

REPUBLICA ARGENTINA



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

FACULTAD DE CIENCIAS MATEMATICAS, FISICO-QUIMICAS Y NATURALES APLICADAS A LA INDUSTRIA

AVENIDA PELLEGRINI 250

INSTITUTO DE FISIOGRAFIA Y GEOLOGIA

Directora int.: Dra. PIERINA PASOTTI

PUBLICACIONES

XLII

LOS DOMOS LACOLITICOS  
DE  
TANDIL (Pcia. de Buenos Aires)

POR  
PIERINA PASOTTI



ROSARIO  
REPUBLICA ARGENTINA  
1957

## DESCRIPCION GEOGRAFICA

El primer autor que empleó la denominación de "Tandilia" fue Guido Bonarelli para indicar la zona montañosa conocida por "Sierras del Noreste de la provincia de Buenos Aires", pero fue J. Nágera (14) quien expresó con exactitud lo fundamental de dicha entidad orográfica entendiéndola por ella el conjunto de cerrilladas que se extiende desde Olavarría hasta Mar del Plata.

Tandilia se eleva hasta 475 m. s. n. m. como máximo y 250 m. sobre el nivel de la llanura circundante. Su orientación se destaca, como la del Sistema de Ventania, de la que presentan los otros sistemas orográficos de la Argentina, pues mientras éstos corren más o menos de N. a S., los dos primeros lo hacen de NW a SE. Su aspecto morfológico es de gran monotonía y si bien la altitud no es notable, se destaca claramente de la llanura en especial cuando se la observa desde el NE.

Esta unidad geográfica se presenta bajo el aspecto de cerrilladas constituidas por cerros, cerritos, lomadas, etc. aislados o agrupados en entidades un poco mayores, a las que se les denomina "sierra"; se halla en conjunto sobre un plano inclinado suavemente hacia el SW; puede encerrarse en una media elipse irregular cuyo eje mayor corresponde al borde NE que tiene sus dos extremos, uno en los Cerrillos, último afloramiento mediterráneo que apenas destaca su cima plana de la llanura (25 m. s. n. m.) al W de Olavarría, y el otro en el Cabo Corrientes sobre el océano Atlántico, situado a 38° 1' lat. S. y 57° 31' long. W. Greenwich y a 35 m. s. n. m. A partir de ambos extremos, el relieve va ganando altura hasta llegar en su parte media a 250 m. s. n. de la llanura y a unos 475 m. s. n. m. en el cerro Albión. Con respecto a esto hago notar que según Nágera el cerro más alto es el Tandileofú con 500 m. y para Tapia es el Cerro de las Animas (Albión) que llega a 500 m. El cerro Sombrerito (del grupo de La Tinta) alcanza a 425 m. s. n. m. Los tres cerros indicados corresponden al eje menor de la

elipse el que se extiende desde la sierra de Tandil a la de La Tinta con una longitud de 55-60 km.

La superficie es por lo tanto abovedada en el sentido de su eje mayor (aproximadamente 336 km. de largo), pero en la dirección del eje menor, es decir de NE a SW, se tendría según Nágera, un plano inclinado cuyo frente NE (de unos 340 km. de longitud) levantado en murallones es de areniscas y cuarcitas en los extremos, y de rocas cristalinas en la parte central que corresponde a Tandil y Azul. El desnivel entre la parte más alta de los murallones y la llanura del NE varía entre 80 y 220 m.; a partir desde aquélla el relieve se hunde suavemente hacia el SW a causa de procesos tectónicos y los bancos de cuarcitas se inclinan sumergiéndose en las acumulaciones sedimentarias terciarias y cuartarias. El borde SW de la elipse representa la línea de hundimiento. Es un arco bien pronunciado y cóncavo hacia el NE; las rocas que lo constituyen son cuarcitas en su casi totalidad. Esto se manifiesta en todos o casi todos los bloques grandes y pequeños que constituyen Tandilia, lo que unido al afloramiento de sus elementos geológicos, ha permitido reconocer y establecer la existencia de dos grandes dislocaciones: la del NE que dio lugar a los acantilados y la del SW a lo largo de la cual se produjo el hundimiento. Además de esas dos fallas, las mayores del sistema y que han originado el bloque ubicado diagonalmente en la provincia de Buenos Aires, hay otras paralelas a ellas que han intervenido en la formación de los pequeños bloques internos a aquellos dos bordes.

Ha sido también comprobada la presencia de otros sistemas de fallas, ortogonales a las primeras, a las que se debe la génesis de "sierras", cerros, etc., es decir la típica morfología del Sistema porque permitieron el fraccionamiento, deslizamiento y elevación de bloques, el hundimiento de los que formaron los valles y orientaron a lo largo de ellas la erosión.

