiar la Sierra de Santa Victoria, denomina Formación Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc, a las tres divisiones hechas por Keidel (en Harrington, 1937, pág. 101) y denominadas por el mismo autor en Keidel (1943, pág. 196) y las reúne en el Grupo Mesón.

El afloramiento más importante de este grupo, por su extensión y potencia, se encuentra en el tramo medio de la quebrada de Purmamarca, entre Esquina Grande y Huachichocana. Se han medido 2100 m de espesor. Al este del Porvenir tiene 1000 m y en el cerro Morado de Purmamarca 700, aunque falta en ambos la parte superior. En la quebrada de Pocoya, apenas alcanza el centenar de metros. Estas potencias variables se deben principalmente a los efectos tectónicos.

Formación Lizoite. En los lugares donde se observa el contacto discordante con el Precámbrico, ésta se inicia con un resistente ortoconglomerado oligomítico, color rosado violado, grano mediano, matriz cuarzosa, con rodados de sílice bien seleccionados y redondeados que alcanza 20 metros de espesor.

El conglomerado grada hacia arriba a ortocuarzitas blanco rosadas de grano mediano a fino, en bancos de 40 a 50 cm de potencia con marcada laminación entrecruzada de tipo diagonal.

Esta formación aumenta su espesor hacia la quebrada de Humahuaca. Es así que sus afloramientos más occidentales, en abra de Pives y El Porvenir, tienen 120 y 180 m respectivamente. En el tramo medio de la quebrada de Purmamarca, su espesor aumenta hasta los 1.000 m, mientras que en el cerro Morado de Purmamarca sólo tiene 250 m el estar suprimida tectónicamente su base.

Formación Campanario. Se compone de ortocuarzitas y areniscas silíceas de color pardo morado intenso y distintos tonos de verde, de grano mediano, selección intermedia, clastos subredondeados en bancos de 30 cm de espesor, con óndulas de oscilación de 4 a 8 cm de longitud de onda y laminación entrecruzada. Estas se intercalan con lutitas de color pardo oscuro, en delgados estratos de pocos centímetros que ocasionalmente forman paquetes de más de dos metros.

Un rasgo distintivo de esta formación es la abundancia de tubos de *Scolithus* de un diámetro medio y constante de dos milímetros, independiente de su longitud, la cual es de 5 a 10 cm y excepcionalmente 25 cm. Se disponen perpendiculares a los planos de estratificación, aunque en ocasiones se apartan de la normal hasta un máximo de 30.

Al microscopio se nota el borde del primitivo orificio por haber estado tapizado por material más fino y oscuro que el resto. Se los atribuye a anélidos

marinos de la clase de los poliquetos, que se caracterizan por las horadaciones que producen en la arena, las que pueden ser reforzadas por sustancias que el organismo toma del ambiente.

Una característica importante es que *siempre* se desarrollan desde el techo hacia la base del estrato. Son así excelentes indicadores para determinar la posición de los bancos.



Fotografía 1. — *Scolithus* de la Form. Campanario (Fot. J. C. Rodríguez)

Esta Formación en el borde occidental, al este del Porvenir, alcanza un espesor de 200 m y en la cercanía de Abra de Pives 180 m. En el cerro Morado de Purmamarca 330 m, pasando a 700 en Huachichocana. En Pocoya alcanza unos 40 m, pero está afectado tectónicamente.

Formación Chalhualmayoc. Se inicia con potentes bancos de areniscas silíceas de grano fino a mediano de colores blanquecinos algo rojizos. En la parte basal predominan bancos entre 1 y 2 m

de potencia, que gradan en la parte media a bancos de unos 50 cm y se reducen en la parte superior a 10 y 30 centímetros.

Los planos de estratificación son lisos y regulares en estas ortocuarcitas. Se intercalan esporádicamente pequeños estratos de lutita de cinco centímetros de espesor.

En Rincón del Cerro (quebrada de Tumbaya Grande) en las charnelas de los anticlinales se encuentran inyecciones de cuarzo con manifestaciones de galena.

Su espesor máximo está al este del Porvenir con 620 m; en las cercanías de Esquina Grande 400 m y en el Ciénago de Muñal (Pocoya) 120 m, afectados tectónicamente.

Edad. En el Ciénago de Muñal, al oeste de Pocoya, se observa la discordancia que separa a la Formación Chalhualmayoc, de los estratos del Tremadociano inferior. Esto indica una edad cámbrica para el Grupo Mesón. Sin embargo, queda todavía incierta su ubicación exacta dentro del Cámbrico, pues no se ha podido encontrar fósiles que permitan determinarla.

ORDOVÍCIO

En la comarca en estudio Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) propone para la quebrada de Pocoya las Formaciones Huichaira y Pocoy (Tremadociano inferior y superior); en la de Purmamarca las Formaciones Coquena (Tremadociano superior), Cienaguillas (Arenigiano) y Sepultura (Llanvirniano); esta última fuera del área estudiada.

El Ordovícico aflora agua arriba del caserío de Pocoya en una faja de rumbo meridiano. En Purmamarca se encuentra en las quebradas de Coquena y Chalala, y también en las inmediaciones de la Ciénaga. En Tumbaya Grande sólo se halla un pequeño asomo al este de Rincón del Cerro.

Tremadociano inferior (Formación Huichaira).

Por encima de la Formación Chalhualmayoc, en suave discordancia angular se encuentra en el Ciénago de Muñal, la Formación Huichaira. Aflora también al este del caserío de Pocoya con litología similar. Este último, es el perfil tipo de Harrington para esta formación.

En su base encontramos una brecha calcárea, en contacto tectónico con el Precámbrico. Sobre ésta se encuentran subgrauvacas líticas de color gris rosado a verdoso, de grano mediano a grueso, clastos subangulosos, en bancos de 10 a 50 cm de espesor. Se intercala con banquitos de 5 a 15 cm de calizas gris azuladas oscuras, muy ricas en restos fósiles de trilobites, braquiópodos y crinoideos. Interpuestas con las anteriores tenemos una lutitas de color verde pardusco, muy friables.

Hacia la parte media grada a areniscas más silíceas (protocuarcitas). En la parte superior está compuesta por areniscas micáceas de grano mediano, finamente laminadas y areniscas calcáreas, que presentan anillos concéntricos de variados colores, formados por óxidos de hierro. Al microscopio resultan ser subgrauvacas líticas, con más del 5 por ciento de minerales opacos, principalmente hematita.

En la parte superior hay bancos pardo rojizos con abundantes restos de trilobites en una arenisca limonítica.

En el perfil tipo de esta formación se ha medido un espesor de 780 m. Su base está en contacto tectónico con el Precámbrico.

Se han encontrado varios trilobites, ya citados por Harrington y Leanza (1957). La asociación de *Angelina hyeronimi* junto con *Kainella meridionalis*, permiten ubicarla en la zona de *Kainella meridionalis* de la parte alta del Tremadociano inferior.

Tremadociano superior (Formaciones Pocoy y Coquena)

En la quebrada de Pocoya, aguas abajo del Ciénago de Muñal, en dos pequeñas escamas tectónicas, aflora la Formación Pocoy.

Está compuesta por lutitas de distintos tonos de gris y verde, ligeramente rojizos, muy friables, depositadas en delgadas láminas de 3 a 4 mm de espesor. Están intercaladas con areniscas finas y limonitas, con algunas calizas gris azuladas portadoras de restos fósiles de trilobites, como *Notopeltis orthometopa* (Harr.), *Rossaspis rossi* (Harr. y Leanza), *Basiliella carinata* Harr., más los citados por Harrington y Leanza (1957), que indican una clara relación con la fauna de *Ceratopyge*. El espesor máximo es de 150 metros.

En las quebradas de Coquena y Chala se inicia la Formación Coquena con unas 40 m de areniscas arcillosas de color gris claro a amarillento, a veces micáceas, en bancos de 15 a 20 cm. Presenta intercalaciones de lutitas, bien consolidadas de color oscuro a verdoso. La parte superior de 90 m de espesor es homogénea y contiene niveles ricos en fósiles. Este conjunto está compuesto por lutitas gris oscuras o negras y lutitas gris amarillentas, alternando con calizas de color gris oscuro. Se presentan escasos bancos de areniscas arcillosas y gris amarillentas.

El espesor en la quebrada de Coquena es de 130 m. La asociación fosilífera de *Notopeltis orthometopa* (Harr.), *Basiliella carinata* Harr., *Mekynophris nanna*, Harr., *Apatokephallus serratus* (Sars. et Boek.), *Asaphellus jujuanus* Harr., *Asaphellus catamarcensis* Kob. y *Shumardia minutula* Harr., permite asignarla también a la fauna *Ceratopyge* del Tremadociano superior.

Más al sur en la quebrada de Tumbaya Grande afloran rocas homologables a la Formación Coquena, pero sin fósiles, que se atribuyen al Tremadociano superior.

Arenigiano (Formación Cienaguillas)

Aflora en las inmediaciones de la Ciénaga y también en las cercanías de la Puerta de Huerta, en la quebrada de Purmamarca.

Está compuesto en su mayor parte por una sucesión de lutitas a veces arenosas, de color amarillento verdoso o grisáceo. Aparecen intercalaciones de bancos arenosos de 10 a 15 cm de potencia. Estos tienen en la fractura fresca un color gris claro, pero superficialmente tienen el mismo color que las lutitas. Son principalmente protocuarzitas. Su espesor aproximado es de 500 metros.

A pesar de la escasa fauna de trilobites encontrados, se la puede ubicar en el Arenigiano, con la fauna de *Thysanopyge* (véase Harrington y Leanza, 1957).

Consideraciones generales

Dado el gran número de formaciones en el Ordovícico, a ambos lados de la quebrada de Humahuaca, de muy pequeña distribución areal y que poseen un abundante registro fosilífero, los autores proponen la utilización de unidades bioestratigráficas en este trabajo, para evitar la confusión originada por un excesivo número de nombres formacionales. Con posteriores estudios se podrá establecer las relaciones de estas formaciones entre sí y simplificar la nomenclatura.

En nuestra comarca recomendamos el uso de *Tremadociense inferior* y *superior*, y *Arenigiense*, suprimiendo los nombres formacionales como Huichaira, Pocoy, Coquena, Cienaguillas, etc.

CRETÁCICO

Grupo Salta

Si bien Brackebush (1883 y 1891) es el primero en estudiar al "Sistema" de Salta, es Bonarelli (1913), quien efectúa su subdivisión. Posteriormente diversos autores estudian este "Sistema"

(Hagerman, 1933. Schlagintweit, 1937 y 1941; etc.) modificando y completando las subdivisiones. Finalmente Turner (1959) agrupa por primera vez a los distintos terrenos del Cretácico, bajo el nombre de Grupo Salta.

Actualmente en el Grupo Salta se reconocen las siguientes formaciones: Pirgua (Areniscas inferiores), Lecho (Areniscas calcáreas), Yacoraite (Horizonte calcáreo dolomítico) y Santa Bárbara (Margas multicolores).

Formación Yacoraite. En la comarca se apoya en forma *transgresiva directamente sobre las formaciones más antiguas*, faltando las dos formaciones inferiores del Grupo.

Aflora a ambos lados del pueblo de Huichaira, al este del caserío de Pocoya y al este del Ciénago de Muñal. En Purmamarca asoma entre la quebrada de Quisquiri y la Ciénaga, y en las adyacencias del pueblo de Pumamarca.

Se inicia con un ortoconglomerado oligomítico de grano mediano, con rodados subredondeados de ortocuarzitas del Grupo Mesón, matriz arenosa y cemento calcáreo, de color gris claro a morado amarillento. Su espesor es de 10 a 25 metros.

Luego siguen areniscas rojas calcáreas, en parte oolíticas, calizas arenosas y margas calcáreas, de varios colores, rojas, amarillas, violadas, etc. Sobre éstas se hallan oolitas calcáreas, casi pisolitas, con ostrácodos. En la parte superior se encuentran calizas estromatolíticas con abundantes gasterópodos.

El espesor de la Formación Yacoraite en Huichaira es de 70 m, en Pocoya 90 m, en Muñal 50 m y en Purmamarca 70 metros.

Formación Santa Bárbara. Hay un pequeño afloramiento de esta formación al sudeste de Pocoya, sobre la margen derecha de la quebrada de Huichaira. Está compuesto por arcillas margosas de color rojo de ladrillo oscuro, con estratificación no visible debido a su

naturaleza friable. Su espesor es de 20 metros.

Fósiles

En la Formación Yacoraite hay abundantes pero muy mal conservados restos de gasterópodos, tan recristalizados que son indeterminables.

Varios cortes delgados han mostrado restos de ostrácodos, en su mayor parte asociados a las oolitas.

Es también necesario destacar la presencia de algas estromatolíticas en incrustaciones mal conservadas. Estas fueron denominadas por Bonarelli como "fósil problemático". Fritzsche (1923) utiliza la denominación genérica de *Pucalithus* Steinmann, para las mismas. En estas algas se han realizado cortes microscópicos que no han revelado ninguna microestructura. Sin embargo, estas algas coinciden en forma y disposición con las descritas por Frenguelli (1937, pág. 315, fot. 89, a-b), con el nombre de *Gymnosolen saltensis*.

Edad

Sobre la base del hallazgo de anuros extinguidos en bancos de la Formación Pirgua, en la provincia de Salta (Ibáñez, 1960; Reig, 1959) se le asigna una edad cretácica a todo el Grupo Salta.

Recientemente se han encontrado restos de dinosaurios en la Formación Pirgua (Bonaparte y Bossi, 1966), que corrobora lo anterior.

En Bolivia se ha hallado un ammonite en las calizas de Miraflores, que las ubica en el Cenomaniaco. Al estar ésta por debajo de la Caliza El Molino, la que es homologable con nuestra Formación Yacoraite, nos permite darle un límite inferior a la misma. Además en la Caliza El Molino se han hallado restos de peces que confirman una edad senoniana para la Formación Yacoraite.

TERCIARIO

Formación Chaco

Se aplica esta denominación a un conjunto de arcillas y areniscas rojizas, que corresponden al Terciario Subandino de Bonarelli (1913). En el año 1949, Arigós y Vilela proponen denominar Formación Chaco, a sedimentitas similares que afloran en Tartagal, Salta.

Es interesante destacar la relación que tienen los afloramientos en nuestra comarca, con el área negativa aledaña a la quebrada de Humahuaca. Este hecho es señalado por Daniel (1940, pág. 60) y corroborado por Herrero Ducloux (1940) y otros, quienes no encuentran la Formación Chaco en los bloques de montaña de la ladera occidental de la Sierra Alta.

Tanto en las quebradas de Huichaira, Purmamarca y Tumbaya Grande, aflora en sus tramos inferiores. En éstas está siempre en contacto tectónico con las formaciones más antiguas.

Se compone de arcillas y areniscas arcillosas de color rojo de ladrillo muy vivo, con intercalaciones de bandas de arcillas grises y pardo verdosas. Todo el conjunto es muy friable y además ha sido objeto de una intensa compresión, que oculta la estratificación.

En la quebrada de Tumbaya Grande, donde aflora en forma más completa, se observa en la parte media un conjunto de estratos compactos, duros, integrados principalmente por calizas areniscosas, con intercalaciones arcillosas, que rematan en un conglomerado grueso de unos dos metros de espesor. Se suceden nuevamente las arcillas friables (dos metros) sobre las que yace un banco de yeso de 0,30 m de espesor. Continúan las arcillas y areniscas arcillosas rojizas las que gradan a areniscas y arcillas pardo amarillentas, en las cuales se encuentran delgadas venas de yeso, sin orientación preferencial. Los espesores medios son de 900 m en Huichaira, en Purmamarca 600 m y en Tumbaya Grande 1.800 m, todos ellos parciales.

Edad

Se han asimilado estas sedimentitas al Terciario Subandino tomando en cuenta la notable semejanza litológica y la coloración general que guardan con otros afloramientos de comarcas próximas (Fernández Carro, 1958). La mayoría de los autores aceptan una edad miocena pliocena para esta formación.

La parte superior de la Formación Chaco, podría correlacionarse litológicamente con el piso *Uquiense* de Castellanos (1050) de edad pliocena superior. Este aflora en Huacalera, pocos kilómetros al norte de nuestra comarca. Al ser el *Uquiense* postorogénico y de reducido espesor (menor de 30 m), se hace dudosa dicha correlación, siendo actualmente imposible por la ausencia de fósiles en la Formación Chaco.

CUARTARIO

Andesita de Huachichocana (Cuartario inferior ?)

Se propone esta denominación para un cuerpo subvolcánico que aflora en el paraje de Huachichocana. Este cuerpo intruye a las Formaciones Puncoviscana y Lizoite.

Es una andesita de color gris azulado claro, en las fracturas frescas. Se observan pequeños fenocristales de anfíbol (posible hornblenda) y plagioclasa (oligoclasa-andesina), incluidos dentro de una pasta cuarzo feldespática con microlitas de plagioclasa no identificable. Como accesorios presenta biotita y escasos piroxenos. Se observan gran cantidad de xenoclastos, algunos de gran tamaño, tanto de esquistos precámbricos como de cuarcitas del Grupo Mesón.

La composición y la textura del cuerpo es bastante homogénea. Se observan sin embargo pequeñas partes de grano más fino y oscuro. Estas zonas de composición anómala, podrían indicar la asimilación total de algunos xenoclastos.

Se ha asignado al Cuartario inferior (?) más bajo por correlación con ciclos eruptivos de comarcas vecinas, pero se carece de datos más concretos sobre cuya base su edad podría ser determinada con más exactitud.

Pleistoceno

Se presenta en una extensa llanura aluvial de pie de monte, actualmente disecada, que se desarrolla en la margen derecha de la quebrada de Humahuaca desde Tilcara hasta más al sur de la quebrada de Coiruro.

Está formado exclusivamente por fanglomeras gruesos, de matriz arenosa arcillosa, dispuestos en forma lenticular o con una estratificación poco marcada. La litología de los rodados está relacionada estrechamente a los afloramientos de rocas más antiguas. Su tamaño varía entre pocos centímetros alcanzando sólo ocasionalmente al de bloques de un metro de diámetro.

Presenta un espesor máximo de 175 a 230 metros.

Reciente y Actual

Este presenta características litológicas similares, pero se apoya en discordancia sobre el anterior. Son depósitos aluviales, a veces retrabajados de los del Pleistoceno. Presenta en parte una superficie de escurrimiento muy desarrollada.

Los depósitos actuales son aluviales y coluviales.

ESTRUCTURA

La Cordillera Oriental en la comarca se caracteriza por una intensa fracturación regional que ha dado como resultado la presencia de grandes bloques de rocas precámbricas, limitadas por fallas en su mayor parte de tipo inverso de alto ángulo (solevantamientos). Esta

fracturación no está acompañada por un verdadero plegamiento, sino que éste es más bien subordinado a la misma, como puede verse en los perfiles que han sido confeccionados sobre la margen izquierda de las quebradas.

El rumbo predominante de las fracturas se encuentra ligeramente desplazado del norte, con rechazos del orden del millar de metros. Los bloques de falla, así a gran altura, dan origen a estas sierras.

En la quebrada de Pocoya se encuentra una interesante imbricación tectónica, producida por solevantamientos. Esta zona se halla comprendida entre dos grandes bloques precámbricos, como puede verse en el perfil. En todo el trayecto de la quebrada el vuelco de los bloques es siempre hacia el oeste.

Otra zona de estructura complicada se encuentra en los alrededores de Purmamarca, donde en pequeña distancia se presentan tres grandes fallas de orientación subparalela que ha provocado un intenso plegamiento de las Formaciones Chaco y Yacoraite. En esta quebrada el vuelco de los bloques en su sector occidental, es hacia el este, mientras que en la parte inferior no tiene dirección dominante.

Más hacia el sur, en la quebrada de Tumbaya Grande, la estructura se simplifica, en especial al oeste, donde predominan una serie de bloques volcados hacia el este, por medio de fallas directas, cuyos rechazos son menores que los casos anteriormente mencionados.

La Formación Puncoviscana está plegada intensamente, con los ejes buzantes hacia el norte. Se observan diversos órdenes de plegamiento. Merece destacarse el intenso diaclasamiento de esta formación. En los sectores más pelíticos, por ejemplo, en las adyacencias del abra de Pocoya, se observa un marcado clivaje de fractura el cual interseca a la estratificación con ángulo variable.