Gracias a los elementos petrográficos de que constan, las elevaciones no presentan carácter de uniformidad porque les imprimen morfología propia, variable e inconfundible. Las rocas del basamento (milonitas, ultramilonitas) se extienden en grandes áreas que además de aflorar en la parte central del borde NE, constituyen cerros en forma de domos (en general los más altos) y son el pedestal, visible o no, de todas las otras elevaciones. En discordancia con respecto a las primeras, se presenta la Serie de La Tinta a la que las areniscas y cuarcitas por su estructura y resistencia a la meteorización comunican al relieve forma tabular.

El Sistema suele dividirse en grupos o "bloques", impropriamente, en "sierras". Son en realidad cerros agrupados en cerrilladas que forman una sola hilera desde Los Cerrillos en el NW hasta los cerros Negro y Sotuyo al SE (grupo de Olavarría), desde donde se abre en dos hiladas o series que se alejan cada vez más jalonando los dos bordes de la semi elipse hasta volverse a unir nuevamente y formar una sola hilera en la zona más oriental del Sistema, en las sierras de Mar del Plata. Encierran una región central que, lejos de ser un valle longitudinal, corresponde más bien a una planicie intermontana interrumpida por pequeñas y numerosas elevaciones y por valles.

Hay otro elemento de la morfología que en Tandilia sugiere interesantes observaciones: el recorrido de los cursos de agua.

Estos se deslizan de SW a NE, en su trazado general son en especial modo paralelos entre sí al salir de la zona de las cerrilladas.

La isoipsa 250 m es una cota muy interesante por cuanto son pocos los cursos de agua principales o/y las nacientes de éstos y de sus afluentes que nacen a alturas mayores que la indicada. Esto podría significar una igual evolución y edad de las redes hidrográficas, por lo menos en la pendiente nororiental.

Los cursos de agua principales, los de SW-NE, separan grupos de cerros y cerrilladas y corren por valles que se hallan emplazados sobre el trazado de las fallas, o sistemas de fallas, que tienen tal rumbo, por ejemplo el arroyo Tandileofú que separa el cerro Albión-Las Animas del Tandileofú-Redondo.

#### BASAMENTO CRISTALINO

Representa el elemento más difícil para el estudio petrográfico y su clasificación como está puesto de manifiesto por el titubeo y la incertidumbre de todos los investigadores, pues nos encontramos en presencia de rocas que han sufrido procesos de metamorfismo más o menos acentuados.

Al describirlo se ha hablado de "gneis" de "granitos esquistosos o simplemente estratificado", de "rocas córneas", de "gneis-granito", de "augengneiss", y en cuanto a las rocas macizas emplazadas en él, Pastore prefiere adoptar provisoriamente el de "monzonita", Tapia las llama "dioritas", Schiller "granodioritas", Harrington (7) granitos muy milonitizados, ultra y blastomilonitas,

Frinio granitos, Terruggi tonalitas, granodioritas híbridas y milonitas, y la autora adamellita (17).

En las cerrilladas de Azul y Tandil el basamento forma el elemento estructural más importante (23). No hay investigaciones petrográficas de las zonas de La Tinta, Necochea y Lobería. De la de Balcarce se han ocupado algunos investigadores, entre ellos Hauthal, Tapia y Schiller, en ella se cita la presencia de gneis granatífero, diorita y gneis penetrado por pegmatita e incluyendo trozos de caliza serpentínifera, y gneis fuertemente esquistoso con inclusiones cuarzosas; para Schiller en la sierra del Vulcán hay rocas arcaicas, gneis y rocas afines, y rocas intrusivas correspondientes a la familia de las granodioritas y granitos.

#### CUBIERTA PALEÓZOICA

Tras un generalizado proceso de intensa erosión del zócalo cristalino precámbrico, en el carbonífero se depositaron los hoy llamados "Estratos de La Tinta", separados por una gran discordancia.

El elemento fundamental, y el que más interesa para el tema que estoy tratando, es la Serie Cuarcítica. Aumenta ésta de espesor desde el NW al SE siendo en los Cerrillos de unos 60-70 m, en las cerrilladas de Olavarría de 90-100 m, en la sierra Larga 100-120 m, 150 m en la región de Balcarce y en la costa atlántica la perforación de Punta Mogotes (20) arrojó un espesor de 450 m de los cuales 20 m están sobre el nivel del mar. La diferencia de espesor puede ser original, pero también es atribuida tanto a aumento como a reducción tectónicas. En Punta Mogotes la serie descansa sobre esquistos y pizarras cámbricos (?), en las otras partes de Tandilia lo hace sobre el basamento cristalino.