El resto de las formaciones presenta una estructura homoclinal, ocasional-

mente plegadas y con poco diaclasamiento, que pone de manifiesto un marcado contraste con el Precámbrico. El rumbo de las mismas es generalmente paralelo al de las fallas que delimitan los bloques.

HISTORIA GEOLOGICA

El hecho más antiguo registrado en la comarca es la deposición en un ambiente geosinclinal de la Formación Puncoviscana. Potentes estratos se depositan rápida y rítmicamente, simultáneamente con el hundimiento de la cuenca, logrando la acumulación de grandes espesores. La presencia de óndulas en las grauvacas se explica por corrientes de fondo, en un ambiente de deposición relativamente profundo. A su sedimentación le siguen los esfuerzos compresivos que los pliegan y producen un incipiente metamorfismo dinámico.

Como resultado de los *movimientos assynticos* se convierte en un área positiva, la que es arrasada prolongadamente por los agentes exógenos hasta la formación de una extensa planicie regional. Sobre ella invade el mar cámbrico, en el que se depositan los estratos de las distintas formaciones del Grupo Mesón. Con ellas comienza el geosinclinal del Paleozoico inferior, que durante el Cámbrico se caracterizó por aguas relativamente pandas, en las que se depositan las potentes ortocuarcitas, en un ambiente de plataforma móvil que permitió la acumulación de más de 3.000 m de estratos de este Grupo.

Luego actúan los *movimientos sárdicos* que producen una ligera discordancia angular entre los depósitos del Grupo Mesón y el *Tremadociense*, por un alabeamiento de la cuenca. El geosinclinal se profundiza y se depositan rítmicamente las subgrauvacas calizas y lutitas del Tremadociano inferior. La sedimentación se prolonga hasta el Llanvirniano inferior inclusive, a juzgar por

afloramientos conocidos en nuestra comarca y vecinas. Durante la deposición del Ordovícico se advierte una marcada evolución hacia ambientes más profundos.

A consecuencia de los *movimientos tectónicos* se interrumpe en la región la deposición en el geosinclinal del Paleozoico inferior. El área se torna positiva y comienza un intenso período de denudación que llega hasta el Cretácico. Durante este intervalo, los terrenos precámbricos y cámbricos son puestos al descubrimiento. Es así que cuando el mar cretácico de la Formación Yacoraite transgrede la comarca, lo hace sobre la Formación Puncoviscana, tanto como sobre las distintas formaciones paleozoicas. Este mar de gran extensión y poca profundidad, deposita en la comarca no muy potentes depósitos de facies litoral marina, en aguas extremadamente playas, cálidas y someras, produciendo extensos biostromas, junto con oolitas bien conformadas y gruesas.

El mar se retira y continúa el ciclo de sedimentación cretácico con la deposición en un ambiente continental de la Formación Santa Bárbara. Una vez implantado este régimen continental el mar no vuelve a ingresar en la comarca.

Hay un hiato hasta el Terciario superior, en el que se depositan en profundas cubetas continentales los sedimentos de la Formación Chaco. Con posterioridad a ella, como consecuencia de la fase principal del tercer movimiento del ciclo Andino de Groeber, la comarca se fractura intensamente y se produce la actual estructura de fracturación y plegamiento de la Cordillera Oriental.

Al comiezo del Cuartario (?) se intruye aisladamente un cuerpo subvolcánico de andesita. Durante el Pleistoceno, excepto algunas perturbaciones producidas por alguna de las fases del cuarto movimiento, que reactiva algunas fallas y disloca a parte de sus depósitos, se tiene una intensa erosión de la nueva estructura, que produce el material que

se sedimenta en la llanura aluvial de pie de monte en la ladera oriental de la Sierra Alta. No se descarta la posibilidad de fenómenos de remoción en masa que contribuyeron a su deposición.

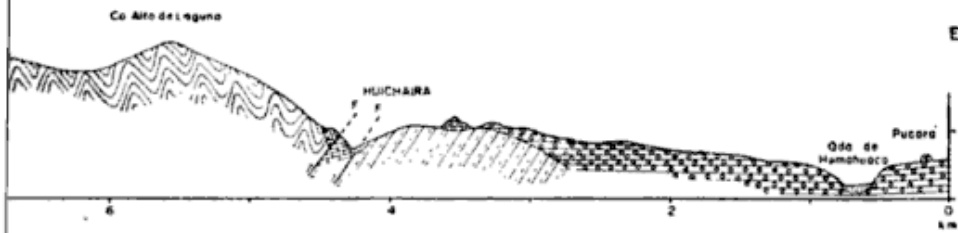
A continuación esta llanura es disecada, como consecuencia ya sea de ligeros movimientos epirogénicos de ascenso o por un cambio hacia un clima de mayores precipitaciones, lo que pudo configurar las actuales terrazas de agradación, como considera Herrero Ducloux (1940, pág. 32).

Otras terrazas menores se forman dentro de la quebrada por la erosión retrocedente que hace disminuir los niveles de base locales. Actualmente este proceso continúa desarrollándose.

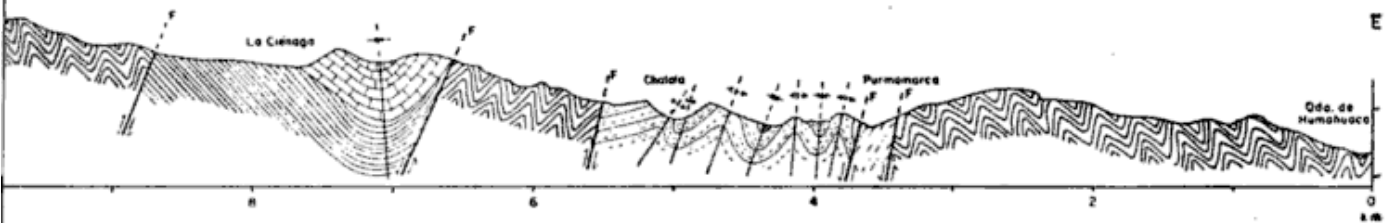
LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arigós, L. E. y C. R. Vilela. 1949. *Consideraciones geológicas sobre las Sierras Subandinas en la región de Tartagal (Prov. de Salta)*, en Rev. Asoc. Geol. Arg., IV, 2, págs. 77-131. Buenos Aires.
- Bonarelli, G. 1913. *Las Sierras Subandinas del Alto y Aguarrague*, en Anal. Min. Agric. Nac., Secc. Geol., Mineral. y Minería, VIII, 4. Buenos Aires.
- 1921. *Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy)*, en Anal. Min. Agric. Nac., Secc. Geol., Mineral. y Minería, XI, 1. Buenos Aires.
- Bonaparte, J. F. y G. E. Bossi. 1966. *Hallazgos de dinosaurios en la Formación Pirgua del Grupo Salta, Argentina*. Reunión de comunicaciones de la Asoc. Paleont. Argent., en Ameghiniana, IV, 10. Buenos Aires.
- Brackebush, L. 1883. *Estudios sobre la Formación Petrolífera de Jujuy*, en Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXX, págs. 55-115. Córdoba.
- 1891. *Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000*. Gotha.
- Castellanos, A. 1950. *El Uquiense, sedimentos neógenos de Uquía (Senador Pérez) de la provincia de Jujuy*, en Fac. Cienc. Matem., Físico-quím. y Nat., Serie Técn. Cient., Publ. 36. Rosario.

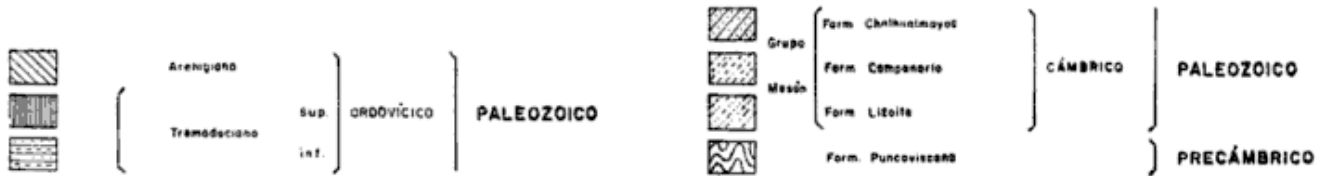
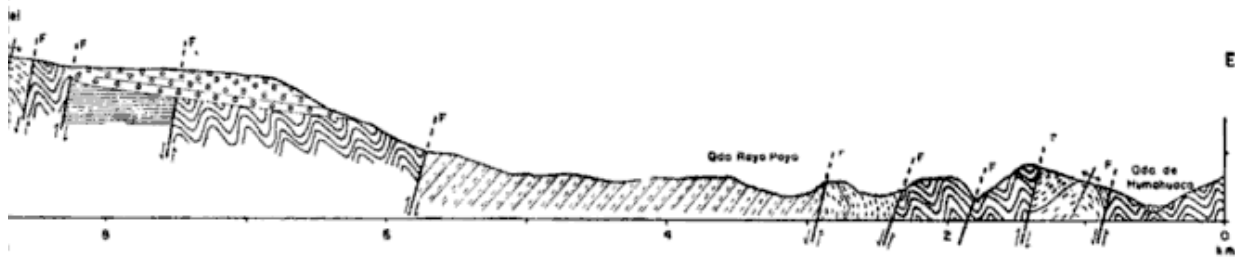
HUICHAIRA Y POCOYA

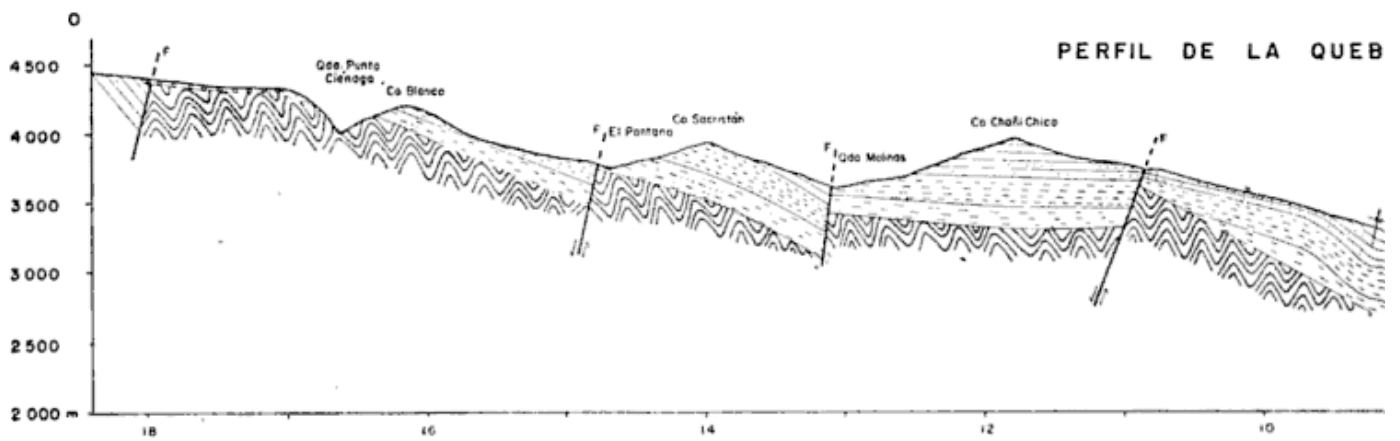
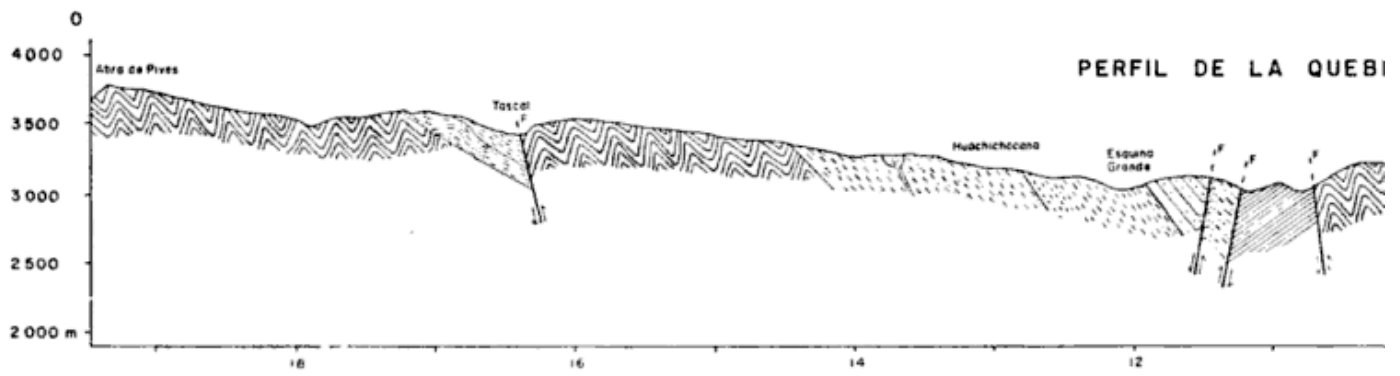
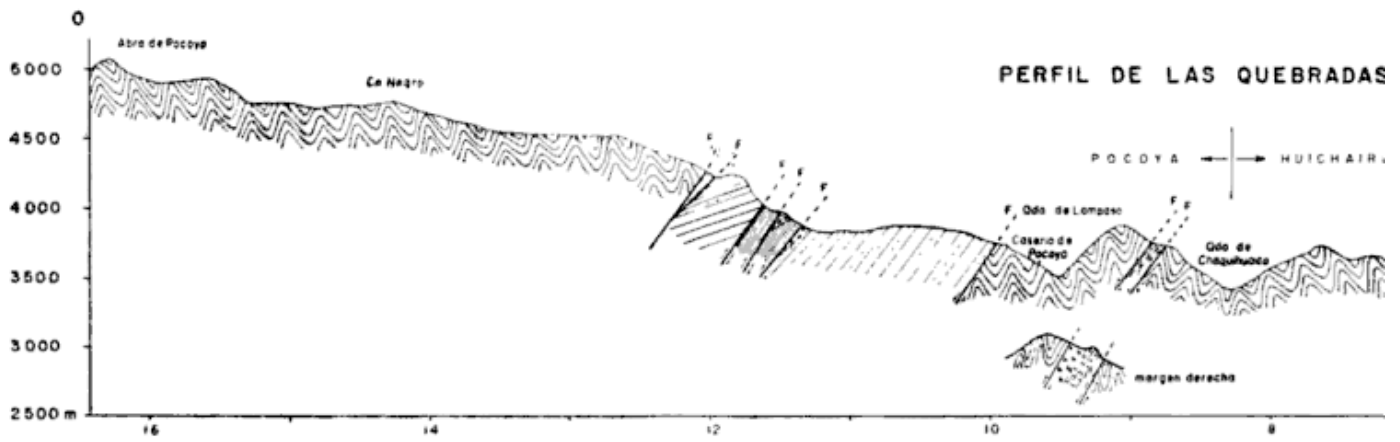


DE PURMAMARCA



A TUMBAYA GRANDE





- Chomnales, R. 1960. *Sobre el origen de un yacimiento de manganeso en el departamento de Tumbaya, provincia de Jujuy*, en Acta Geol. Lilloana, III, 2. Tucumán.
- Daniel, J. 1940. *Sobre la constitución, deposición transgresiva y tectónica de los estratos mesozoicos de Alfarcito, departamento de Tilcara, provincia de Jujuy*, en Univ. Nac. La Plata, Inst. del Museo, Tesis del Museo n° 3. La Plata.
- De Ferraris, C. I. C. 1940. *Corrimientos de bloques de montaña de los alrededores de Purmamarca, departamento de Tumbaya, provincia de Jujuy*, en Univ. Nac. La Plata, Inst. del Museo, Tesis del Museo n° 1. La Plata.
- Fernández Carro, A. 1958. *Geología y características de los terrenos que se perforan en el norte argentino*, en Bol. Inf. Petr., 309. Buenos Aires.
- Frenguelli, J. 1937. *Investigaciones geológicas en la zona salteña del Valle de Santa María*, en Obra del Cincuentenario del Inst. del Museo La Plata, II, págs. 215-572. Buenos Aires.
- Fritzche, C. H. 1923. *Neue Kreidefaunen aus Sudamerika (Chile, Bolivia, Perú, Colombia)*, en Neues Jahrb. f. Mineral., Geol. u. Pal. Beilageband 50, págs. 1-56. Stuttgart.
- Hagerman, H. T. 1933. *Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del Departamento de Santa Bárbara, en la provincia de Jujuy*, en Bol. Inf. Petr., X, 107, págs. 451-496. Buenos Aires.
- Harrington, H. J. 1937. *On some Ordovician fossils from Northern Argentina*, en Geol. Mag., LXXIV, 3, págs. 97-124. Londres.
- y A. Leanza. 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*, en Special Publication, n° 1, Dept. of Geol., Univ. of Kansas. Lawrence.
- Hausen, J. 1925. *Sobre un perfil geológico en el borde de la Puna de Atacama, con una descripción de algunos yacimientos minerales en La Puna de Salta y Jujuy*, en Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXVIII, págs. 1-95. Córdoba.
- Herrero Ducloux, A. 1940. *Sobre los fenómenos de corrimiento de ambos lados de la quebrada de Juella, departamento de Tilcara, provincia de Jujuy*, en Univ. Nac. La Plata, Inst. del Museo, Tesis del Museo n° 2. La Plata.
- Ibáñez, M. A. 1960. *Informe preliminar sobre el hallazgo de anuros en las "Areniscas inferiores" de la quebrada del río Las Conchas, Prov. de Salta*, en Acta Geol. Lilloana, III, págs. 173-180. Tucumán.
- Keidel, J. 1917. *Exploración geológica en la provincia de Jujuy*, en Rev. Soc. Arg. Cienc. Nat. "Physis", III, pág. 112. Buenos Aires.
- 1943. *El Ordovícico inferior de los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciales*, en Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXXVI, 2, págs. 140-229. Córdoba.
- Reig, O. 1959. *Primeros datos descriptivos sobre los anuros del Eocretácico de la provincia de Salta*, en Ameghiniana, I, 4, págs. 3-15. Buenos Aires.
- Schlagintweit, O. 1937. *Observaciones estratigráficas en el norte argentino*, en Bol. Inf. Petr., XIV, 156, págs. 1-49. Bs. Aires.
- 1941. *Correlación de las Calizas de Miraflores en Bolivia con el Horizonte Calcáreo-Dolomítico del norte argentino*, en Univ. Nac. La Plata, Inst. del Museo, Notas Museo, VI, Geol., 14, págs. 337-354. La Plata.
- Sgrosso, P. 1939. *Descripción geológica de la provincia de Jujuy*, en Min. del Interior, Aguas min. Rep. Arg., V. Buenos Aires.
- Tealdi, O. I. 1947. *Observaciones geológicas en la zona de la quebrada de Huichaira (quebrada de Humahuaca), departamento de Tilcara, Prov. de Jujuy*, en Univ. Nac. Córdoba. Tesis inédita.
- Turner, J. C. M. 1959. *Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy)*, en Rev. Asoc. Geol. Arg., XIII (1958), 1-2, págs. 15-40. Bs. Aires.
- 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria*, en Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XLI, 2, págs. 163-196. Córdoba.
- 1963. *The Cambrian of Northern Argentina*, en Tulsa Geol. Soc. Digest., XXXI, págs. 193-211. Tulsa.

Recibido el 16 de agosto de 1967.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

FLUJOS RAPIDOS DE ESCOMBROS ROCOSOS EN ZONAS ARIDAS Y VOLCANICAS,
por Jorge Polanski. Buenos Aires, 1966, Manuales Eudeba (Editorial Universitaria
de Buenos Aires), 67 páginas.

El contenido de este manual constituye un valioso aporte para el conocimiento de uno de los fenómenos geológicos de grandes efectos que frecuentemente se producen en las regiones áridas y volcánicas de la Tierra y que, como natural consecuencia, acontecen y seguramente ocurrieron en repetidas ocasiones en tiempos históricos, principalmente en las porciones norte y occidental de nuestro país, que comprenden entidades montañosas que, como estructuras separadas, acompañan a la Cordillera de los Andes.

Antes de entrar en materia, el autor dedica una breve explicación sobre la terminología especial aplicable a la materia a tratar, que reúne en un cuadro muy instructivo y la complementa con la clasificación sistemática del proceso, lo que contribuye a aclarar los temas que trata a continuación en cuatro capítulos. Dedicó el primero de éstos a flujos de masas detríticas húmedas, comprendiendo flujos de tierra, rañas, torrentes de barro, todos ilustrados con ejemplos de estos fenómenos producidos en nuestro país.