El buzamiento, insignificante, que los bancos suelen presentar hacia el SW, aumentan ligeramente hacia el eje menor de la elipse.

La Serie observada a grandes rasgos y rápidamente, puede ofrecer aspectos de cierta homogeneidad, pero un examen detenido demuestra diferencias entre las que afloran en las distintas zonas de Tandilia. Se las ha clasificado como "areniscas" y como "cuarcitas"; el grano es grueso a fino, siendo común la presencia de gujarros angulosos (La Tinta) redondeados (sierra Baya, Mar del Plata, etc.) y angulosos y redondeados los que con cemento silíceo han dado origen a un conglomerado monogénico cuarcítico. El tamaño de los rodados oscila entre 1 a 2 cm, es el valor más común, y hasta 8 a 10 cm. El cemento varía, puede ser arcilloso, silíceo, cuar-

zoso y de ahí la diferente consistencia de las rocas. El color suele ser blanco, gris, amarillento, etc. Son comunes las intercalaciones de capas esteatíticas, talcosas, esquistos arcillosos, algunas veces muscovíticos, arcillosos, caolínicos.

Son citados afloramientos de cuarcita o de areniscas de aspecto muy semejante a arcosas.

Entre las cuarcitas, que forman dos horizontes, hay dolomita, esteatita y arcilla, y sobre el horizonte cuarcítico superior, en el NW (grupo de Olavarría) y en el SW hasta La Tinta, aparecen los calcáreos.

#### TECTÓNICA

Haré una rápida síntesis de las interpretaciones de algunos autores sobre los procesos tectónicos que se sucedieron y formaron lo que hoy llamamos "Tandilia".

El basamento cristalino de la zona, constituido por esquistos cristalinos y rocas eruptivas, presenta en conjunto una estructura complicada. Los primeros fueron plegados antes del cámbrico o en tiempos pre-silúricos (Keidel), los segundos inyectados posteriormente. A través de observaciones y datos que figuran en obras de D'Orbigny, Doering, Valentín, Hauthal y otros se evidencia la existencia de grandes dislocaciones, pero no existen estudios sistemáticos, así que casi nada se sabe de ello.

Después de la orogenia, el área fue intensamente denudada, tras de lo cual se produjo la trasgresión, y sobre la primitiva penplanicie se depositaron los Estratos de La Tinta. Según Harrington aconteció en el carbonífero.

Discordancias en las calizas, pliegues en la dolomita, sobreeramientos y fallas, trituración y fracturas transversales, cuñas, escamas, bloques de estratos aislados por presión, brechas de dislocación y plegamientos de capas en los anticlinales, serían el resultado de movimientos violentísimos. Según Schiller, aparentemente las rocas paleozoicas están poco dislocadas, pero según Tapia hay evidencias de "intensos movimientos laterales en forma de escamas y cobijaduras". En los movimientos superficiales no hubo sobrecargas de sedimentos como lo demuestra la ausencia de deformaciones tectónicas; hubo deslizamientos diferenciales de diversos grupos estratigráficos de orden superior, unos sobre los otros, los planos de deslizamiento se independizaron de los estratigráficos y entonces aquéllos cortaron oblicuamente las capas.

Para Schiller, la estructura interior de las cuarcitas (Infrapaleozoico por analogía aproximada a la de La Ventana) es "complicadísima", la "serie ha sido movida horizontal y oblicuamente, como naipes al barajarlos", por lo cual se desconoce si la sucesión que aparentan tener hoy las distintas capas, es en realidad primitiva. Todo esto fué posible porque además de la falta de peso por ausencia de sedimentos de cubierta, no hubo obstáculos en el NE que impidieran los desplazamientos diferenciales de unas capas con respecto a otras y dieran lugar al plegamiento de ellas. Estos acontecimientos, según Harrington, se produjeron en el mesozoico inferior o medio.

En el Terciario Tandilia es sometida a nuevas presiones, originando esos movimientos tectónicos la estructura actual en bloques y elaborando el presente relieve lo que, según Groeber, se produjo en la base del Pleistoceno, segunda etapa de la subfase principal de la tercera fase orogénica andina. En tiempos prepliocénicos, por los movimientos de la orogenia andina se preparó un relieve de bloques, y en el plio-pleistoceno al repetirse aquéllos la espesa cubierta sedimentaria que los cubría fué perforada elevándose y dislocándose hasta en sus estratos más jóvenes. La insignificancia de las dislocaciones se explica teniendo en cuenta que la fuerza orogénica disminuye de intensidad con la resistencia de la roca y con la distancia.

De acuerdo con las interpretaciones de varios autores, en toda la elipse se produjo un ascenso por encorvamiento del zócalo con rumbo SE - NW concordante con el eje mayor, y por movimientos diferenciales, movimientos que se han repetido hasta tiempos modernos.

Numerosos estudios demuestran que la intensidad mayor de los movimientos diastróficos se manifestó en el extremo NW de la elipse.

Pasaré ahora al estudio de dos cerros de las cerrilladas de Tandil: el Tandileofú y el Albión, o sea al objeto principal de este trabajo.

La falta de afloramientos de la Serie de La Tinta en dicha zona me ha llamado siempre la atención. Este hecho ha sido considerado como el resultado de una erosión más intensa debida a la mayor altura que adquirió el borde NE de la elipse especialmente sobre su eje menor, lo que hizo aflorar el basamento; la cubierta sedimentaria paleozoica fue eliminada totalmente no quedando de ésta el

más insignificante vestigio, ni siquiera entre el material sedimentario moderno.

En realidad, las alturas más considerables del Sistema no se hallan sólo sobre la sección NE del eje menor. En efecto, en el grupo Tandil tenemos 475 m.s.n.m. en el cerro Albión, 450 en el cerro Las Animas, 425 en el Tandileofú; hacia la zona central de la elipse el Alta de Vela con 450, el Centinela con 450, el Juanita con 425, y en el extremo SW. es decir en el grupo de La Tinta, el Sombrerito con 425, el de La Tinta con 400 y otros menores. Estos valores están dados por las isoipsas de relevamiento de la Dirección Nacional de Minería.

De esto resulta que las mayores alturas se hallan a lo largo de todo el eje menor, que en la zona de La Tinta donde aflora casi exclusivamente la serie sedimentaria paleozoica los cerros tienen alturas semejantes a los de Tandil sin que la erosión haya alcanzado a eliminar dicha serie.

No es de fácil explicación la ausencia de los estratos de La Tinta en Azul y Tandil. Esto da lugar a tres posibles interpretaciones: a) una erosión muy intensa a causa de la mayor altura adquirida por el sistema eliminó toda la serie sedimentaria; b) haber constituido esta zona una isla que se elevaba de un mar poco profundo del carbonífero, en cuyo caso estaríamos frente a un *hiatus*. Esta isla se habría extendido por el W hasta los cerros Sotuyo y Negro al SE de la Sierra Baya, habría comprendido las de Azul y Tandil, y el límite suroriental habría llegado en las de Balcarce hasta los Cinco Cerros; en el mar epicontinental que la rodeaba se depositaron los Estratos de La Tinta; la falta actual de su afloramiento en la región exterior del borde NE podría deberse a que en el Terciario se hundió por falla (de rumbo NW-SE) una parte de dicha isla la que se hallaría en profundidad formando parte del bloque de la "pampa elevada" de Castellanos; c) haber sufrido un proceso de intenso metasomatismo que transformó los sedimentos arenosos en rocas de aspecto aplítico, metasomatismo que procedió de inyecciones magmáticas lacolíticas.

Me inclino por esta última y de ello me ocupo en este trabajo.

Hay un hecho digno de ser tenido en cuenta y es que en las zonas de las cerrilladas de Tandil aflora dicho tipo de roca si bien de aspecto variado. Posiblemente a ellas se refiera Teruggi (21) cuando dice que granitos aplíticos "afloran en ciertas partes". Considero que se trata de leptitas, en el sentido de Jung y Roques (9).

Son siempre superficiales y exteriores a las rocas magmáticas plutónicas (granitos, dioritas, adamellitas) y a las rocas del basamento cristalino sobre las que asientan directamente en unos casos, mientras que en otros tienen interpuestas zonas de migmatitas.

Considero que la posición que ocupan las leptinitas con respecto a las rocas plutónicas constituyen, por ahora, un argumento que aboga a favor de la tercera interpretación y que algunos de los domos, vocablo con el que se define para Tandilia la morfología de los cerros constituidos únicamente por rocas plutónicas, no se han originado exclusivamente por fallas, sino por intrusiones magmáticas, con lo que no excluyo la existencia de aquéllas.

El cerro Tandileofú es el que más claramente manifiesta esta génesis, el Albión ha sufrido una erosión más intensa, pero tiene evidencias que vienen a corroborar y aclarar la génesis del primero.

#### CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE LOS CERROS

##### *Cerro Tandileofú.*

Consta de dos cerros, el Tandileofú propiamente dicho, y el Redondo. A grandes rasgos tiene forma elíptica (fig. 1). (a) Si tomamos como elementos de referencia los puntos más exteriores y extremos, menos en el sur de la isoipsa 175 m.s.n.m. (fig. 2), o si tomamos cualquier otro valor, siempre podremos encerrar el cerro en una elipse, pero con esta variante: que el eje mayor que corre WNW - ESE hasta la isoipsa 250 lo hace de NNE a SSW a partir de la 275. El eje menor de la elipse, que luego se transforma en mayor, está ligeramente desplazado hacia el E con respecto al eje del cerro el que pasa por el punto más alto.