En el segundo capítulo, destinado a tratar las crecientes, describe las crecientes laminares o de mantos, las crecientes encausadas o de ríos, las avalanchas (aludes), las condiciones en que se originan, los caracteres que presentan en nuestro país y las consecuencias de orden dinámico y geomorfológico que provocan.

El capítulo tercero está dedicado al estudio del origen de los flujos accidentales de detritos volcánicos húmedos, agrupándolos bajo la designación de lahares en Java a las explosiones volcánicas en que una mezcla de agua fría y caliente arrastra cenizas y piedras, formando un torrente de barro extendido en una amplia superficie, y las explosiones subglaciarias ocasionadas en volcanes sepultados por glaciares; el calor de la explosión funde ingentes cantidades de masas glaciarias, nieve y nevé (neviza), produciendo avalanchas (aludes) de masas considerables de agua.

En el cuarto capítulo trata bajo el concepto de consideraciones generales, sobre observaciones relativas a la mecánica inicial de los flujos rápidos y la tixotropía, su aprovechamiento y observaciones y sugerencias finales.

Incluye al final una amplia lista bibliográfica de autores argentinos y extranjeros que han tratado cuestiones conexas con el tema desarrollado en este manual, citas de interés para los estudiosos que se inician en las investigaciones que mantienen vinculación con los fenómenos geológicos que con tanta erudición, y completada por la propia investigación, ha desarrollado el autor.

Las consideraciones de orden científico, los conocimientos y conclusiones expuestas en este manual, resultan, como bien lo expresa el autor, de verdadera utilidad para los jóvenes geólogos, para los geógrafos, para los agrónomos, para los ingenieros y aun para muchos estudiantes universitarios. — CARLOS D. STORNI.

GEOLOGIA Y PETROLOGIA DEL BASAMENTO DE TANDIL Y BARKER, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, A LA LUZ DEL ESTUDIO DE LOCALIDADES CRITICAS

POR BERNABE J. QUARTINO Y JORGE F. VILLAR FABRE

Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
de la Universidad de Buenos Aires.

RESUMEN

Se describen y analizan tres localidades donde se halla bien expuesto el basamento cristalino de la zona de Tandil y Barker. En cada caso la interpretación petrológica se basa conjuntamente en la litología y relaciones estructurales. Se destaca el interés de rever el basamento de Tandilia siguiendo tal metodología en razón de que sólo un estudio de localidades de crítica evidencia podrá fundamentar conclusiones generales sobre la petrología del complejo ígneo-metamórfico.

Las localidades estudiadas son: 1) un perfil en un corte del camino Tandil-Necochea, cerca de Tandil; 2) la cantera San Miguel, entre Azucena y Barker, y 3) una sección de detalle en el Cerro Nocetti (Cerro del Calvario), en Tandil.

Respectivamente, en tales localidades se examinan: 1) aspectos de la evolución del gneis e intrusiones graníticas tardiocinemáticas, destacando el significado de brechas de metabasita producidas durante la gneisificación. Diques básicos que cortan el gneis. 2) Intrusiones graníticas en caliza metamórfica, los procesos de asimilación magmática y la acción endo y exomórfica de las mismas. 3) Las anfibolitas del Cerro Nocetti y sus relaciones de contacto con rocas tonalíticas-miloníticas.

Aspectos comunes a dos o más localidades son considerados: tal las anfibolitas en la evolución del gneis y la intrusividad granítica y su repetición.

ABSTRACT

I. Three localities of the Pre-Cambrian Basement of Tandilia are discussed. Lithology and structural relations give critical petrological evidences of the igneousmetaomorphie complex.

II. Locality n° 1 is a section near Tandil City (figs. 1, 2, 3). The gneiss has been intruded by basic dikes of unknown age and by granite lenses. The latter are subparallel to the gneiss foliation.

In the gneiss there are breccias formed by remnants of metabasite (figs. 4: *a, b, c*). These breccias are taken as evidences of the gneiss evolution which took place by kineto-metamorphism and synkinematic granitic activity. Metabasites, more competent and rigid than the interbedded original argillaceous strata have been fractured, whereas the actual micaceous gneiss has reacted by flow. Progressive dispersion of fragments rich in amphibole is shown by three different (*a, b, c*) of metabasites. The least dispersed type (*a*) shows a granular leucocratic matrix, whereas in the most dispersed one (*c*) the granitic material has formed porphyroblasts. This variation on the behavior of the leucocratic material suggests that metasomatism increases with deformation and dispersion of the rigid metabasite.

Intrusive granite is considered late-kinematic because: 1) It intrudes foliated rocks originated by synkinematic gneissification. 2) The contacts are subparallel with the foliation of the gneiss. 3) Late growth of microcline into the granite after granulation by cataclasis (Plate II *b*). Intrusivity of granite is enhanced by the enclosed rotated xenoliths of gneiss.

III. Locality n° 2. San Miguel Quarry (fig. 7). Marble is intruded by lense of granite (fig. 8 and Plate IV) and endoskarn veins. Granite has been highly modified by limestone assimilation giving diopsidic rocks of composition ranging from granite to quartz-gabbro.

Assimilation and texture with ameboidal microcline (fig. 10) is considered. There is a postkinematic granite dike with no signs of assimilation but it shows endomorphic effects on the contacts. Both intrusions have originated an exoskarn of wollastonite.

IV. Locality n° 3. Cerro Nocetti, in the city of Tandil (fig. 12). The amphibolites are well preserved as continuous intercalations with tonalitic mylonitic rocks of granular or gneissic texture. Contacts of these tonalitic rocks and amphibolite (metabasites) are graded due to the feldspatization of the amphibolite contacts. This textural pattern of the habit of amphibolites contrasts with the bracciated amphibolites of locality n° 1. The cause might be the folding style of the complex. However more information is needed for this assumption.

I. INTRODUCCION

El estudio de dos localidades de relevante interés petrológico y geológico, respectivamente, situadas en las vecindades de Tandil y en las cercanías de Baker, provincia de Buenos Aires, ha movido a los autores a la concreción de esta contribución al conocimiento del basamento de Tandilia. Zona de fácil acceso y agradable marco natural, ha sido, sin embargo, esquiva al progreso de su investigación en razón de la falta de continuidad de los afloramientos.

El hecho de que la amplia bibliografía existente no ha superado tal circunstancia, justifica la presentación de esta interpretación del basamento, la cual se basa en el estudio de dos localidades y su vinculación con el ambiente geológico más general al cual pertenecen.

ESENCIALMENTE EL OBJETIVO ES LA PETROGÉNESIS EN TORNO DE PRUEBA GEOLÓGICA CONCRETA. Esto se halla más cerca del logro en el caso del *origen de las rocas graníticas* l. s. alojadas en las calizas de la cantera San Miguel, Barker; en la *naturaleza de los skarns* asociados; y en la demostración de la *pluralidad de la actividad granítica y el carácter intrusivo de parte de la misma*, en Tandilia. El origen de las rocas gnéissicas es en cambio tan dubitativo como en todos los ambientes granítico-metamórficos, pero la presentación y discusión de algunos rasgos estructurales y características mineralógicas puede aportar a su esclarecimiento.

Las dos localidades aludidas son: 1) Un perfil expuesto en el corte del ca-

mino Tandil-Necochea, donde además del basamento gnéissico granítico afloran diques de un eruptividad básica más moderna, y 2) la cantera San Miguel, de calizas y rocas graníticas de origen híbrido donde se localiza también un dique tardío de microgranito. La primera es parte del ambiente del cerro Centinela junto a Tandil, y la segunda integra un área próxima a Barker, en la cual el cerro Guacho es elemento importante de relieve.

En ambos casos se ha procedido al relevamiento de los frentes expuestos (corte del camino y cantera respectivamente), y la segunda de las localidades ha sido situada dentro de un bosquejo geológico que amplía las relaciones petrológicas estrictamente locales.

El trabajo fue complementado con el estudio de un perfil litológico en el cerro Nocetti, donde se hallan anfibolitas o metabasitas concordantes con la foliación del complejo gnéissico, las cuales son conocidas en la literatura como lamprófiros.

Queda expreso el reconocimiento al señor Miguel Angel Leveratto quien obtuvo algunas fotografías, ejecutó dibujos y a quien se debe el hallazgo original de los diques básicos del perfil del corte del camino; al Sr. Kurchan por sus dibujos de esquemas; al señor Miguel Angel Bertolini por la confección de excelentes cortes delgados de las rocas, y a los Sres. Espizúa y licenciado Juan P. Spikermann, que colaboraron respectivamente en la preparación del manuscrito y confección de dibujos.

El trabajo fue realizado con fondos

de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y del convenio entre esta Facultad y el Instituto Nacional de Geología y Minería.

los estudios de detalle para la aplicación de teorías petrogenéticas a *la evolución de las rocas gnéissicas de la región.*

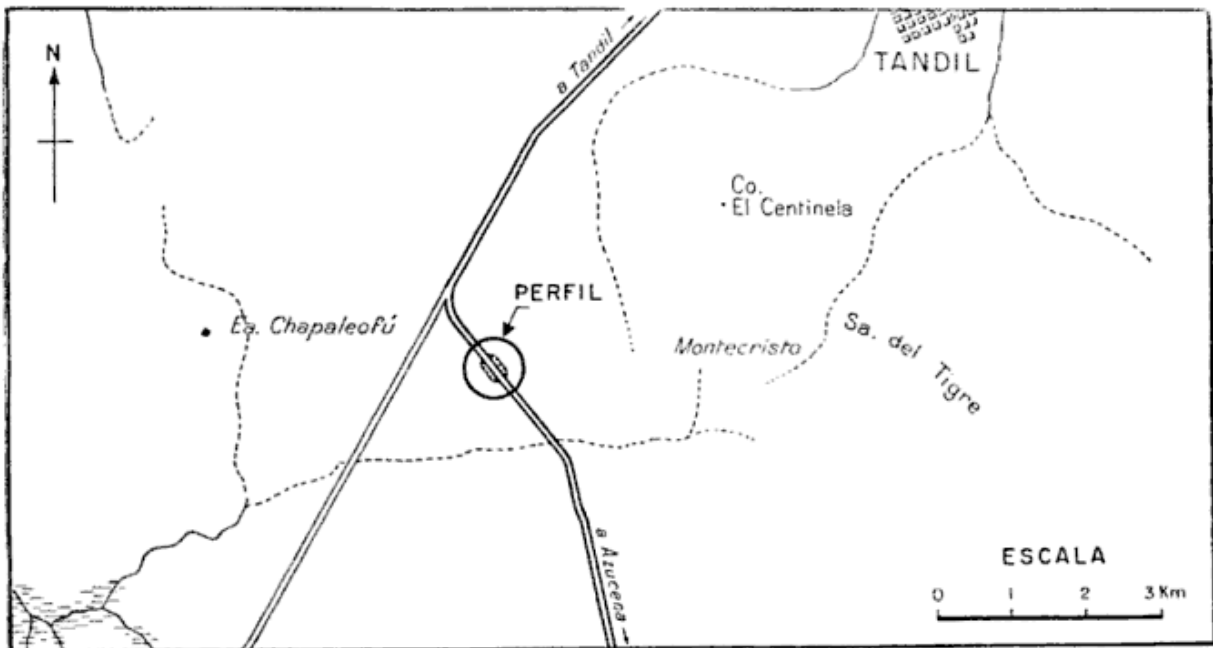


Fig. 1. — Croquis de ubicación del corte del camino Tandil-Necochea, donde se levantó el perfil de las figuras 2 y 3, sobre la base de la Hoja Sierra de Tandil 1 : 100.000 I. G. M.

II. PERFIL AL SUDOESTE DEL CERRO CENTINELA, EN EL CORTE DEL CAMINO TANDIL-NECOCHEA, ALREDEDORES DE TANDIL.

Al sudoeste del cerro Centinela se halla expuesto un ilustrativo perfil del basamento, puesto al descubierto en el corte de la ruta pavimentada que pasa por la Escuela del Ministerio de Agricultura y Ganadería (Estancia Santamarina). El corte se halla a 3,1 km de este último punto (fig. 1) ¹.

El interés de este perfil reside en el hecho de ofrecer relaciones estructurales y litológicas desconocidas en el basamento de la provincia de Buenos Aires. La observación cuidadosa de este perfil da pues una base sólida para la interpretación petrológica del complejo granítico-metamórfico de Tandil, poniendo de relieve la importancia de

En síntesis muestra la evidente presencia de los resultados de procesos magmáticos intrusivos graníticos en un complejo de rocas foliadas en las cuales la existencia de brechas de metabasita es rasgo característico de las condiciones estructurales de formación. En otro aspecto el perfil muestra la existencia de un magmatismo básico de edad indudablemente más moderna que el ciclo gnéissico.

La figura 2 ilustra el corte del camino a lo largo de 110 m. En ella puede verse en el extremo noroeste la intercalación de dos filones capa de roca granítica dentro de genises cuya foliación casi N-S inclina fuertemente al oeste. La figura 3 es un detalle de este sector. A 30, 80 y 88 m al sudeste del filón capa granítico más delgado afloran los diques básicos de rumbo muy próximo a E-O.

¹ El croquis de ubicación de la figura 1 ha sido tomado de la Hoja nº 3760-29 (Sierra de Tandil), levantada por I.G.M., escala 1:100.000.

1. DESCRIPCIÓN DEL PERFIL

A) Las rocas gnéicas o caja de los diques

Se caracterizan por una foliación muy definida debida a la existencia de bandas y lentes leucocráticos subparalelos con una disposición que salvo detalles es constante a lo largo de todo el perfil. La lámina 1, ilustra el desarro-

de metabasita características, *los minerales leucocráticos adoptan las siguientes disposiciones:* a) bandas en gneis foliado poco plegado con algunos porfiroblastos de 3 a 5 mm; b) densa acumulación de porfiroblastos de 2 a 15 milímetros con distribución no preferencial o según folias mal definidas; c) áreas del orden de un metro de diámetro donde los minerales leucocráticos son "invasivos" y obliteran la folia-

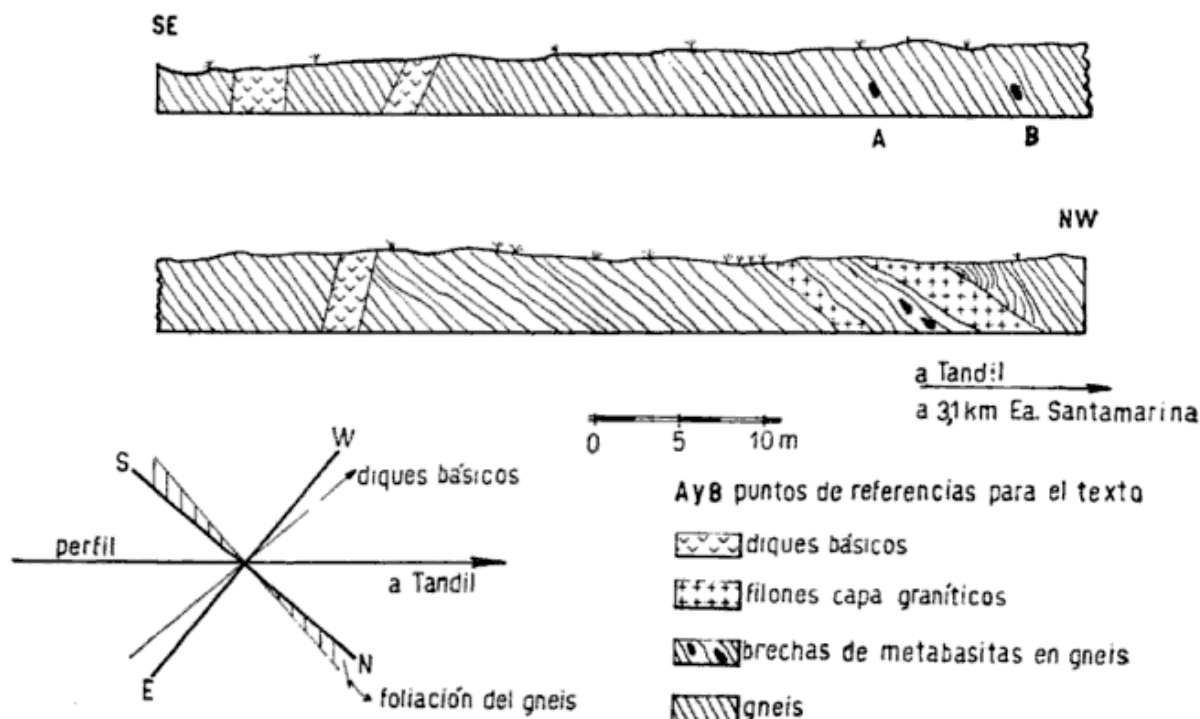


Fig. 2. -- Perfil en el corte del corte camino Tandil-Necochea (véase fig. 1) según rumbo N 45° O

llo nítido de la estructura foliada en bandas y lentes de hasta dos centímetros de espesor. La distinción de folias se hace otras veces en cambio más difusa por existir una distribución más uniforme de los minerales claros y de la biotita, aunque siempre se conservan guías algo más pobres en biotita. En estos casos es frecuente el crecimiento de porfiroblastos de oligoclasa y de microclino de un tamaño por lo común de 3 mm a 1 centímetro.

Hay pues una suma de estructuras foliadas y porfiroblásticas que pueden acentuarse independientemente. En el área próxima a los puntos A y B de la figura 2, donde se hallan dos brechas

ción; d) mátrix de las brechas de metabasita (Lám. 1 a).

La composición de estas rocas es granítica l. s., es decir: cuarzo, microclino pertítico, oligoclasa y biotita, y secundariamente muscovita, clorita, sericita y calcita. En la biotita las inclusiones de zircón y las aciculares probablemente de rutilo son muy numerosas. La microestructura muestra los efectos de activa deformación posteristalina a punto de que al microscopio se reconocen los caracteres típicos de una milonita gnéica, con cuarzo cataclástico, mortero, curvatura en biotita, cataclasis de ambos feldespatos, y acomodamiento de granos ovales clásticos de plagioclasa de

manera de dejar lentes de láminas de biotita entre los mismos. La biotita se altera a mica incolora, donde se localizan dichas superficies intergranulares de alta deformación. Las relaciones intergranulares muestran que el cuarzo reemplaza activamente a ambos feldspatos, y que el microclino corroe o reemplaza a la plagioclasa, sin formar mirmequitas bien desarrolladas, sino escasos crecimientos pobremente festoneados. La distribución de microclino es mucho menos regular que la de plagioclasa; la variación de su proporción es en cierto modo al azar, por no haber un control estructural seguro sobre la misma.

Por su hábito el microclino es intersticial, parte de la granularidad media, o bien porfiroblástico. En general cede en frecuencia a la plagioclasa a punto de que en las venas de la foliación las hay puramente de plagioclasa y cuarzo y en las agrupaciones de porfiroblastos como el tipo *b* antes referido todos los fenoblastos son de oligoclasa.

La disposición de la foliación del gneis conforma una *estructura* homoclinal fuertemente inclinada al oeste; las bandas y lentes son laminares o describen pliegues dentro del ajuste a esta estructura principal. En la figura 3 se aprecia el plegamiento más acentuado en el techo del mayor de los filones capa graníticos. Esta disposición configura condiciones de flujo que se hacen más evidentes donde se hallan las brechas de metabasita (punto A de la figura 2).

Dos estructuras de interés se destacan de la foliación o porfiroblastesis principal: son las brechas de metabasita y una autobrecha gnéisica.

Brechas de metabasita. Pueden ser muy bien observadas entre los dos filones capa graníticos y a unos 50 m al sudeste de los mismos. Las primeras (véase fig. 3) son dos brechas que se hallan alineadas según la foliación gnéisica, lo cual en primera impresión su-

giere una conexión genética entre el brechamiento y la disposición de los minerales leucocráticos según la foliación.