La isoipsa 275 hacia el W, N y E forma tres lóbulos que tienen apariencia de anticlinales que se sumergen en los sedimentos de la llanura, de los que el occidental es de contorno más circular pues haciendo centro en la cúspide del Cº Redondo es casi un semicírculo; el del norte se desvía y arquea ligeramente hacia el NNW; el oriental es largo y delgado, presenta en su nacimiento, inmediatamente al E de la cumbre del Tandileofú una mayor elevación (posiblemente es de 375 m.s.n.m.). En el arco SE, S y SW, la 175 tiene

(a) Fotografía tomada de un modelo en yeso ejecutado sobre la base de isoipsas. Escala vertical X 10.

un trazado muy irregular por lo que resulta imposible encerrarla en la elipse, además de esto, la pendiente SW es más suave a partir de la isoipsa 200 por cuya causa la 175 se halla más alejada. Más clara y totalmente se puede encerrar la 200 en una elipse en la cual los dos diámetros son coincidentes con los de la 175.

La última curva de nivel común a los dos cerros (Redondo y Tandileofú) es la 250 después de la cual, la siguiente, 275, forma los dos elementos separados. La división ya se insinúa desde la 175 dirigiéndose desde NW a SE y se hace cada vez más pronunciada y profunda originándose una incisión que llega hasta la 275. En el Cº Redondo desde esta altura hasta la de 325 las isoipsas son elípticas, con el eje mayor de W a E, y más o menos emplazadas sobre el eje mayor de la elipse general del cerro.

Considero que el conjunto encerrado en la elipse mayor constituye una unidad morfológica, genética y estructural que se halla dividida por un valle en dos cerros principales: el lóbulo del oeste forma el Redondo, todo lo demás el Tandileofú propiamente dicho, voz araucana que es remplazada en el lugar y en algunos mapas (Hoja 62 — Azul, del I.G.M.) por la de "San Luis" por hacerse equivocadamente extensión al cerro la denominación de la cantera que se halla sobre la ladera meridional; en otra hoja sin numeración del I.G.M. "Tandil y alrededores", figura con el nombre de "Sierra de Bilbao" y abarca los dos cerros, el Redondo y el "San Luis".

El Tandileofú propiamente dicho consta a su vez de dos lomas que no figuran en los mapas a que hice referencia; en el plano topográfico de la Dirección Nacional de Minería he introducido las correcciones correspondientes a la lomada oriental, o "sierra de Bilbao" nombre con el que en el lugar suele hacerse referencia al lóbulo del levante en su mayor elevación que es una elipse alargada en el sentido de los paralelos. La lomada occidental constituye la cima del Tandileofú cuya principal culminación se halla encerrada por la isoipsa 425, es elíptica con el eje mayor de NE a SW y ocupa la posición central del domo. Consta de dos mamelones distantes entre sí casi 100 m. y que apenas se elevan uno o dos metros sobre la superficie ligeramente abovedada de la cumbre. Sobre el oriental se halla un mojón del I. G. M., el occidental tiene un notable contorno circular (fig. 3).

El poderoso alcance de las diaclasas horizontales y verticales (éstas de rumbo entre 280 a 290º N) ha impreso al cerro la morfología que le es particular. Visto desde el sur (fig. 4) el Tandileofú





Fig. 1. - Modelo en yeso de los cerros Tandileofú - Redondo y Albión - Las Animas.



Fig. 3. - Cumbre del Tandileofú. En primer plano el mamelón oriental con el mojón del I. G. M., en segundo plano el mamelón occidental, el fondo el C° Redondo.