La estructura de las brechas permite distinguir tres tipos que se diferencian por el grado de dispersión y fragmentación de la metabasita: a) Fragmentos grandes (fig. 4 a) que no conforman lenticularidad. La correspondencia con la curvatura de la foliación del gneis es menor que en el tipo siguiente *b*. La lámina II a ilustra el detalle de una brecha del tipo anterior, pero con alta participación de material leucocrático (en este caso tonalítico) cementante; b) lentiforme (fig. 4 b; lám I b): los fragmentos no han sido mayormente dispersados, sino que configuran un lente concordante con la foliación del gneis, la cual contornea a la brecha. Los fragmentos están cementados por agregados leucocráticos análogos a las folias claras del gneis. Aún el único fragmento algo alejado de dicho lente se encuentra en la misma banda de foliación; c) *tipo disperso* (fig. 4, c): los fragmentos de metabasita son de menor tamaño y se hallan más separados entre sí. La foliación describe un leve arco que enmarca el área de dispersión. La matrix de la brecha es porfiroblástica. Estos tres tipos representan estadios progresivos de la destrucción de la metabasita más competente que la roca micácea que la contiene.

Las metabasitas tienen granularidad homogénea. En algunas el tamaño de grano es de un milímetro y en otras alcanza a dos milímetros.

Son rocas de color gris oscuro, sin esquistosidad ni bandeamiento. *Texturalmente se aprecian dos tipos:* uno de ellos es netamente *granoblástico* (xenoblástico) como muchas anfibolitas de la región; y el otro se caracteriza por una textura con *caracteres blastofíticos* por la relación de idiomorfismo entre plagioclasa y anfíbol.

Mineralógicamente estas metabasitas están compuestas en lo principal por

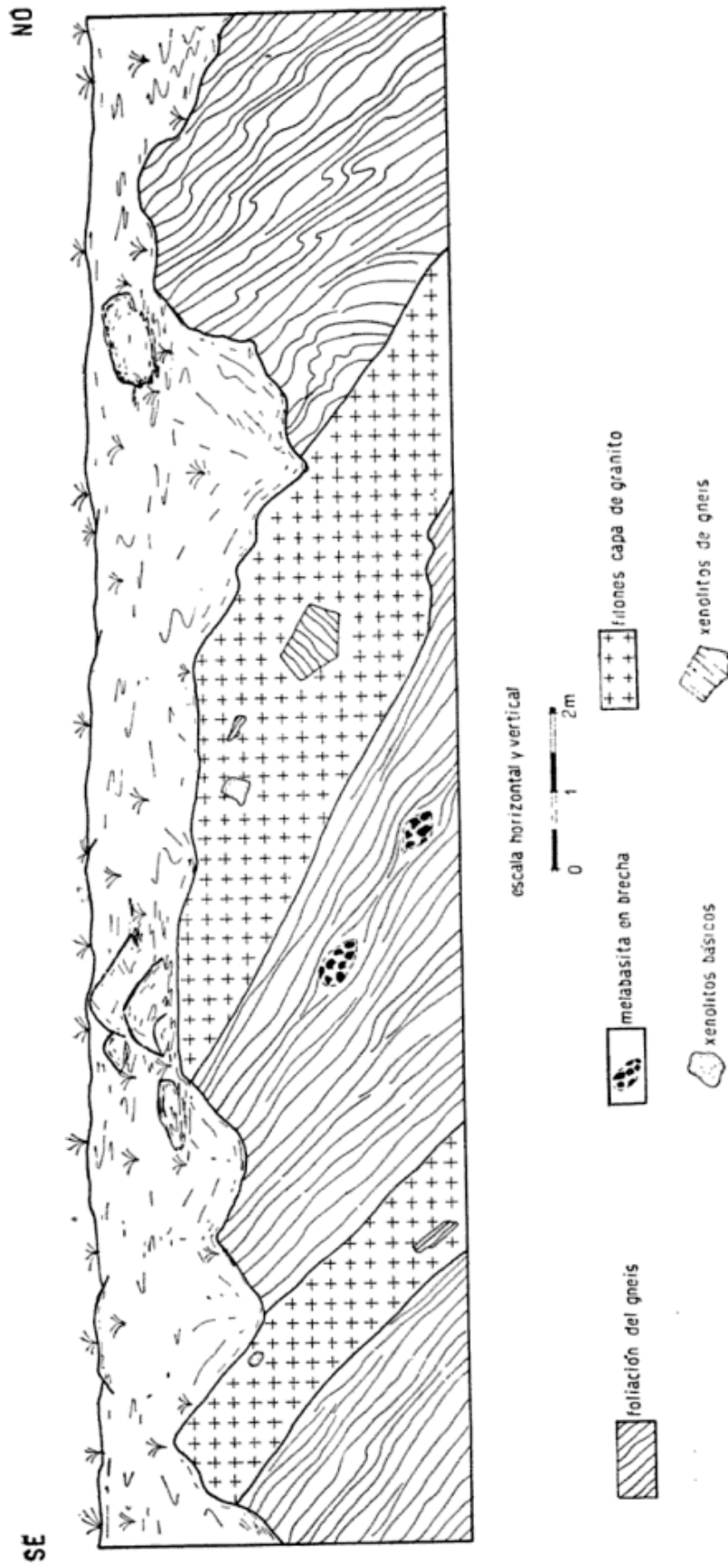


Fig. 3. — Detalle en el extremo NO del perfil ilustrado en la figura 2, según vista desde el camino



a 20 cm.



20 cm *b*

Fig. 4. — Diagramas de brechas de metabasita en gneis (véanse figs. 2 y 3): *a*, tipo fracturado no lentiforme; *b*, tipo lentiforme; *c*, tipo disperso. En las tres figuras en negro los clastos de metabasita y con líneas el trazado de la foliación granosa leucocrática. En fig. 4*a* y 4*b*: *le*, concentración granosa leucocrática. En la figura 4*c*, la densidad de puntos es proporcional a la cantidad de metacrystalos de feldespato.

hornblenda común un tanto decolorada y con leve tono castaño, y por plagioclasa alterada, siendo apatita el accesorio más abundante. Las diferencias en estructura entre los dos tipos se corresponden con ciertas diferencias en composición: el tipo granoblástico es más rico en hornblenda (60-70 %), mientras que en el blastofítico el porcentaje de hornblenda no llega a 50 %. Además en esta última se agrega la importante formación de un anfíbol secundario fibroso (actinolita) que se localiza en microfajas de sisamiento o en paquetes probablemente reemplazando plagioclasa. El cuarzo en este tipo se halla ausente,



20 cm. *c*

salvo dentro de ciertas fajas de sisamiento; en cambio la metabasita granulítica tiene cuarzo si bien en cantidad mucho menor que anfíbol o plagioclasa. En ambos tipos la plagioclasa está muy alterada con formación de sericita, clorita y grumos no identificables probablemente de epidoto..

Un carácter de real interés es la *neoformación de biotita en los bordes de los fragmentos de metabasita*, en contacto con las venas leucocráticas. La biotita se ha formado reemplazando anfíbol en sus bordes o avanzado dentro

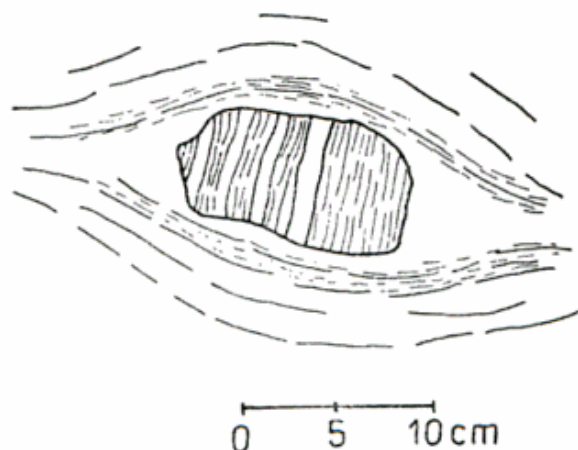


Fig. 5. — Esquema de la autobrecha gnéisica (perfil de camino Tandil-Necochea). Las rayas cortas indican mayor concentración de biotita. Los trazos largos dan la posición de la foliación de la roca que contiene a la brecha.

del mismo. Esta relación de reemplazo es muy clara. Además en la metabasita blastofítica la biotita se desarrolla a lo largo de guías que penetran la metabasita, es decir a lo largo de posibles fisuras en las cuales se produce el reemplazo de anfíbol por biotita. En ambos casos la biotitización de la hornblenda se halla en conexión genética con el cemento granítico de las brechas.

Autobrecha gnéisica: En un solo lugar ha sido visto este tipo de estructura, en las proximidades de las brechas de metabasita cerca del punto B de la figura 2. Un fragmento de gneis de 15 cm de corte lenticular, con su foliación en ángulo marcado con la foliación del

gneis, se dispone entre las folias del gneis, las cuales contornan su forma fig. 5). Esta estructura es homóloga de la correspondiente a las brechas de metabasita, y sugiere en primer análisis la prolongación del período deformativo con posterioridad a la gneisificación.

B) Los filones capa graníticos

En las figuras 2 y 3 pueden verse las disposiciones de los filones capa graníticos con respecto a la foliación de la caja. En lo principal esta disposición es concordante, de allí el criterio para la adopción de la denominación de filones capa, poco usada en nuestro país para los ambientes de basamento precámbrico. Sin embargo, en el techo del filón capa más potente (tres metros) y en parte de su base (fig. 6) puede verse cómo en el contacto corta a la foliación localmente plegada. Estos detalles tienen interés por cuanto rocas de este tipo, o mejor dicho cuerpos eruptivos de este tipo pueden pasar inadvertidos en otros lugares en razón de que su coloración y su composición cuarzo feldespática los hace parecidos a las rocas gnéisicas en aquellos casos en que la distribución de biotita y minerales claros llega a ser muy homogénea.

Hay pues caracteres de *emplazamiento intrusivo*, que es apoyado particularmente por la presencia del gran *xenolito* con su foliación en ángulo marcado respecto a la foliación de la caja, el cual se halla en la parte central del filón capa más grueso (fig. 3).

La roca de los filones capa es por su aspecto megascópico muy diferente del gneis encajante: de color gris pizarra homogéneo, carece de foliación o cualquier otra estructura laminar o linear, siendo además su granulometría muy pareja en distintas partes del mismo cuerpo. El tamaño medio de grano es de 2 a 3 mm, y los granos de microclino y plagioclasa, sobre todo el primero, alcanzan hasta siete milímetros en los casos de mayor desarrollo. El filón capa

más delgado es de granulometría algo más fina, pero con semejante inequigranularidad por cuanto algunos granos de feldespato llegan a diámetro doble del de la granularidad media. En el detalle microscópico la composición no ofrece interés particular: oligoclasa, microclino perfitico, cuarzo, biotita, apatita, zircón y secundariamente clorita, epidoto, sericita y mineral opaco. En la biotita y en la plagioclara se hallan rasgos distintivos respecto de la roca de caja: la biotita carece de las inclusiones aciculares que son tan abundantes en el gneis; la plagioclara es zonal y la sericita de alteración se distribuye según la zonalidad concentrándose en la parte central; hay individuos idiomorfos de plagioclara lo cual es particularmente distintivo respecto del gneis y además tienen rebordes albíticos muy delgados por crecimiento tardío los cuales suelen avanzar sobre el microclino aunque sin formar mirmequitas.

La estructura microscópica ofrece mayor interés: es granosa hipidiomorfa

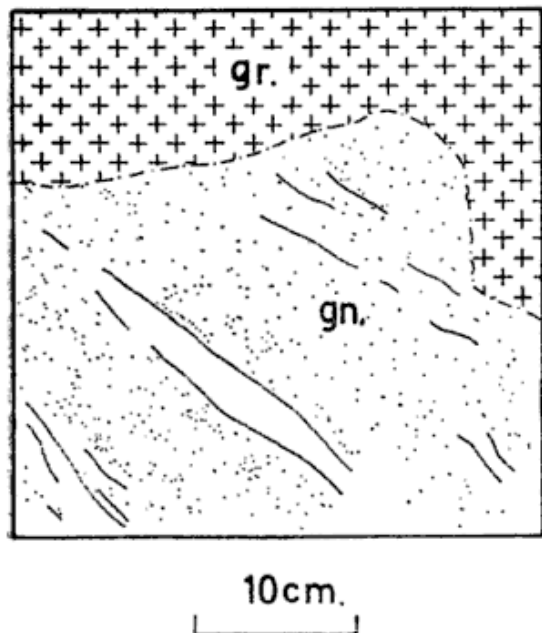


Fig. 6. — Detalle del filón capa granítico de mayor espesor, en su contacto inferior con el gneis, dibujado sobre una fotografía: *gr*, granito; *gn*, gneis. Las líneas en el gneis indican la foliación; y la densidad de puntos es proporcional a la cantidad de porfiroblastos.

inequigranular, esto último debido a la variación de las dimensiones de los granos de feldespato potásico y sobre todo de cuarzo. En el cuarzo es evidente la fuerte cataclasis por su extinción onduloso-fragmentosa y su conversión en mortero el cual se dispone en algunos casos como delgada capa entre cristales vecinos de feldespato. *Un detalle de significación* es observable en varios cristales de microclino (lám. II, *b*): individuos subidiomorfos de microclino contienen un rosario de inclusiones redondeadas de cuarzo cerca del borde, las cuales pueden limitar un desarrollo anterior del crecimiento del cristal de feldespato potásico. Surge de ello que se ha producido un *crecimiento tardío del microclino*, a modo de crecimiento secundario, el cual ha incorporado granos de cuarzo del mortero por ser *posterior a la deformación*. El reborde secundario de microclino en su mayor parte tiene igual orientación óptica que el cristal central, es de espesor algo irregular, e invasivo sobre mortero de cuarzo vecino. Una cataclasis posterior afecta a todo el cristal, fracturando tanto el centro como el reborde. Las relaciones generales de corrosión del microclino por el cuarzo que se observan en la roca explican la presencia en el interior del núcleo de feldespato potásico de ocasionales islas de cuarzo. La explicación de estas relaciones merecerá atención más adelante.

Los aludidos crecimientos secundarios de plagioclara también avanzan sobre el mortero de cuarzo, pero no lo hacen a punto de incorporar granos como inclusiones.

Xenolitos dentro de los filones capa graníticos. Son de dos tipos: de roca básica y de gneis similar a la roca de caja. En la figura 3 han sido dibujados en escala los xenolitos más destacados. En el filón capa de mayor espesor se hallan los de mayor tamaño: *el xenolito básico* que se halla en la parte superior, subredondeado, de 35 cm de diá-

metro es una espessartita biotítica de grano fino y color gris homogéneo. Se compone esencialmente de anfíbol, biotita y plagioclasa y en menor cantidad cuarzo, con abundante pistacita y clinozoicita y escasa sericita. Su estructura es granosa hipidiomorfa con los caracteres comunes a este tipo de rocas eruptivas. Merece ser señalada la coloración azulada de algunos individuos de anfíbol, sobre todo en los bordes, y la abundancia de pistacita y clinozoicita que en parte aparece agrupada según pseudomorfos, al parecer de plagioclasa. El cuarzo, con suave cataclasis, contiene numerosas inclusiones aciculares de alto índice de refracción como las que suelen atribuirse a rutilo.

El xenolito de mayor tamaño alcanza a un metro en su dimensión mayor, siendo sus bordes netos y el contorno anguloso debido sin duda a la partición por diaclasas. *Su composición es idéntica al gneis de la caja.* La similitud alcanza a la estructura y aún a detalles como las inclusiones aciculares de la biotita. Se puede asegurar de este modo que se trata de un fragmento de la roca de caja, incorporado de la misma cuando ésta se hallaba bien consolidada. La foliación del xenolito es casi normal a la de la caja subyacente, lo cual indicaría que *el xenolito ha sido girado*, es decir que el filón capa granítico ha tenido un emplazamiento intrusivo. Sobre esta cuestión se volverá más adelante.

C) Los diques básicos

Los tres diques básicos que aparecen en el corte de la figura 2, tienen rumbo casi E-O, es decir, cercano a la perpendicular con la foliación del gneis. Sus espesores (de NO a SE respectivamente) son: 1,50 m, 1,40 m y 2 m. Petrográficamente son similares salvo diferencias menores sin valor distintivo. Su color es gris negruzco que pasa al castaño claro en las superficies de alteración. El grano es fino, homogéneo, hallándose dispersos fenocristales de pla-

gioclasa de 1 a 4 mm y excepcionalmente de hasta 12 mm. Microscópicamente los rasgos salientes son la alteración de la plagioclasa y el hábito fibroso del anfíbol.

Estos dos minerales componen alrededor del 90 % de la roca, siendo el resto cuarzo intersticial, mineral opaco de hábito frecuentemente alargado y biotita, más los minerales de reemplazo clorita y sericita. Los cristales mayores distinguibles como fenocristales son de plagioclasa (labradorita sódica) subhedral de hábito alargado, y de anfíbol, el cual es solo el reemplazo o transformación de minerales ferromagnésicos previos en cuyos pseudomorfos se halla en algunos casos un núcleo de un mineral amarillo del grupo de la clorita. La textura de la pasta gruesa es hipidiomorfa, siendo euhedral solamente la plagioclasa que constituye una trabazón de tablas inorientadas que penetran en algunos casos en el anfíbol. En su mayor parte el anfíbol se halla en los espacios entre la plagioclasa, es decir que configura una estructura de tipo oxiofítica. Pero este aspecto no puede ser debidamente caracterizado por cuanto el anfíbol constituye una variedad fibrosa indudablemente de origen secundario, es decir posterior a la estructura. Esto se comprueba porque las fibras de anfíbol suelen penetrar la plagioclasa o rellenar intersticios o microfisuras de la misma. El anfíbol se caracteriza por un color azulado según gamma, sobre todo en los borde de los individuos y en los extremos de las fibras.

Los tres dique pertenecen al mismo tipo litológico el cual en síntesis es el producto de alteración de una roca lamprofírica o diabásica. Su composición actual es la de una espessartita con biotita, en la cual el anfíbol es de cristalización tardía. En esta alteración o transformación de tipo uralítico queda excluido todo proceso metamórfico exigente de deformación, porque no se ha producido la caducidad de la estructura ígnea.

2) INTERPRETACIÓN DEL PERFIL Y SU APOORTE A LA PETROGÉNESIS

El perfil del camino Tandil-Necochea ofrece, ante todo, *relaciones estructurales entre unidades litológicas del basamento, es decir por lo menos un fundamento geológico para la petrogenesis*. La bibliografía precedente sobre la petrología de Tandilia es magra sobre la ejemplificación de detalles de campo de las denominaciones y nomenclatura que con connotación genética han sido empleadas en tra-

bajos de revisión o complementación en los últimos años. Ello ha conducido a la aplicación generalizada de teorías y conceptos no a través de los rasgos geológicos y petrográficos, sino como eco de la nomenclatura, que, conocido es, alcanza en el problema gneis-granito una frondosidad siempre creciente. Serán pues las relaciones geológicas de campo del perfil, y los resultados petrográficos, las bases de la interpretación de los procesos petrogenéticos que luego se exponen.

Síntesis de los procesos

- c) *Intrusión de diques básicos*..... } Sistema de diques subperpendicular a la foliación gnéisica.
- Deformación postgranítica
- b) *Magmatismo granítico* } Probablemente tardiocinemático respecto del plegamiento. Evidencias en actitud subconcordante de filones capa, contactos de intrusión, xenolitos. Deformación tardio-granítica.
- Autobrechamiento postgnéisico (brecha gnéisica), deformación postcrystalina
- a) *Metamorfismo y gneisificación*.. } Metamorfismo y gneisificación asociado a deformación por plegamiento. Evidencias en: pliegues de foliación, brechas de metabasita, sincronismo de brechamiento de metabasita y migmatización. Relación rigidez-plasticidad en metabasita-micacita (gneis), granitización de metabasita.

A) Metamorfismo y gneisificación; las rocas gnéisicas

Para evitar el uso del término *migmatita* "a priori" de la explicación de los procesos formadores de estas rocas foliadas, en virtud de que la palabra *migmatita* en su acepción ortodoxa, e incluso más corriente, implica un concepto genético, se ha preferido el más consagrado de *gneis*, empleándolo con criterio puramente descriptivo, como es de uso común por muchos autores modernos¹.

Tal criterio se ha extendido al término *gneisificación*, entendiendo por tal la conversión de rocas preexistentes en gneises en ambiente de deformación¹.