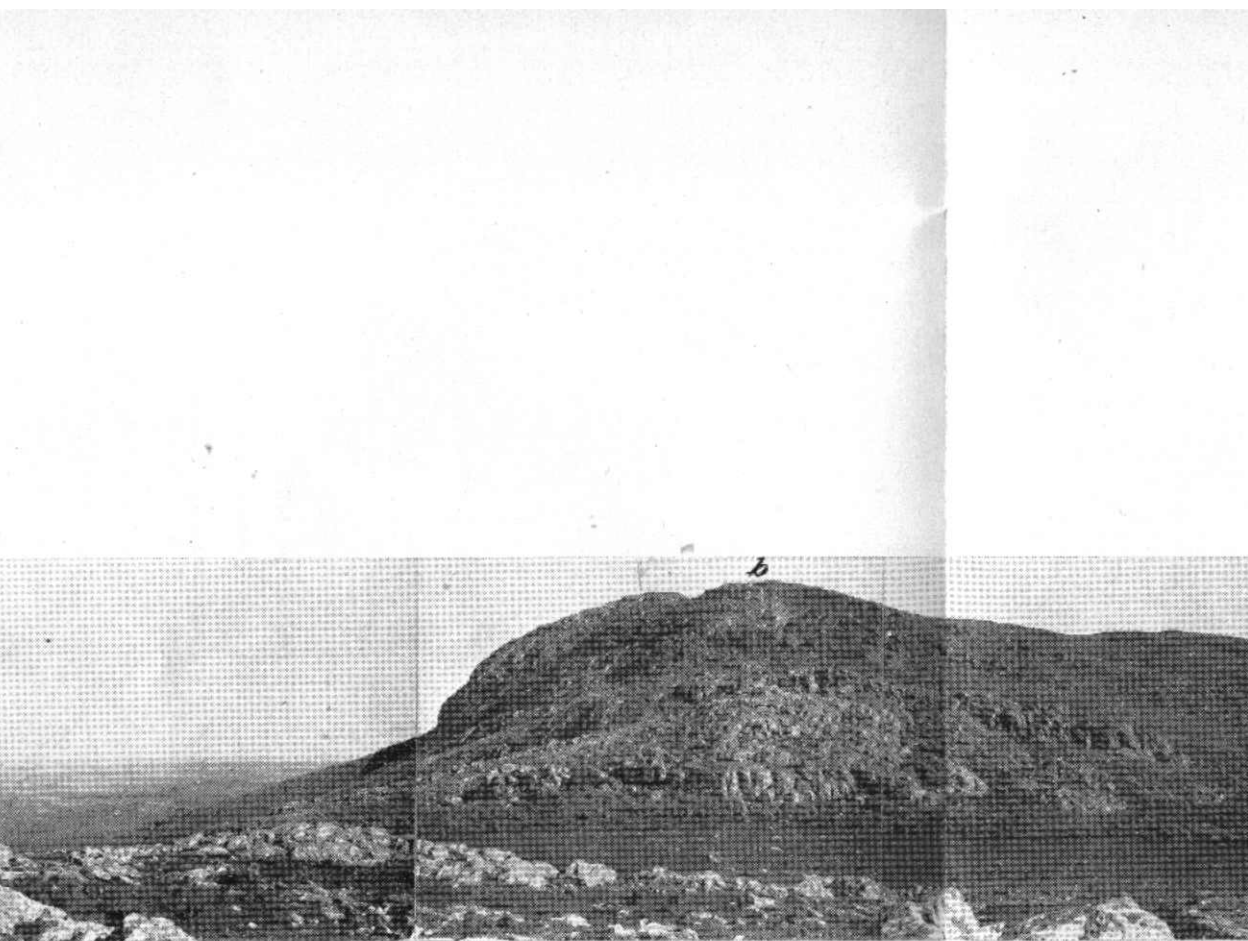


Fig. 4. - Cº Tandileofú visto desde el quinto escalón. *a*) Cº Redondo; *b*) Tandileofú

propriadamente dicho se presenta bajo la forma de arcos de fácil y clara visualización, formado por varios peldaños a su vez constituidos por bancos de potencia relativamente constante que se divisan con toda nitidez por estar limitados por planos paralelos, o diaclasas horizontales uniformes tanto en potencia como en regularidad de superficie, es decir que aparecen como bancos en forma de arcos compuestos.

Los escalones presentan paredes casi verticales (fig. 5) y entre uno y el siguiente se extienden las huellas unas veces inclinadas (fig. 6) otras más o menos horizontales, cubiertas por escombros producto de la destrucción de las rocas desprendidas de las contrahuellas, por tierra vegetal y vegetación herbácea. Cada escalón está a su vez constituido por pequeños peldaños que también deben su génesis a fisuración.

Las contrahuellas y las aristas de los escalones están profundamente incididas por diaclasas verticales muy cercanas entre sí y paralelas, lo que genera lajas de variado espesor, desde 1 ó 2 cm. a varios decímetros.

La altitud s.n.m. de los escalones de acuerdo con medidas tomadas personalmente es: primer escalón 285 m.; segundo 300 m.; tercero 320 m.; cuarto 330 m.; quinto 340 m. Este último se eleva formando un gran reborde detrás del cual se extiende una vasta hondonada destinada al pastoreo a causa de su cubierta herbácea. La fig. 4 con vista hacia el N ha sido tomada desde dicho reborde; en el primer plano aparecen crestones más septentrionales de la huella de dicho escalón, hacia el centro, la hondonada. Corre ésta E-W, baja amplia y suave hacia el valle tectónico donde después de unirse a la hondonada que pasa al N de la cumbre continúa hacia el W delimitando al S dos colinas meridionales del Redondo.

Después de la hondonada la ladera se eleva rápidamente formando dos dorsos que dibujan otros dos escalones (b), detrás del segundo hay otra depresión de dimensiones más reducidas que la descrita anteriormente, que al bajar hacia el E pierde su carácter de tal para esfumarse en el gran plano inclinado que se extiende desde los bancos que forman la dorsal de la "Sierra de Bilbao" (c) hasta el quinto escalón. Detrás de dicha hondonada se levanta la cima del Tandileofú con sus dos mamelones. A partir desde aquí, los arcos están interrumpidos y se ve que los bancos superiores del lóbulo oriental ("sierra de Bilbao") no continúan hasta la cima del cerro sino que terminan antes y en sucesivos escalones que descienden de W a E (fig. 4c); esta disposición tan regular pone de

manifiesto que la erosión fue muy activa en la cumbre pues las diaclasas horizontales son esencialmente paralelas a las superficies topográficas. A ello se debe la génesis de la elevación oriental o "Sierra de Bilbao", la que después de ser interrumpida por un amplio paso, continúa con los bancos inferiores como crestón bajo al norte de la cumbre y cae verticalmente sobre el valle tectónico donde desaparece para continuar en el Redondo con dos crestones emplazados en el sur.

Las huellas de los peldaños varían en amplitud; la primera es de unos 90 m., la del segundo de aproximadamente 30 m., la del tercero 70 m., y la del cuarto de 50 m.

Después del mayor abovedamiento de la cumbre el trazado de los arcos es interrumpido en su flanco occidental por la presencia del valle tectónico al que ya hice referencia; hacia él los peldaños asumen el aspecto de crestones a causa de la erosión. Abogan a favor de la génesis tectónica los siguientes hechos que se pueden observar en partes de la cantera principal, además de la existencia de fallas con rumbo SW - NE en todo Tandilia a lo largo de las cuales corren los cursos de agua, aspecto abrupto de la ladera de ambos cerros hacia el valle, planos verticales de deslizamientos y de rumbo N - S, milonitas (muestra N° 25 cuya caja oriental es una capa de arcilla aplastada de 70 cm. de potencia) o intensamente aplastada y de color verde, como en la muestra N° 26, las que afloran en el frente de la cantera principal. El factor tectónico puede haber favorecido la activa erosión y el rellenamiento del valle.

La forma de bóveda y los arcos constituidos por los bancos son también muy nítidos si se los observa desde la cumbre en que se halla el mojón del I.G.M., desde donde se pueden visualizar mejor. Ellos degradan hacia el sur con saltos que, cuando son pronunciados originan hondonadas hasta manifestarse por último únicamente como simples hileras de crestones blanquecinos que se elevan apenas sobre la vegetación herbácea como si lo hiciesen de un mar verde.

El penúltimo peldaño al sur de la cantera aflora detrás del campamento obrero principal y de algunos polvorines. El descenso sufrido por este escalón ha sido mayor que el de los otros, este hecho trajo como consecuencia que se originara en su huella una hondonada del mismo rumbo en la que están ubicados el citado campamento, la administración de la cantera "San Luis" y el camino que conduce a otro campamento obrero situado más hacia el este y a una "cantera" de arena, y que aflorara la roca maciza del



Fig. 5. - Un peldaño de la ladera meridional del Cº Tandileofú.



Fig. 6. - Un peldaño del Cº Tandileofú. a) filón lamprofirico; b) línea de falla; c) huella del peldaño.

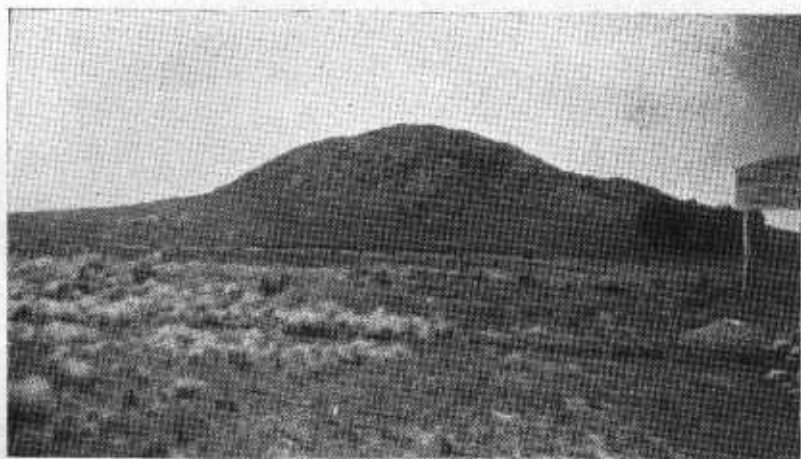


Fig. 7. - C<sup>o</sup> Redondo visto desde el NW.