Ha influido en el pensamiento de los autores la experiencia personal en el reconocimiento del precámbrico del sur de Suecia dentro del criterio expuesto para la evolución de los gneises de tal región por S. Gavelin (1960). Evidencias hay en el perfil, suplementada por otra información personal de los autores y datos de bibliografía, para hacer el intento de *destacar la conexión entre la gneisificación y la deformación y la*

¹ La necesidad de uso de términos litológicos independientemente de la génesis se puso de manifiesto, por ejemplo, cuando el Servicio Geológico de Groenlandia debió recurrir a autores de diversas nacionalidades para el estudio del basamento (Berthelsen, 1961).

¹ Tal criterio fue adoptado por uno de los autores (Quartino, 1967) para los procesos vinculados con gneises de la Sierra de Sumampa, Santiago del Estero.

influencia selectiva de esta última a través del comportamiento plástico y rígido de las capas sometidas al metamorfismo y actividad granítica (en el sentido de la composición) *gneisificante*.

La disposición del material leucocrático es el mejor punto de partida para el ensayo de explicación del proceso. En general al conformar una estructura subparalela aparentemente homoclinal podría inducir a suponer un control de inyección por esquistosidad precedente; pero el plegamiento que se alcanza a ver en los detalles y la evidencia de activa deformación en correspondencia con la distribución del material granítico obligan a pensar en un esquema más dinámico o complejo. *Las brechas de metabasita* son los testigos más seguros de la intensa deformación por cuanto sugieren la destrucción de una posible sucesión estratiforme. Son conocidas anfibolitas en la zona del cerro Centinela y entre este cerro y el camino a Azuceno (véase Villar Fabre 1957, página 18) dentro de la sucesión gnéisica. En el perfil aparecen como clastos de brechas cementados por material leucocrático. Estas brechas prueban comportamiento por ruptura, o rígido, que ha permitido la distribución de los fragmentos en concordancia con la estructura subparalela mayor. Es decir, fragmentos poco o nada esquistosos se ajustan en distribución a una estructura esquistosa en la cual la agregación paralela de biotita es dominante. Esto se halla de acuerdo con las relaciones entre el comportamiento de la metabasita y el gneis ante la stress, respectivamente rígido y plástico. *Esta relación ruptura/flujo para metabasita y gneis en evolución* ha sido muy bien ilustrada y analizada por Gavelin (1960) y Lundegardh (1960). Las brechas de metabasita del perfil son interpretables como ejemplos del mismo fenómeno; la metabasita ha reaccionado rigidamente a la deformación, mientras las pelitas y pelitas psamíticas han

fluído. Los tres tipos de brechas descritos pueden dar idea del *proceso progresivo que tiende hacia la dispersión de la metabasita* (tipo disperso, fig. 4 c). Los tipos *a* y *b* (véase fig. 4 a y b; lám. I, b y II, a) serían estadios anteriores en los que se conservan fragmentos grandes. Las dos brechas alineadas en la misma superficie de flujo del gneis (fig. 3), indican claramente el proceso de división por fracturación, y posiblemente *boudinage*, de espesores originalmente continuos de metabasita.

El proceso es pues comparable a la progresiva deformación con relación rigidez-plasticidad en sucesiones estratigráficas fuertemente plegadas y sujetas a metamorfismo casi puramente dinámico (kinetometamorfismo) y de muy bajo grado térmico. Tal es el caso según experiencia de uno de los autores (B. Q.) en las formaciones precarónicas del borde occidental de la Precordillera (Barreal-Calingasta). Allí lutitas desarrollan clivaje de flujo (esquistosidad) mientras las areniscas ceden en clivaje de fractura o, en deformación más avanzada se fracturan dando brechas de deformación con clastos de areniscas en matrix lutítica fluidal (loma de Calingasta). Calor concurrente con este plegamiento y deformación disharmónica, naturalmente que puede conducir a metamorfitas esquistosas de franco aspecto metamórfico en grado biotita. La participación de "soluciones" graníticas en el proceso, cualquiera sea su origen, tiende a la gneisificación. Tal sería el caso en los gneises de Tandil. La gneisificación enmascara el proceso deformativo, pero son caracteres como la conservación de las brechas de metabasita, los que testifican la evolución del gneis.

Significa esto una íntima relación, por contemporaneidad, entre la deformación por plegamiento y la distribución de los minerales leucocráticos responsables de las venas, lentes y porfiroblastos.

El mismo enriquecimiento en feldespato y cuarzo que puede ser calificado de aporte sincinemático constituye las folias claras del gneis, que describen pliegues, y el cemento de las brechas de metabasita. Así mismo los distintos tipos de brechas y los distintos tipos de disposición de ese material leucocrático se hallan relacionados, de manera que al tipo disperso de brecha, o tipo *c*, que es el más avanzado en el proceso deformativo, corresponde una disposición preferente, de feldespato, en porfiroblastos, en áreas difusas nebulíticas, dando lugar a una nebulita porfiroblástica con clastos de metabasita. *De esto se deduce que hay una secuencia entre el hábito de inyección y el aporte metasomático.*

La acción metasomática sobre las metabasitas se manifiesta como una zona de reacción en los clastos de la brecha, consistente en la *biotitización de la hornblenda*. Esta *zona de reacción* no es visible a simple vista como ocurre con gneises venosos con inclusiones de anfíbolita en el área de Estocolmo (Gavelin 1960, figs. 9 y 10) pero se puede detectar claramente al microscopio en los bordes de los cristales de hornblenda, y como transformación a lo largo de fisuras en el interior de los clastos de metabasita.

Autobrechamiento:

La existencia de estructuras cataclásticas en cuarzo, feldespatos, etc., es indicadora de que la deformación ha continuado luego de la consolidación definitiva del gneis. Una estructura muy particular descrita como *autobrecha gnéisica* (fig. 5) es aún más ilustrativa al respecto, indicando que esta deformación, posterior a la gneisificación ha sido intensa, interpretándose que el clasto de gneis ha girado por efecto del plano de *sisa* subparalelo a la foliación. Este *autobrechamiento*, contrariamente al brechamiento de la metabasita no está acompañado por aporte granítico.

Respecto de si este brechamiento es

el resultado de la prologación del período deformativo durante el cual se formó el gneis, o bien si se trata de una deformación independiente del mismo, no hay elemento de juicio. Pero puede muy bien conectarse con el *stress* vinculado a la penetración de los lentes concordantes de granito.

B) Magmatismo granítico

La penetración de lentes de granito pudo haberse producido en una etapa tardía de la tectogénesis que produjo el plegamiento y gneisificación de la caja. Esta relación si bien es difícil de ser demostrada, resulta coherente con la disposición principalmente concordante de los cuerpos de granito que asumen la característica de filones capa, a la vez que existe discordancia en detalle en los contactos y contienen xenolitos que sugieren intrusividad. El contacto intrusivo está apoyado fuertemente por la presencia dentro del granito, muy en su interior, de xenolitos de rocas básicas y gnéisicas, pero particularmente por el gran xenolito girado, como se aprecia en la figura 3. El giro del xenolito, punto crítico de la cuestión, se deduce del ángulo de casi 90° que forma la foliación del mismo con la foliación de la caja. De todo esto resulta probable que la penetración del magma granítico ha sido tardío cinemática. Este criterio se ve fortalecido por comparación con los microgranitos posttectónicos que en capítulo más adelante se describen, los cuales cortan discordantemente al complejo gnéisico y a calizas intruidas por granito.

La presencia de estos filones capa de granito es sumamente importante para la descripción e interpretación del basamento cristalino de las Sierras de Tandil por cuanto permite rectificar criterios previamente expuestos en la literatura (Teruggi *et al.*, 1959, pág. 195) sobre la inexistencia de plutones y de intrusiones definidas, inexistencia que apoyaría la teoría transformista. La *descripción e interpretación de la acti-*

vidad granítica intrusiva en el perfil que aquí se describe, suplementada por el descubrimiento de un dique granítico en Barker no significa adoptar una explicación exclusivamente magmatista para las rocas de composición más o menos granítica. Precisamente se ha hecho la distinción entre un proceso de gneisificación (o migmatización si se quiere) y una actividad granítica intrusiva. La explicación de otras rocas en Tandil exigirá el estudio de localidades muy bien expuestas que puedan mostrar evidencias de cuál ha sido su origen, como ocurre con un apreciable grado de seguridad en el perfil aquí estudiado.

En cuanto a la deformación, estos lentes o filones capa de granito resultan tan ilustrativos como las rocas que constituyen su caja. Esta deformación ha sido descripta en el capítulo IIB. De ella se deduce que *el crecimiento del feldespato potásico ha sido en su última etapa, posterior a una cataclasis que produjo un mortero de cuarzo* como puede verse en el cristal de microclino representado en la lámina II b. Esta deformación es así tardía en la consolidación del granito, el cual evidencia, en su etapa final de cristalización, una riqueza en álcalis más importante en el crecimiento del feldespato potásico que de plagioclasa sódica. El cuadro de deformación se completa con una *cataclasis posterior* al crecimiento secundario de los cristales de microclino (véase lám. II b).

C) Los diques básicos

La presencia de tres diques, en el corto trecho de afloramiento descriptos, pone de relieve que la importancia de este sistema de diques básicos es mayor que el que hasta la fecha ha merecido en muchos de los trabajos que abordan el estudio del basamento de Tandil. La discordancia con la estructura de la caja es muy neta y cercana a los 90°, ya que los gneises tienen una foliación de rumbo muy pocos grados desviada de

N-S (véase fig. 2). Esta posición respecto de la estructura de los gneises no puede darse como una norma regional, porque incluso en esta zona del basamento no es posible generalizar tampoco la posición estructural de este último. Precisamente Teruggi *et al.* (1959, pág. 201) dan como característica regional de la esquistosidad un rumbo muy próximo a E-O, mientras que en el perfil que aquí se describe, y de acuerdo con lo dicho, el rumbo es N-S.

El tipo litológico de los diques básicos, según lo explicado en el capítulo II c, es lamprofirico o diabásico, pero con una transformación o alteración de tipo uralítico que da a las rocas una gran riqueza en anfíbol. La comparación con otros diques básicos observados en la zona de Azul no permite hacer una correlación segura. Estos diques básicos de Azul son en cambio diabasas con olivina, típicas. Dos de ellas fueron estudiadas por Villar Fabre (1955, págs. 85 y 93). Un tercer afloramiento se halla bien expuesto en el corte del camino pavimentado que pasa por la Base Naval Azopardo. La asunción de que estos diques de diabasa de Azul puedan ser raíces de efusiones basálticas mesozoicas o paleozoicas, no puede extenderse al corte del camino Tandil-Necochea, quedando la cuestión abierta acerca del significado de estos diques en la historia geológica de la Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. Los autores se hallan encarando un trabajo sobre esta cuestión, conjuntamente con Amos, quien halló una roca básica que corta a arcillas paleozoicas en la zona de Barrientos.

III. GEOLOGIA DE LA CANTERA SAN MIGUEL Y ALREDEDORES: INTRUSIONES GRANITICAS, ASIMILACION Y EFECTOS EXO Y ENDOMORFICOS.

Los cerros San Miguel (donde se encuentra la cantera homónima) y Quersería, constituyen elevaciones bajas, de

20 y 30 m respectivamente, sobre el llano circundante. Se hallan al este del camino que une Barker con Azucena (fig. 7) inmediatamente al norte del casco de la estancia San Miguel. El bosquejo geológico de dicha figura 7, fue hecho con la base topográfica de la hoja Barker del I.G.M., escala 1:50.000, en la cual los dos cerros no figuran con esa denominación particular. La zona estudiada abarca ambas elevaciones y la prolongación austral de los afloramientos junto al casco de la estancia. Un reconocimiento más regional fue efectuado asimismo en la zona del cerro Guacho, estancia Siempre Verde y sierra la Juanita, con el fin de enmarcar las observaciones de detalle del cerro San Miguel en su ambiente petrológico.

La litología de este reducido grupo de afloramiento es particularmente distinta de todo lo descrito hasta hoy en las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires, ya que aparecen calizas metamórficas intruídas por granito, que ha dado por asimilación rocas híbridas, y por efecto de contacto, skarns. Tanto las rocas híbridas como las calizas se hallan cortadas por un dique subvertical de microgranito. Microgranito que aparece también desconectado de las calizas junto al casco de la estancia San Miguel, aparentemente intruyendo, (los afloramientos son muy incompletos) rocas de composición tonalítica, que forman parte del complejo gnéisico granítico de difusión más regional.

La importancia de la localidad radica pues en la presencia de calizas metamórficas y en la existencia de dos indudables intrusiones graníticas independientes entre sí, la más antigua de las cuales, en el contacto con la caliza, ha dado lugar a la formación de rocas por contaminación magmática y ambas intrusiones al desarrollo de skarns. El análisis de parte de estos procesos, independientemente del ámbito geológico de Tandil, ha sido ya

dado a conocer por los autores (Villar Fabre y Quartino, 1966).

1. DESCRIPCIÓN

A) Disposición de las unidades litológicas

Las calizas y las rocas graníticas de la intrusión más antigua constituyen el cerro San Miguel y el cerro Quesería, salvo un sector del faldeo NE de este último (fig. 7). El microgranito tardío constituye un dique de rumbo NO en el cerro San Miguel y un cuerpo de alrededor de 50 m de diámetro en el extremo Sur de la faja de afloramiento junto al casco de la estancia San Miguel. Estos afloramientos son muy incompletos debido a la cubierta de suelo. Por este motivo el estudio seguro de las relaciones estructurales entre las rocas puede hacerse solamente en las labores de cantera, sobre todo en la cantera San Miguel, la cual tiene un frente de rumbo aproximadamente NE de 3 a 7 m de alto y un desarrollo de 90 m. Los otros destapes semiaterrados del cerro Quesería solamente permiten tener una idea de la continuación de las calizas, rocas graníticas intrusivas y skarn.

En la cantera San Miguel se ven las relaciones entre las calizas metamórficas y la intrusión granítica. Las rocas de esta cantera han sido citadas previamente por Villar Fabre (1956), quien reconoció el lugar cuando se iniciaron las labores, y más recientemente por Teruggi *et al.* (1958) quienes hacen una somera referencia a una cantera denominada San Manuel, al N de Barker, que indudablemente ha de corresponder por su ubicación, a la actual cantera San Miguel. Se expresa en este último trabajo que existen tres o cuatro lentes de caliza intercaladas y concordantes con una migmatita granítica pegmatoidea con buzamiento vertical. Esta descripción no corresponde a la verdadera disposición estructural de las rocas (Lám. III, a), ya que tres lentes

subhorizontales de rocas graníticas, que inclinan aproximadamente 20° hacia el SO, se encuentran intruyendo la caliza (véase también Villar Fabre y Quartinno, 1966, fig. 3 y Lám. I). La única unidad litológica de disposición sub-

es irregular en el detalle de sus contactos, pero respetando siempre una disposición como *bandas o lentes* que varían en espesor desde un metro hasta pocos centímetros y también se bifurcan. El avance de la cantera en dos

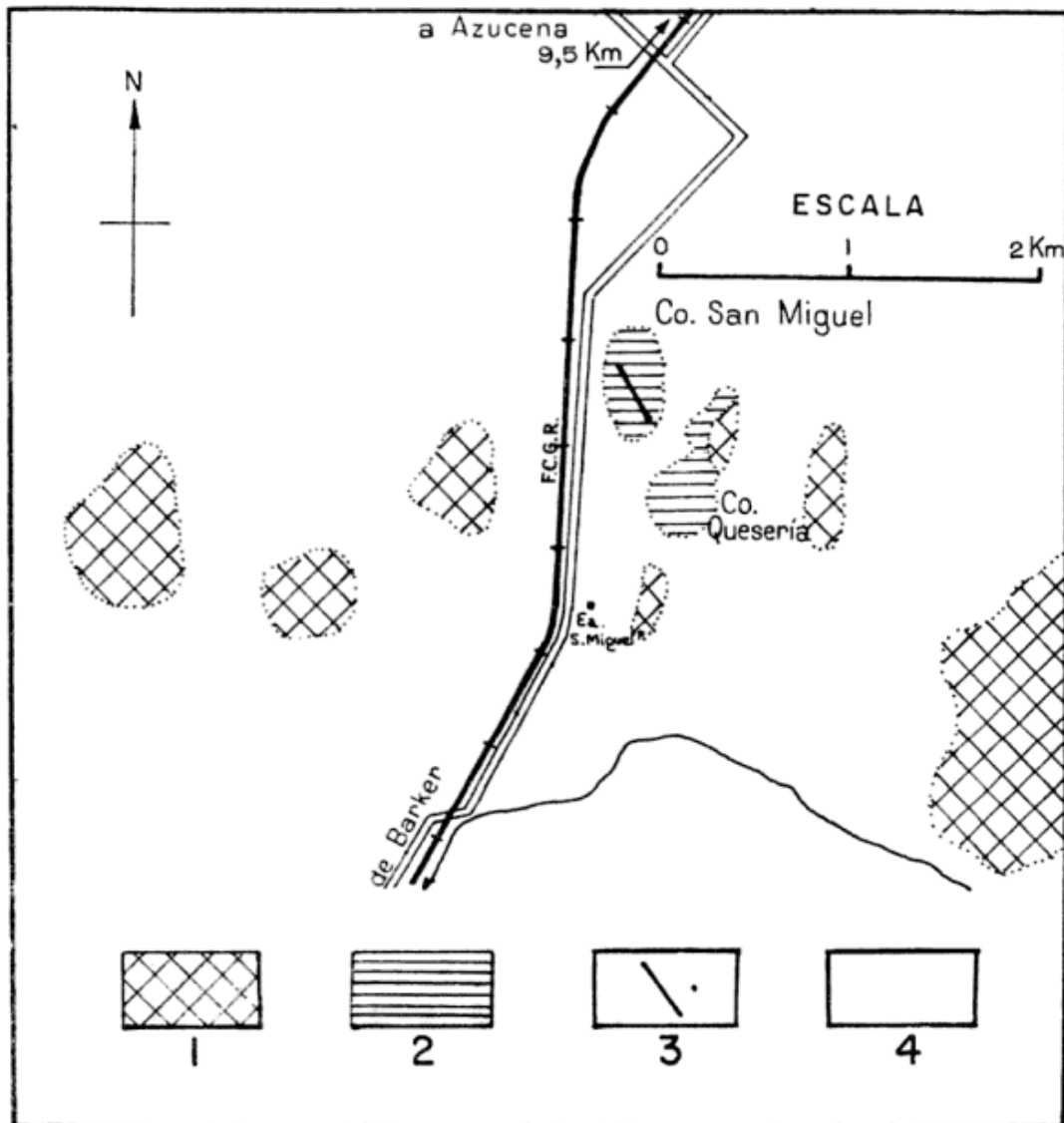


Fig. 7. — Croquis geológico de la zona próxima a los Cerros San Miguel y Quesería: 1, complejo gnésico y granítico (ver texto); 2, calizas con intrusión de granitos contaminados por asimilación de calizas, y skarn; 3, microgranito; 4, cubierta de suelo.

vertical en la cantera es el dique de microgranito ya mencionado (Lám. III, b).

Las rocas graníticas intercaladas en las calizas como luego se verá, son de carácter muy particular, por la asimilación calcárea y totalmente distintas de las migmatitas graníticas de la zona.

La forma de estos *niveles graníticos*

años, luego de las primeras observaciones, permitió comprobar que en profundidad, si bien la forma es variable, se mantiene la disposición principal en lentes subparalelos.

En concordancia con esta distribución principal de las lentes graníticas híbridas, la caliza presenta también superficies de fisuras, algunas de las cua-

les han sido la vía de penetración de venas o bandas delgadas (de 5 a 80 mm de espesor, pero más común alrededor de 20 mm), pertenecientes al mismo magma granítico que sufrió contaminación.

Las venas, sobre todo las del sistema subparalelo, se han introducido en fisuras abiertas, dado su espesor bastante constante, habiendo progresado poco por corrosión de la caliza, corrosión que se detecta sólo cuando existen

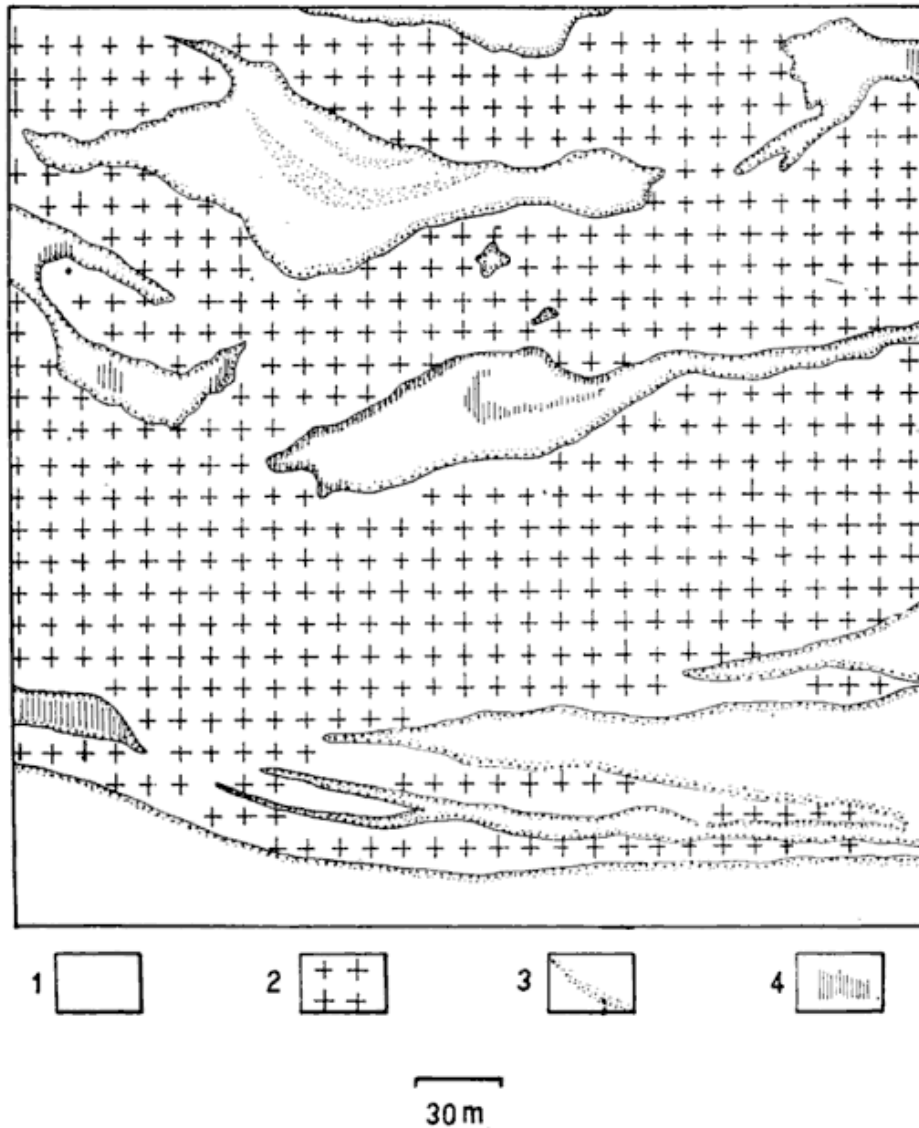


Fig. 8. — Granito modificado por asimilación magmática de caliza que contiene inclusiones semidisueltas de caliza. Cantera San Miguel : 1, caliza metamórfica ; 2, roca granítica modificada por asimilación ; 3, Wollastonita (eoskarn) ; 4, grossularia.

Estas *venas de endoskarn calcosilicático* constituyen así un sistema subparalelo a los niveles principales de rocas graníticas, densamente agrupados a punto que en un sector hay 15 venas de 1,8 m de espesor de caliza. Además de estas venas subparalelas hay otras de trazado más irregular, con todo tipo de entrecruzamientos y anastomosis.

ensanchamientos y estrangulaciones irregulares. En las venas entrecruzadas la corrosión de la caliza es más acentuada. En cambio las lentes mayores de rocas graníticas contaminadas han logrado su espesor considerable mediante la disolución de la caliza y la incorporación de fragmentos de la misma. De este mecanismo se tiene una impre-

sión por la existencia de estrangulaciones y ensanchamientos en los niveles graníticos, los cuales sin embargo en general respetan la disposición laminar inclinada al SO; pero la idea se confirma por la existencia de numerosas *inclusiones semicorroidas de calizas* dentro del granito (Fig. 8). Estas inclusiones por efecto de la corrosión tienen formas muy caprichosas, siendo su tamaño de un centímetro hasta dos metros de diámetro mayor.

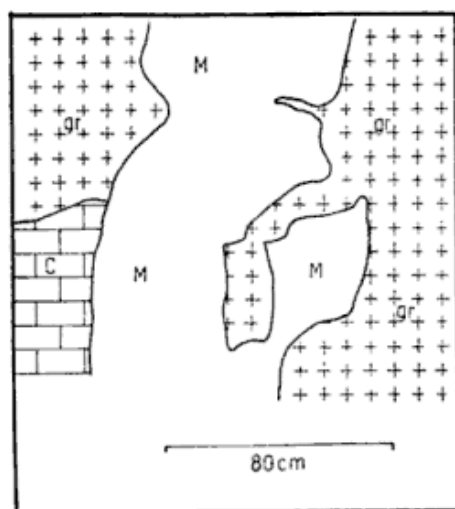


Fig. 9. — Esquema que muestra irregularidad excepcional del contacto entre el dique de microgranito y caliza intruída por granito modificado. Cantera San Miguel: *c*, caliza metamórfica; *gr*, granito modificado; *M*, microgranito (dique).

La cantidad es variable o sea que hay partes donde las rocas graníticas se hallan limpias de inclusiones, mientras que en otros sectores alcanzan a un 30%. En los casos en que las inclusiones tienen una forma más bien lenticular, dentro de su irregularidad, la disposición es tal que las mayores longitudes son paralelas a las superficies de contacto entre la caliza y las lentes principales graníticas.

Esto da idea del proceso de asimilación que se caracteriza porque gran número de las inclusiones de granito, si bien han sido movidas, se han conservado en posición cercana a la original.

Todo el conjunto de calizas, venas y

lentes graníticos han sido sometidos a deformación. Esto se aprecia ya en el afloramiento en la acentuada curvatura de los planos de clivaje de los cristales de la caliza, en la existencia de algunas fajitas trituradas, y en la presencia de venas subverticales, de 0,5 a 1 cm de espesor, compuestas por cuarzo gris azulado altamente deformado.

El dique de microgranito (rumbo N 25° O, con inclinación 70° al NE) se observa en el frente de la cantera (Lám. III, b), muy cerca de su extremo sur, en el piso y, por corto trecho, según malos afloramientos en la cumbre del cerro San Miguel. La potencia promedio es de alrededor del 1,5 m (80 cm en el frente de la cantera, 2,30 m a la entrada de la misma). En el frente de la cantera el espesor es bastante constante, y los contactos son netos con pocas entrantes de 10 cm, salvo en la base del frente donde el trazado del borde es más irregular (fig. 9). Corta a las calizas y a las lentes graníticas que las intruyen.

B) Síntesis petrográfica

Caliza cristalina. Es de color gris claro hasta casi blanca, translúcida. Su grano promedio es de 5-10 mm, pero llega a hacerse muy grueso, hasta siete centímetros. Los planos de clivaje se hallan curvados por deformación lo que le da un típico brillo resinoso. Granitos verdes de diópsido no mayores que medio milímetro por lo general, se destacan como motas verde oscuro. La estructura del agregado de calcita es granoblástica. En escasa cantidad muy inferior a la de diópsido la caliza contiene tremolita, clinzoicita, cuarzo, titanita y apatita. Otros minerales serán mencionados luego, por su íntima vinculación con la intrusión granítica contaminada.

La fracción insoluble en ClH (véase análisis químico en Villar Fabre y Quartino, 1966; véase también análisis de las rocas graníticas contaminadas,

del microgranito y de los minerales wollastonita y grosularia) alcanza a 7 % en peso. La caliza en su fracción soluble es casi puramente carbonato de calcio, sumando las impurezas (óxido de hierro, alúmina y óxido de magnesio) solamente 0,7 %.

Una variedad más fina, de aspecto sacaroideo, sigue fajas de pocos centímetros de espesor, dispuestas subparalelamente a las lentes graníticas y a las superficies de fisuración de la caliza tipo.

Caliza de inclusiones en las rocas graníticas contaminadas. La disposición y forma (fig. 8) ya ha sido mencionada. Petrográficamente algunas de las inclusiones no difieren de la caliza metamórfica descrita. En otros casos contienen en su interior minerales de contacto, particularmente grosularia o wollastonita. Siempre sus bordes exhiben una delgada zona de reacción de wollastonita de 1 a 2,5 cm de espesor, análogo al que caracteriza a los contactos caliza-roca granítica.

Las rocas graníticas intruídas en la caliza y sus variaciones por contaminación:

La denominación de granito o rocas graníticas alude colectivamente a un *rango de variación petrográfica dentro de los términos de tonalita, monzonita cuarcífera, granodiorita y granito, en todos los casos con diópsido*. Su color gris claro, es sumamente parecido al de la caliza, similitud que se acentúa por la presencia de granos de diópsido en esta última.

La característica esencial de estas rocas es la variación muy irregular de estructura y composición, como resultado de la modificación local e inhomogénea del magma granítico por disolución de caliza. El tipo más común tiene granos de 1 a 4 mm de diámetro, no existiendo foliación alguna. Los minerales componentes son plagioclasa (30 a 40 %

An.), microclino, cuarzo, diópsido, tremolita, titanita y apatita, existiendo grosularia junto a contactos con caliza. La textura es variable entre un tipo granular entre allotriomorfo e hipidiomorfo y un tipo caracterizado por la distribución del microclino como una base ameboidal, de grano grueso, en la que se hallan incluidos cristales muy corroídos de plagioclasa (fig. 10) y tam-

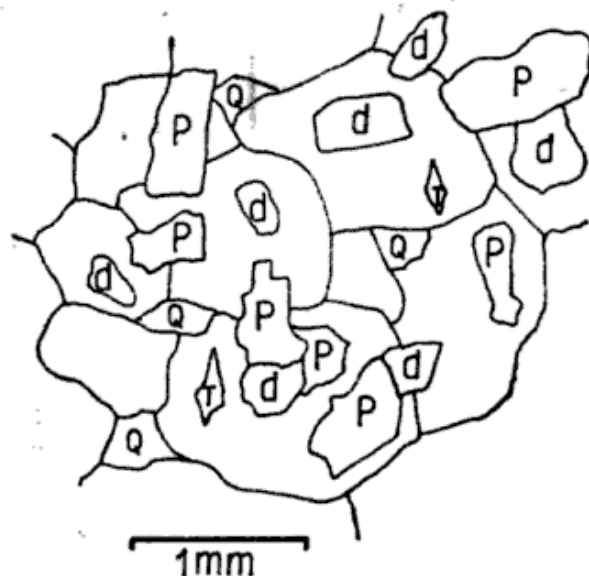


Fig. 10. — Esquema de la textura con base poiquilítica de microclino ameboidal en rocas graníticas modificadas de la cantera San Miguel: P, plagioclasa corroída; d, diópsido; T, titanita. En blanco: microclino.

bien diópsido y titanita. Esta textura, que es conocida para rocas monzoníticas, se hace más característica cuando el cuarzo es escaso. La proporción de cuarzo es muy variable y, como último mineral en cristalizar, corroe diversamente a todos los otros granos, promoviendo la formación de una textura panalotriomorfa análoga a lo que es común en granitos.

En adición a las antedichas variaciones en la proporción de minerales, sobre todo de cuarzo, y en la microtextura, *son tres las variedades litológicas que se distinguen del tipo común descrito:*

- a) Variedad de grano grueso, rica en diópsido (hasta 30 %); tamaño

de grano de 1 a 2 cm; se halla en "nidos" por lo común de 10 cm. y guías dentro de la roca de granularidad común.

b) Variedad microgranosa; granos de un milímetro, según una textura similar a la granoblástica, con aspecto de cuarcita gris. Se desarrolla gradual e irregularmente respecto del tipo común, o en "bochas" de 10 a 15 cm de diámetro.

c) *Facies altamente modificada (o facies verde)*; la composición es variable, pero siempre más rica en dióxido (hasta 40 %) y con plagioclasa más cálcica (andesina-labradorita) dando lugar a gabro cuarcífero dipsídico. Contiene crecimiento de grosularia, y otros minerales de skarn tales como clinzoicita y ocasionalmente wollastonita. El color es gris verdoso oscuro, con tonos caramelo cuando el granate es abundante. Forma zonas irregulares de 2 a 80 cm de diámetro que guardan con el tipo común contactos graduales o netos. En este último caso tienen el aspecto de inclusiones dentro de la roca granítica contaminada común (granito-granodiorita-monzonita con cuarzo-tonalita) de color más claro. Su origen en relación con el proceso de contaminación e intrusión se verá más adelante.

Venas de endoskarn calco-silicático :

La composición puede referirse según dos tipos que se presentan en los dos sistemas antes descriptos. A lo largo de una misma vena así mismo hay variaciones correspondientes con estos dos tipos, y las composiciones intermedias entre ambos.

1) Venas blancas o tenuemente coloreadas: Cuando son muy delgadas (0,5 mm) se componen puramente de wollastonita. Las que son algo más gruesas, tienen una composición intermedia

entre pura asociación de minerales de skarn y granodiorita muy modificada con variable proporción de dichos minerales de skarn, los cuales son clinzoicita, dióxido, vesuvianita, titanita, apatita, calcita y wollastonita.

2) Venas rosadas o castaño muy claro amarillento que a los minerales de skarn mencionados, y al cuarzo y feldespato, suma abundante granate y clinzoicita. En ensanchamientos de las

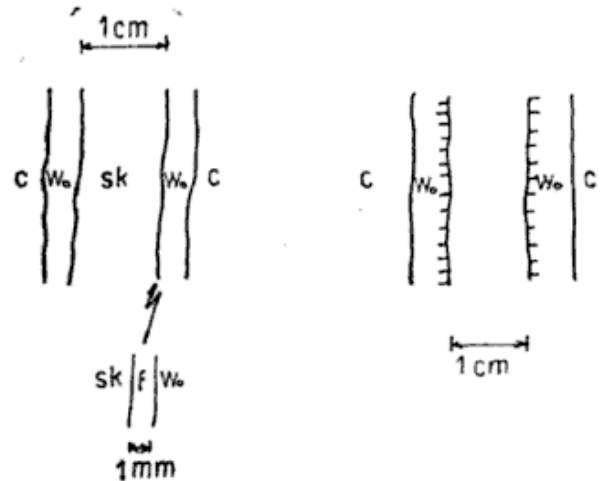


Fig. 11. — Esquema ilustrativo de las variaciones mineralógicas transversales en venas de endoskarn. Cantera San Miguel: SK, vena de endoskarn; wo, exoskarn de wollastonita; c, caliza; F, faja de cuarzo-calcita. Rayas horizontales dentro de wo, concentración de granos de dióxido.

venas suele haber decrecimiento de granate, que es más puro en el centro de los mismos.

En algunas venas un reborde rico en cristallitos de dióxido acentúa la zonalidad transversal que caracteriza a todas las venas debido al exoskarn de wollastonita que las tapiza. Este exoskarn alcanza en las venas delgadas un espesor aproximadamente igual al espesor de las mismas, o bien menor. Es muy frecuente que las fibras de wollastonita se dispongan perpendicularmente a los contactos con la caliza.

Un rasgo de detalle interesante, que sigue el esquema de esta zonalidad, es la presencia en algunas venas de una capita muy delgada (0,2 mm) compuesta por gránulos de cuarzo y calcita. Es-

ta capita se dispone en tales casos entre la vena y el exoskarn. La figura 11 ilustra la zonalidad en estas venas de endoskarn.

Microgranito: (dique y afloramiento junto a la estancia San Miguel). En el dique es una roca de grano fino, de textura pareja a simple vista (grano promedio 1,5 mm), de color gris oscuro. El dique contiene a la entrada de la cantera, donde es más potente, xenolitos redondeados de esquistos biotítico de 1 a 2,5 cm, distribuidos al azar. La microtextura es granosa allotriomorfa, y se compone de microclio con pertitas delgadas, plagioclasa levemente zonal (An. 12 %) y ocasionalmente biotita. La alteración escasa ha producido sericita y clorita. Cataclasis ha promovido estructura de mortero.

La composición varía acentuadamente en un borde de alrededor de 10 mm junto a la caliza, de color claro donde cuarzo predomina sobre clinzoicita y albita. Ya sobre el contacto con la caliza la composición es cuarzo-clinzoicita. Esta modificación endomórfica ha sido descrita con mejor detalle en un trabajo de los autores (Villar Fabre y Quartino, 1966), comparándola con el caso descrito por Waters (1958) cerca de Puyvalador, en los Pirineos.

El microgranito que se halla aparentemente intruído en rocas gnéissicas tonalíticas al E de la estancia San Miguel es igualmente de pranularidad pareja y fina, pero contiene más plagioclasa algo más cálcica (oligoclasa media) y más biotita.

Exoskarn. En todos los contactos con rocas silicáticas, sea graníticas modificadas por asimilación en los niveles principales, o bien venas de endoskarn o microgranito en el dique, la caliza está reemplazada por fibras de wollastonita, entre las cuales pueden conservarse granos de diópsido. El espesor de este exoskarn de wollastonita que tapiza los contactos es de un milímetro hasta siete centímetros.

El aporte a la caliza no ha sido exclusivamente silíceo como en el caso de la zonación de wollastonita, sino algo más complejo (Al, volátiles) a juzgar por la presencia de grosularia y vesuvianita en la caliza junto a contactos.

2. INTERPRETACIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS Y FRENTE DE LA CANTERA SAN MIGUEL; SU CONTRIBUCIÓN A LA PETROLOGÍA DEL BASAMENTO.

La comprobación de fenómenos de asimilación magmática e intrusividad granítica es al mayor aporte que el examen de la cantera San Miguel da a la petrología del basamento de la región de Barker.

Asimilación. La asimilación de caliza por parte de la más antigua intrusión granítica se muestra con todos los caracteres graduales del proceso, esto es, incorporación mecánica de xenolitos y disolución de caliza *in situ*, con la consecuente modificación progresiva del magma granítico que no alcanzó a homogeneizar su composición después de la *asimilación*, proceso éste que por ser incompleto resulta precisamente demostrable.

La existencia de autolitos compuestos por productos resultado de asimilación intensa indica además que *la contaminación por caliza no se ha producido exclusivamente in situ*, por lo cual se entiende que el magma intruyó hasta la posición actual de las rocas que de él se consolidaron (niveles principales de rocas graníticas) mientras se iba produciendo la asimilación. El proceso prosigue luego con la *acción endomórfica* (venas de skarn endomórfico) y la formación de los *tapices de exoskarn* junto a los contactos, concluyendo, ya por debajo de la temperatura de formación de wollastonita (por reemplazo silíceo de calcita), con el reemplazo de algunos minerales (*plagioclasa, grosularia, diópsido*) por minerales secundarios hidroxilados (*sericita, clinzoicita*).

cita y tremolita, respectivamente), y un aumento de la depositación de cuarzo, que se asocia a calcita sin reacción con la misma.

El minero característico de la asimilación es el diópsido (también lo son granate y titanita), mineral que se halla ausente en los gneises y el resto de las rocas graníticas de la región. Estas tienen hornblenda o biotita, o bien ambos minerales ferromagnésicos; en el cerro Guacho la roca no foliada objeto de explotación en cantera es un granito probablemente de origen migmático (esto es relacionado con la gneisificación) con biotita y mica incolora. La roca foliada tonalítica granatífera (gneis) que se le asocia también tiene biotita y carece de anfíbol. Los afloramientos situados al Este del casco de la estancia San Miguel, donde se aloja la intrusión de microgranito, son de gneis de composición tonalítica hornblendo biotítico y gneis tonalítico biotítico. Igualmente tienen biotita o anfíbol las rocas más o menos foliadas de la estancia Siempre Verde (al sur del mapa de la Fig. 7) y de los afloramientos situados al E del cerro Quesería. En este último la roca aflorante más cercana a la caliza y skarns es una tonalita hornblendo biotítica, cuya posición estructural respecto de la caliza está oculta por la cubierta vegetal de suelo.

Esta presencia de diópsido en las rocas graníticas modificadas, y la correspondiente ausencia de anfíbol y biotita, se relaciona con la modificación que la asimilación de caliza —por la incorporación de Ca— produce en la secuencia y tipo de cristalización. Knopf (1957, pág. 98), refiriéndose al batolito de Boulder en Montana explica la no formación de biotita y anfíbol —en un caso análogo al presente— por el empleo importante de Al_2O_3 en la separación de anortita. En la cantera San Miguel el contenido de anortita en plagioclasa se eleva al aumentar la contaminación, hallándose altos valores (hasta 55 % An) en rocas muy diopsídicas.

Parte de la alúmina ha sido también extraído del magma antes de la posible formación de anfíbol y biotita por la cristalización de granate. Los autolitos de la facies verde, con alta concentración de granate y diópsido testifican este proceso.

Un carácter textural de las rocas contaminadas que concuerda con la explicación dada es la *textura ameboidal poiquilítica del microclino*, el cual contiene inclusiones de plagioclasa y diópsido. Se advierte así que la cristalización del microclino ha sido distanciada temporalmente de la formación de plagioclasa y diópsido por la prematura separación de estos dos últimos minerales, debido a asimilación de caliza.

Cabe la posibilidad que parte del diópsido provenga de la incorporación mecánica por disolución de la caliza que lo contiene como pequeños granos, tal como fue descrito por Nockolds (1934), en el Loch Awe. En los hechos esto ha sido así en San Miguel, pero en cantidad muy inferior a la proporción de diópsido de las rocas contaminadas. No cabe duda por lo menos que gran parte del diópsido cristalizó del magma calcificado, porque el tamaño de grano del diópsido guarda relación con el tamaño de grano de la plagioclasa, tanto en las rocas graníticas de granularidad media como en la variedad de grano grueso donde hay cristales de diópsido de hasta dos centímetros.

La extrema contaminación está ejemplificada por la roca de la facies verde, rica en diópsido (40 %) y granate, que se asocian a cuarzo, plagioclasa labradorítica y microclino. Este tipo de roca altamente modificada además de aparecer irregularmente, lo hace con preferencia junto a inclusiones semidisueltas (Lam. IV, a) y altamente metasomatizadas de caliza (véase Villar Fabre y Quartino, 1966, fig. 5). Cuando esta roca forma inclusiones de bordes rectos y netos dentro de la roca granítica tipo, demuestra haberse formado

previamente al emplazamiento final del magma. Estas inclusiones de roca de facies verde son pues autolitos de un estado de contaminación y cristalización anterior. Tal hecho se corrobora por la eventual presencia (véase Lam. IV, b) de caliza corroída y rodeada por wollastonita, dentro de las inclusiones.

Exo y endoskarns

Como se vió, el exoskarn de wollastonita tapiza todos los contactos, aún en el dique de microgranito, posterior a todo el proceso de intrusión y consolidación de las rocas contaminadas. Se ha conservado al cesar la disolución de la caliza, ya que tapiza formas corroídas (fig. 8). Este reemplazo de calcita por wollastonita (que implica reducción del porcentaje de Ca en igualdad de volumen) ha contribuido también a la calcificación del magma.

Pero está claro que esta influencia es muy tenue en las lentes principales de rocas graníticas, porque allí ha privado con holgura la calcificación por disolución de caliza. Es pues más evidente tal influencia en las venas de endoskarn, por su poco espesor, y en el dique de microgranito, por la escasa asimilación sufrida. En este último se detecta el endomorfismo ya descrito, que culmina con reborde albita-cuarzo-clinozoicita. Este aumento marginal del porcentaje de cuarzo se explica por la migración de sílice hacia la caliza que se transforma en exoskarn.

La comparación de la forma y contactos de los lentes de granito intercalados en la caliza, y del dique, dan idea de que la asimilación en este último ha sido mucho menor, a punto de no producirse la cristalización de diópsido. Esto es *reflejo de la mecánica de emplazamiento*, por un a modo de *stopping* en los lentes, y en fisura abierta en caso del dique. En parte, sin embargo, (véase fig. 9) el contacto ha sido *corrosivo*.

El exoskarn afectó por reemplazo

únicamente a la calcita, ya que el diópsido que se halla incluido en ella há pasado meramente a ser envuelto por la cristalización de wollastonita. Algunas bandas de exoskarn contienen tanto diópsido como la caliza; otras en cambio, menos; pero no ha sido vista en ningún caso una concentración hacia el contacto entre el exoskarn y la caliza, como ha descrito Pitcher (1950) para venas de un skarn en Escocia. Si se ha visto una concentración alineada de diópsido (fig. 11) ella se ha producido en el skarn, más cerca de la vena que de la caliza, disposición para cuya explicación no hay evidencias.

El proceso en síntesis ha sido el siguiente:

- 1) Disolución de caliza (y formación de wollastonita que no se conserva?) y activa contaminación magmática.
- 2) Formación y conservación del exoskarn de wollastonita (más eventualmente idocrasa y grosularia). Contaminación por endomorfismo. El aporte ha sido principalmente silíceo, y algo menos de Al y volátiles.
- 3) Aumento de la actividad de volátiles, principalmente hídrico (clinozoicita, sericita, calcita, tremolita, pistacita) y concentración de sílice que, ya debajo de la temperatura de cristalización de wollastonita, se asocia a calcita (fig. 11) sin que se produzca reacción.

El proceso no ha sido uno solo, sino que, por recurrencia intrusiva, se ha repetido, a juzgar por los autolitos de facies verde.

Significado de las tres unidades litológicas mayores: Granito contaminado, microgranito y caliza.

La caliza (salvo el afloramiento de San Miguel) es roca no conocida en

Tandil y Barker. Debe atribuirse parte de tal circunstancia a la exigüidad de afloramientos de la zona. La posición de las calizas metamórficas respecto de los gneises vecinos no es visible en el terreno. El metamorfismo —al margen del metasomatismo junto a las intrusiones— es elevado a juzgar por la presencia de diópsido, que es mineral de regular distribución en la roca. La intrusión granítica que se contaminó no guarda tampoco relación visible con las rocas gnéissicas de difusión más regional. Basta su presencia para demostrar una actividad magmática intrusiva, que ha sido recurrente, a juzgar por la presencia del dique de microgranito que corta las rocas graníticas contaminadas, y que puede referirse como postcinemático respecto del metamorfismo y plegamiento del complejo al cual la caliza pertenecía.

IV. SECCION DE DETALLE EN EL CERRO NOCETTI: LAS ANFIBOLITAS (METABASITAS) Y SUS RELACIONES DE CONTACTO.

La importancia que las metabasitas, algunas de ellas con textura granoblástica como las conocidas en Tandil, tienen en la interpretación de la evolución de los gneises, de acuerdo con lo observado en el perfil descrito en el capítulo II, fue motivo para que se incluyera en este trabajo un estudio de detalle sobre anfibolitas donde éstas se conservan en fajas continuas para su observación. Por ser conocidas (Villar Fabre, 1957) anfibolitas en los alrededores de Tandil, en el cerro del Calvario, que se continúan en el cerro Nocetti, se estudió una sección detallada de 40 m de largo en el último de los cerros mencionados, para apreciar la variación de la litología transversalmente a las intercalaciones de metabasita dentro de las rocas tonalíticas con textura más o menos gnéissica (fig. 12).

La ubicación de esta sección queda referida a las labores de canteras del

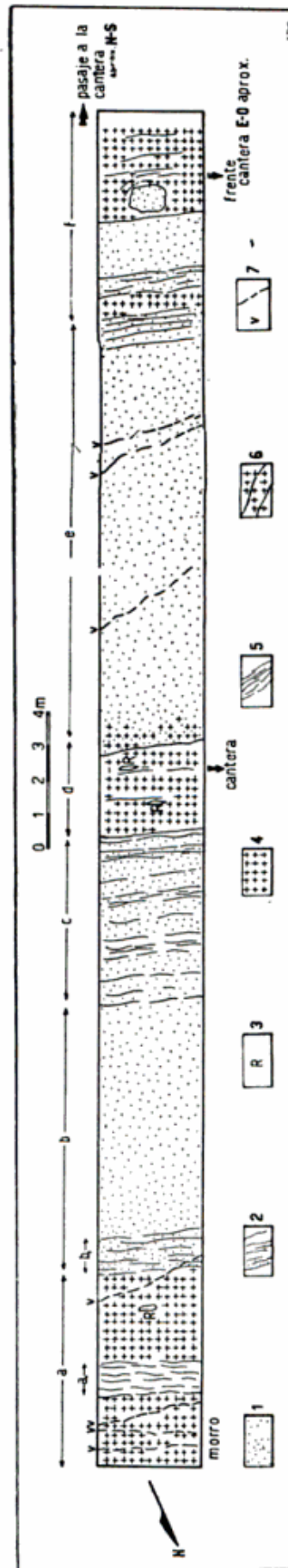


Fig. 12. — Sección litológica en el Cerro Nocetti, piso de la cantera, transversal a los espesores de anfibolita : 1, anfibolita (metabasita); 2, anfibolita algo foliada y más leucocrática ; 3, inclusiones de anfibolita dentro de la roca tonalítica ; 4, roca tonalítica masiva ; 5, roca tonalítica foliada ; 6, roca tonalítica homogénea o masiva con pocas folias ; 7, vetillas graníticas.

cerro Nocetti, que son conocidas y de fácil acceso. Precisamente, la sección casi perpendicular a la foliación, fue levantada en el extremo oriental de la gran cantera que tiene rumbo aproximadamente EO. El extremo SO de la sección lleva al pasaje entre esta cantera y la segunda cantera grande que tiene un rumbo aproximadamente N-S. Una mayor exactitud para su ubicación puede hacerse refiriéndose al trabajo de Teruggi (1951). Justamente la existencia de este trabajo se vincula con la valoración de las anfibolitas en el basamento de Tandil por cuanto las intercalaciones de *anfibolitas* y *metabasitas* de la figura 12 son descritas por dicho autor como lamprófiros.

La intercalación anfibolítica indicada con la letra *e* en la figura 12, corresponde a la mayor de las supuestas intercalaciones lampróficas. La cuestión no es meramente de nomenclatura petrográfica, porque la distinción entre anfibolita y lamprófiro significa un cambio en la interpretación de la génesis de este basamento, la cual se analizará después de la descripción de la sección que sigue.

A) Descripción de la sección (las letras corresponden a la figura 12)

- a) Roca homogénea, maciza, de color gris oscuro levemente verdoso, de composición tonalítica con biotita y hornblenda, la cual contiene una intercalación (a_1) de una roca parecida a la anterior, pero foliada o gnéisica. Esta foliación de rumbo N 50° O, fuertemente inclinada hacia el SO, está marcada por folias blanquecinas de límites netos o graduales, de trazado en planos o bien algo curvadas, de dos milímetros a cuatro centímetros de espesor. Este espesor más grueso se produce por reunión de las otras folias más delgadas.

Estructuralmente estas rocas

son, respectivamente, milonitas no fluidales y milonitas *sensu stricto* con textura clásica fluidal. La composición es: plagioclasa y cuarzo, biotita, hornblenda y menos abundantes pistacita, apatita y titanita. La proporción de biotita es mayor que la de hornblenda.

En *a* han sido señaladas también, delgadas venas graníticas (*v*) sub verticales, una de las cuales corta tanto a la roca tonalítica no foliada como a la anfibolita que luego se describirá. Con la letra *R* se ha indicado la presencia de un xenolito o relicto, de color gris más oscuro, que la roca que lo contiene y de la cual se diferencia por su mayor riqueza de hornblenda.

- b) Ocho metros de anfibolita, de color gris muy oscuro levemente verdoso. La estructura es muy homogénea salvo muy raras folias algo claras que están más acentuadas en un metro (b_1), junto al contacto con la roca tonalítica masiva (*a*).

Se componen esencialmente de plagioclasa, hornblenda y menor cantidad de biotita y cuarzo; y sericita, clorita, pistacita, titanita, apatita y mineral opaco como secundarios y accesorios. La proporción de cuarzo, pero particularmente la de biotita, aumenta en el sector foliado b_1 . Aquí las folias son intercalaciones de 2 a 10 mm análogas a la tonalita milonítica maciza descrita en *a*, pero con menos cuarzo y más hornblenda. La parte anfibolítica, que se intercala con estas folias miloníticas en b_1 , es acentuadamente esquistosa. La estructura y composición es la típica de otras anfibolitas de la zona de Tandil (Calvario, Centinela, etc.): granoblástica con variados grados de cataclasis.

- c) Alternancia de las rocas descri-
ptar en a_1 , b_1 y b . Es decir, esta es
una zona de cinco metros de es-
pesor aproximadamente, de tran-
sición entre la roca tonalítica mil-
onítica foliada (a_1) y las anfibo-
lita, con predominio de esta úl-
tima.
- d) Roca tonalítica milonítica como
en a con algunas folias que le dan
una característica de transición

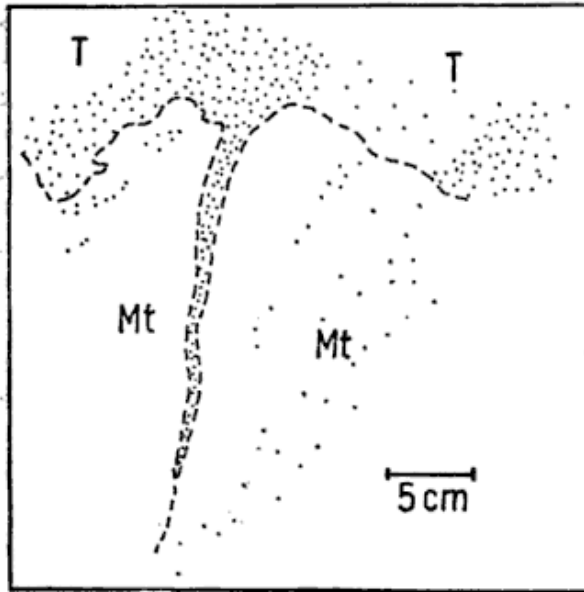


Fig. 13. — Esquema del borde NE del espesor principal de anfibolitas (e) de la figura 12, mostrando el contacto entre la anfibolita y la roca tonalítica milonítica; T, roca tonalítica; M, anfibolita o metabasita. La densidad de puntos es proporcional a la cantidad de minerales leucocráticos.

a la variedad gnéissica a_1 . Contiene xenolitos o relictos oscuros, elongados paralelamente a la foliación, lentiformes, de alrededor de 10 cm de largo por tres centímetros de espesor. Son como el relictos o xenolito que se encuentra en a , es decir anfibolita o metabasita.

- e) Doce metros de metabasita (anfíbolita) con las características señaladas en b . El contacto con la roca tonalítica milonítica (d) es de trazado irregular (véase fig. 13) y también gradual, en el

sentido que la roca tonalítica, cerca del contacto con la metabasita, va disminuyendo la cantidad de componentes leucocráticos (cuarzo, plagioclasa) hasta confundirse con ella. La figura 13 muestra también una vena leucocrática que partiendo de la roca tonalítica penetra en la metabasita. En el borde opuesto del espesor e , la metabasita, en 1,5 m junto al contacto, aumenta el contenido en sus minerales claros siguiendo una foliación paralela a aquel, es decir se asemeja a las rocas que aparecen en c .

- f) Es una alternancia de las rocas descritas anteriormente, es decir, la tonalita milonítica, la metabasita, y los tipos intermedios. Un rasgo de interés es que, dentro de la roca tonalítica milonítica poco foliada hay un xenolito de 1,10 x 0,60 m de metabasita. Se aprecia cómo la débil foliación de la tonalita rodea en arco al xenolito. Dentro de esa foliación hay una faja o folia oscura de dos centímetros de espesor muy rica en anfíbol, muy semejante a la metabasita (fig. 14).

Interpretación genética

De la descripción precedente surge la existencia de *dos tipos litológicos fácilmente identificables en el terreno, es decir, las rocas de composición tonalítica y las anfibolitas (metabasitas)*. Dentro de esos dos tipos hay *variaciones texturales y de composición que las hacen menos diferenciables entre sí*. Venas de composición granítica cortan indistintamente a las rocas anteriores. Los minerales ferromagnésicos característicos, pero no exclusivos, de la tonalita y de la anfibolita son, respectivamente, biotita y anfíbol. La variación de proporciones de estos minerales, particularmente en relación con los contactos, puede resultar útil para en-

tender la génesis. Los espesores grandes de metabasita en su interior, es decir, lejos de los contactos, tienen una cantidad muy pequeña de biotita. La proporción de este mineral aumenta en las zonas de borde, como ha sido descrito en b_1 de la sección. Este aumento de biotita está, pues, en zonas donde la metabasita es foliada por existencia de fajas muy discontinuas y mal definidas de minerales claros (b_1). Estas fajas son muy parecidas a la tonalita, siendo paralelas a los contactos y a la vez la estructura esquistosa y milonítica de esta última. Concordantemente con esto la anfibolita es más esquistosa en los contactos. Surge de ello una influencia de la composición de la tonalita sobre la metabasita, influencia que se registra tanto en la atenuación del carácter básico como en la intensificación de la estructura deformada. Esto, que es un fenómeno de borde en los espesores b y e de metabasita, adquiere mayor volumen en el sector de cinco metros indicado con la letra c . Estos caracteres no apoyan, desde el punto de vista genético, la idea de que los espesores b y c de composición básica, sean rocas intrusivas en la tonalita, ya que cabe interpretación inversa, es decir, que *el material leucocrático, abundante en la tonalita, es posterior a la naturaleza básica de los espesores de metabasita. En una palabra, que las metabasitas muy puras son espesores no afectados por la gneisificación.* La prueba de que estas anfibolitas están afectadas por la actividad leucocrática de la gneisificación se halla en las inclusiones de anfibolita que se encuentran dentro de la tonalita (a , d y f de la fig. 12). Cuando estos xenolitos tienen forma elongada, su disposición es paralela a los contactos entre tonalita y metabasita, y a su vez paralelos a la débil foliación de esta última. La interpretación de esto puede ser por flujo ígneo, por deformación

según planos paralelos a los contactos o por selectividad en la transformación de anfibolita en tonalita, en cuyo caso dichas inclusiones serían en realidad relictos de granitización.

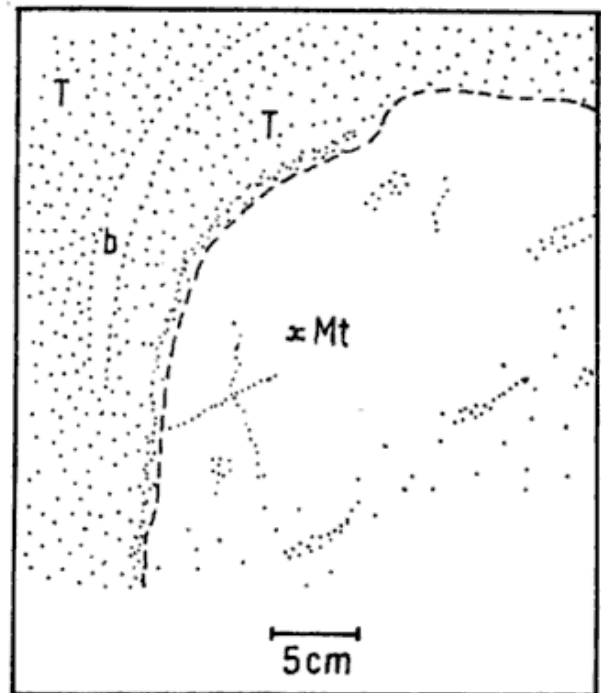


Fig. 14. — Esquema del contacto de una inclusión de anfibolita dentro de la roca tonalítica levemente foliada, junto al contacto SO del espesor de anfibolita designado con e en la figura 12; xMt , xenolito de anfibolita; T , roca tonalítica; b , folia anfibólica en la tonalita. La densidad de puntos es proporcional a la cantidad de minerales leucocráticos.

La primera y la última de estas interpretaciones no son contradictorias, si es que la granitización o gneisificación determinan movilidad con potencialidad intrusiva. *Sea cual fuere la interpretación, lo que no ofrece dudas es que el material leucocrático (cuarzo, plagioclasa) es posterior a las metabasitas y no a la inversa, como sostiene Teruggi (1951, pág. 11).* Esta actividad de los componentes leucocráticos, que determina la formación de las tonalitas, más o menos gneisicas y sometidas a intensa deformación, afecta por feldespatización a los espesores de metabasita, particularmente en los bordes.

V. CONSIDERACIONES PETROLOGICAS RELACIONADAS CON EL ESTUDIO DE LAS TRES LOCALIDADES

En cada uno de los capítulos en que respectivamente se tratan las tres localidades, ha sido expuesta la interpretación petrológico-genética, por lo cual solamente resta hacer referencia a aquellos aspectos que se vinculan a más de una localidad, en un intento de aprovechar la información localizada y las observaciones respectivas, para un aporte de la petrología de la región.

Las rocas con anfíbol resultan ser muy frecuentes en la zona de Tandil y Barker: son anfíbolitas o metabasitas y gneises o rocas granosas ya conocidas en la literatura.

En el perfil del camino Tandil-Necochea aparecen como brechas incluidas en el gneis, con distinto grado de fracturación y dispersión de los fragmentos.

En los cerros Calvario y Nocetti son, en cambio, espesores continuos, dispuestos según la foliación regional. La comparación de estas dos localidades muestra un contraste estructural en el mismo tipo de rocas, contraste que, sin embargo, se encuentra atenuado por la existencia de términos graduales: tal la inclusión de metabasita en la roca tonalítica descrita en la sección del cerro Nocetti.

Ha habido entonces un proceso regional de destrucción de niveles de rocas competentes, más o menos básicas durante la tectogénesis, a la cual se sumó la primera actividad granítica. El conocimiento de los tipos de plegamiento y de intensidad de deformación sería el camino para explicar el diverso grado de conservación de distintos espesores de anfíbolitas o metabasitas. Conocimiento que exige una mayor información.

Las brechas ilustradas en las figuras 4 a, b y c muestran una progresiva dispersión de los fragmentos ricos en anfíbol. Una dispersión aún mayor que la del tipo c significaría la distribución

de la hornblenda en una área mayor que la que originariamente ocupaba la roca básica, pudiendo conducir durante la gneisificación a la formación de gneises con variable proporción de biotita y anfíbol (carácter éste que es común en la región, como ha sido observado en los alrededores de la cantera San Miguel), y aun a rocas granosas con tales características.

Otro aspecto interesante de los caracteres que muestra la figura 4 a, b y c es el hábito del material leucocrático en relación con los tipos de brechas de metabasita, es decir, con el tipo e intensidad de la deformación.

El material leucocrático en el tipo c, donde la dispersión ha sido mayor, contrasta con la de los otros dos tipos de brechas, por el predominio del hábito porfiroblástico, que indica actividad metasomática. Sugiere esto la idea de una graduación entre la cristalización de minerales leucocráticos de líquidos graníticos y la que se produce por metasomatismo, correspondiendo esta última a la más avanzada deformación.

Los granitos con contactos intrusivos han sido tratados al describir el perfil del camino Tandil-Necochea y la cantera San Miguel. En la primera de estas localidades la disposición estructural es de cuerpos tabulares subconcordantes, con discordancia marcada en parte de los contactos debido a los pliegues menores del gneis.

Los xenolitos situados en su interior, pero particularmente un gran xenolito de forma poliédrica irregular de gneis, apoyan la interpretación del carácter intrusivo de este granito, sobre todo porque el xenolito de gneis se encuentra girado respecto a la caja gnéisica. La intrusión es, pues, posterior a la actividad granítica de la gneisificación sincinemática.

Ello unido a la disposición subconcordante y a la existencia en su interior de crecimientos de feldespatos potásicos, posteriores a un mortero de cuarzo,

fundamentan la idea de que estas intrusiones son tardiocinemáticas.

En la cantera San Miguel, en cambio, son dos las intrusiones graníticas perfectamente comprobadas. La más antigua de ellas es difícil de situar en el ciclo tectogénico por la falta de relación de contacto con las rocas gnéissicas de difusión regional, ya que se observa solamente intruyendo a la caliza metamórfica; pero es anterior al granito que forma el dique, granito que por cortar subverticalmente a las calizas y a las rocas de la primera intrusión y también a las tonalitas hornblendo-biotíticas del complejo gnéissico, es considerado postcinemático.

El emplazamiento intrusivo de estas rocas está corroborado por la formación de los exoskarn, y, además, en el caso de la intrusión más antigua, por los fenómenos de asimilación magmática de caliza.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Berthelsen, A. (1961). Structural classification of gneisses as used in team work in SW. Greenland. — Report of the 21st Session, International Geological Congress, Norden 1960, Part XXVI, pp. 69-71.
- Gavelin, S. (1960). On the relations between kinetometamorphism and metasomatism in granitization. Some examples from the Archean of Eastern Sweden.—Geol. Fören. Förhandl. Bd. 82, H. 2, pp. 230-269.
- Knopf, A. (1957). The Boulder Batholith of Montana. — Amer. Jour. Sci., 255, pp. 81-103.
- Lundegårdh, P. H. (1960). On the development of gneisses and granites in the Eskilstuna region to the West of Stockholm. — Geol. Fören. Förhandl. Bd. 82, H. 1, pp. 1-27.
- Nockolds, A. (1934). The contaminated tonalites of Loch Awe, Argyll. — Q.J.G.S., 90, pp. 302-321.
- Pitcher, W. S. (1950). Calc-silicate skarn veins in the limestone of Lough Anure, Co. Donegal. — Mineral. Mag., 29, pp. 126-141.
- Quartino, B. J. (1966). Evidencias para la localización de un orogeno Paleozoico en la Sierra Norte de Córdoba y su prolongación en Santiago del Estero. — Comunicación III Jornadas Geológicas Argentinas, Comodoro Rivadavia. Véase también: Contribución a la geología y petrología del Distrito Ojo de Agua, Santiago del Estero. Minera TEA, 1967. Inédito.
- Teruggi, M. E. (1951). Contribución a la petrología del Partido de Tandil. El cerro Nocetti (Prov. de Buenos Aires).—Rev. Inst. Nac. Invest. de las Cienc. Naturales, Mus. Arg. Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas, tomo III, n° 1, pp. 1-53.
- Teruggi, M. E., Mauriño, V. E., Limousin, T. A. y Schauer, O. C. (1958). Geología de las Sierras de Tandil.—Rev. Asoc. Geol. Arg., XIII, 3-4, pp. 185-200.
- Teruggi, M. E., Mauriño, V. E. y Limousin, T. A. (1962). Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. — Anales de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, tomo II, pp. 359-373.
- Villar Fabre, Jorge F. (1956). Descripción geológica de la Hoja 33 q, Barker (Prov. Buenos Aires). — Dirección Nacional de Minería. Inédito.
- (1957). Descripción geológica de la Hoja 32 q, Sierras de Tandil. — Dirección Nacional de Minería, Boletín 86.
- (1955). Resumen geológico de la Hoja 32 p, Sierras de Azul (Prov. de Buenos Aires). — Rev. Asoc. Geol. Arg., X, 2, pp. 75-99.
- y Quartino, B. J. (1966). Exomorphic and endomorphic effects from marble-contaminated granite contacts in the "San Miguel" quarry, Barker, province of Buenos Aires, Argentina. — Amer. Jour. Sci., 264, pp. 310-320.
- Waters, W. A. (1958). Some zoned skarns from granite-marble contacts near Puyvalador, in the Quérigut area, eastern Pyrenees, and their petrogenesis. — Mineral. Mag., 31, pp. 703-725.

Recibido el 31 de agosto de 1967.

**ESTE NUMERO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 28 DE SEPTIEMBRE DE 1967
EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA CONI, PERU 684
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA**

**El presente número se ha financiado en parte con un subsidio del
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, que
no se hace responsable del contenido del mismo**



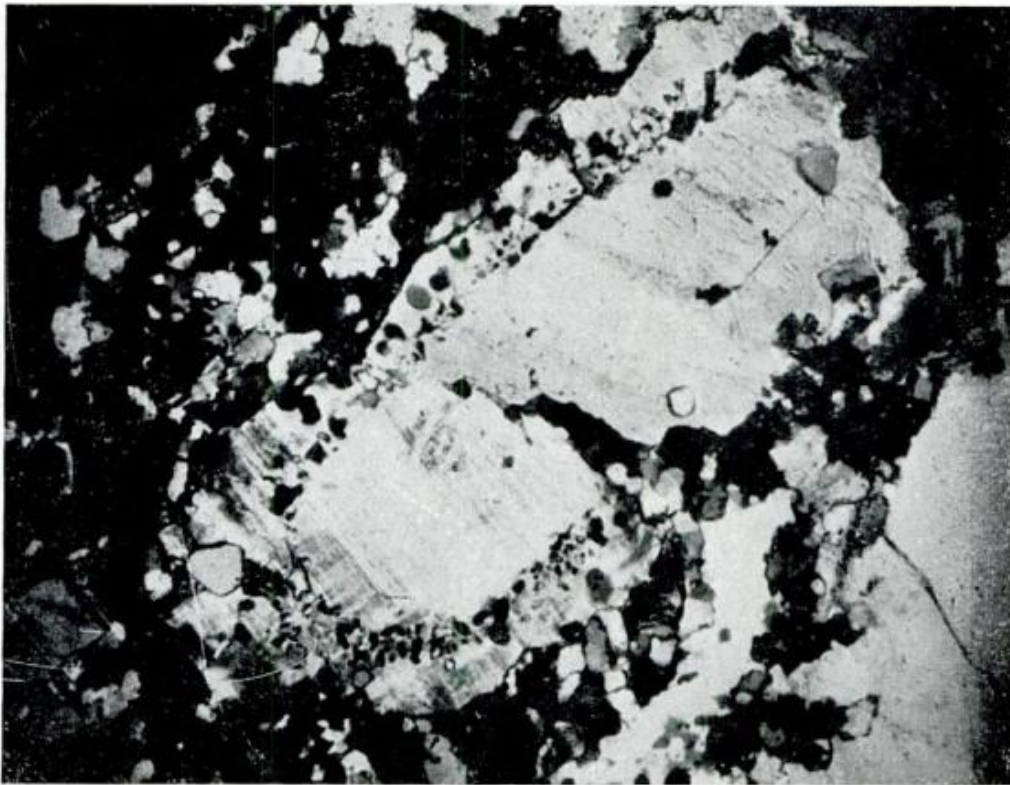
a Foliación característica del Gneis. Adviértase la brecha de metabasita del tipo *a*, poco fracturado, (Comparar con fig. 4 a). Perfil del camino Tandil-Necochea



b Brecha de metabasita de tipo *b*, lenticular. (Comparar con figura 4 *b*)



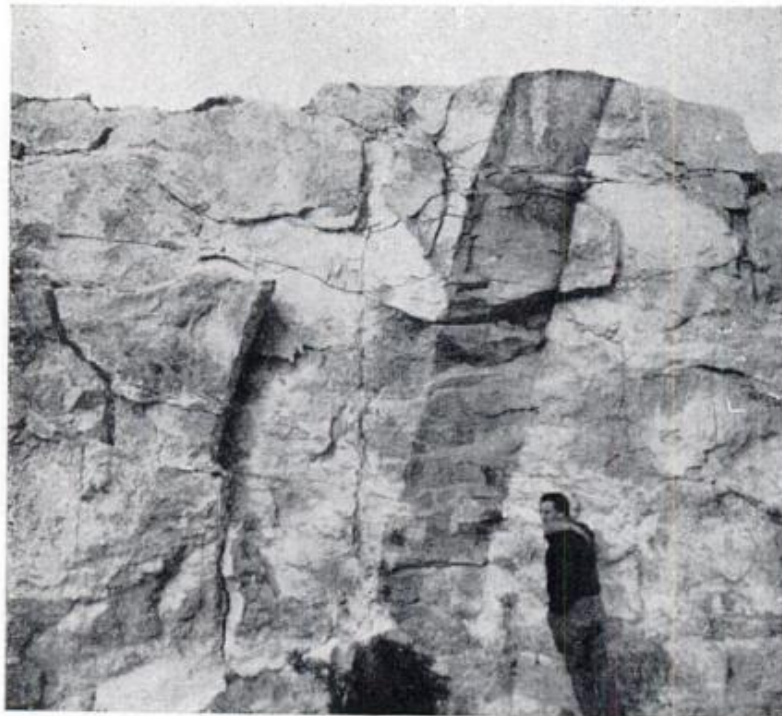
a Brecha de metabasita del tipo α , poco fracturado. Perfil del camino Tandil-Necochea



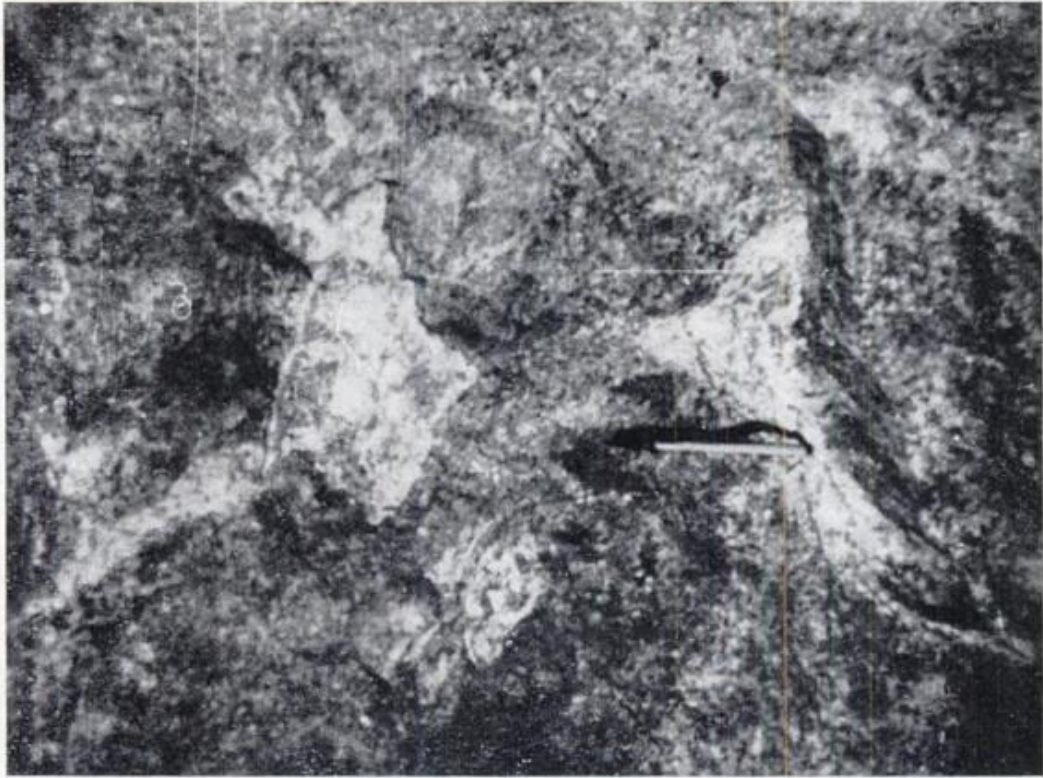
b Fotomicrografía del granito de la intrusión lentiforme mayor del camino Tandil-Necochea. Cristal de microclino que por crecimiento tardío ha invadido sobre un mortero de cuarzo. Este mortero de cuarzo se conserva como un rosario de inclusiones que rodea al primitivo cristal subidiomorfo de microclino. Una ruptura por cataclasis afecta al reborde posterior y al núcleo. Con analizador.



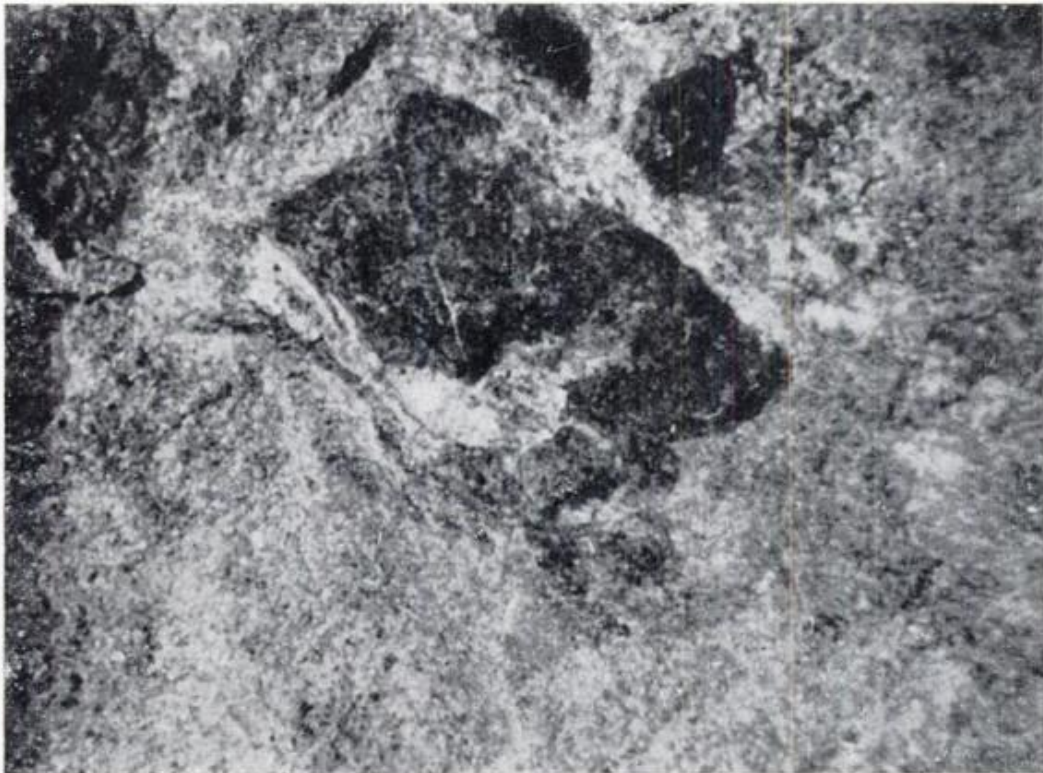
a Vista del sector central de la cantera San Miguel. Tres niveles (1, 2 y 3) principales de rocas graníticas modificadas por asimilación intruyen calizas metamórficas, subhorizontalmente



b Dique de microgranito, subvertical, en el extremo sur de la cantera San Miguel, el cual corta a las calizas y a las rocas graníticas contaminadas que las intruyen.



a Inclusiones semidisueltas de caliza (tono claro) dentro de roca granítica muy modificada por asimilación (tonos más oscuros). Cantera San Miguel



b Inclusión en el granito modificado de la cantera San Miguel. La inclusión, de color muy oscuro, se compone de la roca de las facies altamente modificada (facies verde). Es un autolito que conserva en su interior (tono más claro) caliza semidisuelta, con crecimiento de wollastonita y grosularia.

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Secretario:* DR. FÉLIX ROBRIGO; *Tesorero:* DR. J. C. R. FERNÁNDEZ LIMA; *Vocales:* DR. PEDRO LESTA, DR. RAÚL L. ZARDINI, DR. CASIMIRO GUTIÉRREZ; *Vocales Suplentes:* DR. ARTURO J. AMOS, DR. JORGE VILLAR FABRE, DR. ENRIQUE DE ALBA.

COMISION DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI, DR. JORGE VILLAR FABRE, DR. RAÚL L. ZARDINI.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

t) Los autores se ajustarán, en la preparación de sus originales, a las siguientes indicaciones:

1) Los originales deben ser escritos a máquina — *ne varietur* — a dos espacios y con las hojas escritas en una sola de sus caras.

2) La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a, b, c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; título completo de la obra; lugar y fecha de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.

3) Las citas bibliográficas deberán ser incluídas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo.

4) Las ilustraciones consistentes en dibujos deberán ser confeccionadas en tinta china indeleble. A los efectos de su mejor reproducción, es conveniente que ellas sean presentadas a doble tamaño del que serán publicadas.

5) Los autores subrayarán con línea *entera* los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea *cortada* los que deban ir en versalita y con línea *doble* los que deban ser compuestos en negrita.

La correspondencia de la Asociación deberá ser dirigida a

PERU 222, Buenos Aires (Rep. Argentina)

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos, debe ser dirigida a

LIBRART S. R. L., CORRIENTES 127, Buenos Aires

Representante y distribuidor exclusivo para toda la República Argentina y el exterior.

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1966, 638 págs., con aproximadamente 4500 citas comentadas.

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico

Componen el trabajo más de 4500 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini
CAMBRICO por Dr. A. V. Borrello
ORDOVICICO por Dr. J. C. M. Turner
SILURICO por Dra. H. A. Castellaro
DEVONICO por Dr. G. Furque
CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos
PERMICO por Geól. R. D. Pernas

TRIASICO por Dr. J. A. Cuerda
JURASICO por Geól. O. C. Schauer
CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferrari
TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y
C. I. C. de Ferrari
CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127
(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)
BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368
Dirección Postal :
Casilla de Correo 5047