Fig. 8. - a) C<sup>o</sup> Las Animas; b) Albión; línea de puntos recorrido del vallecito en V.

stock adamellítico (emplazado debajo de las leptitas) en la que se elevan los frentes de explotación y las instalaciones para la obtención de pedregullo, hoy en vías de desmantelamiento.

La leptita se sumerge en los sedimentos del valle emplazado entre los dos cerros, para reaparecer más hacia el W como crestones blanquecinos en un dorso chato constituido por dos pequeñas colinas, situado al sur del C<sup>o</sup> Redondo, del que está separado por un paso por donde corre un camino que conduce a galpones e instalaciones sobre aquél. Al sur de todo esto hay un dorso, contra cuyo flanco meridional se adosa el ferrocarril de la cantera, que continúa hacia el Cerro Tandileofú y sobre cuya pendiente septentrional se halla la cantera con frente al norte. Dichos crestones llegan al camino nacional.

Desde la parte más alta del cerro Tandileofú descienden hacia el E elevándose y descendiendo por dorsos y hondonadas simétricos y paralelos, peldaños y crestones de rumbo W . E, que se hunden antes de llegar al camino nacional que conduce a Ayacucho (ruta 74). Es tal la regularidad, que es factible seguirlos a partir del citado camino, ascender al cerro y, tras sumergirse en los sedimentos del valle, reaparecer y perderse, por último, apenas antes de llegar a dicha ruta 74.

El cerro, visto desde el W, por ejemplo desde la ruta 226 que conduce a Balearce, permite reconocer desde la cumbre hacia el Sur los peldaños y crestones de los arcos cortados verticalmente por el valle y en correspondencia al escalón de la cumbre, una gran masa rocosa que pareciera como sobresalir sobre la ladera oriental de dicho valle. Desde la cima hacia el N la superficie del lóbulo que se dirige hacia el septentrión, es lisa y arqueada, lo cual da a esta sección del cerro el aspecto de dorso anticlinal suave que se hunde en los sedimentos de la llanura, el extremo es cortado por el camino a Ayacucho. No hay en esta parte del cerro manifestaciones de arcos, peldaños o crestones, sino de gigantescas escamas o mantos o cáscaras rocosas, con marcadas diaclasas verticales.

El Cerro Redondo tiene el aspecto de cono romo en su cumbre (fig. 7) pero sobre el valle que lo separa del Tandileofú, presenta un plano más impinado (fig. 4a) en el que afloran las rocas macizas que son objeto de explotación. Hacia el sur, como ya dije, se continúa con un dorso bajo de rumbo meridional.

*Cerro Albión - Las Animas.*

Tiene mayor altura que el anterior, el Tandileofú; también para este caso considero que los dos cerros, el Albión y el Las Animas, forman una unidad (figs. 1, 2).

El mapa que más se acerca a la realidad es la Hoja 329 de la Dirección Nacional de Minería, edición enero 1954. En ella he introducido correcciones que me parecieron necesarias.

Por su morfología podemos dividirlo en dos sectores, el del NW y el del SE; la línea de separación corre aproximadamente de NE a SW por un vallecito en V que conduce al campamento, asciende la ladera y se desliza entre dos isoipsas de 375 m. para descender hasta el arroyo Napaleufú al norte de Villa Don Bosco. Hacia el E. posee un lóbulo de contorno semejante al de igual orientación del Tandileofú, así como lo es el del arco SE, S y SW, hacia el NE hay otro lóbulo arqueado en dirección oriental a lo largo del cual pasa el eje mayor de una elipse cortando la zona más encumbrada del cerro. El otro sector, el de Las Animas, tiende a ser circular pero está dividido a su vez en tres morros situados dos de ellos uno al norte del otro separados entre sí por pasos. El que separa el primero del Albión (fig. 8) fue un antiguo nivel de base desde donde descende hoy hacia el NE el vallecito en V que termina en el campamento de la cantera y por el que corre un arroyito. Dicho vallecito se ha originado por erosión retrogradante por cuya acción llegó casi hasta el paso.

Su juventud es demostrada tanto por su perfil trasversal y longitudinal como por la ausencia de material de sedimentación en todo su curso; el rumbo de su eje es N 20°, mientras que el del paso es W - E. El fondo de la vaguada está labrado en la roca que forma el sector NW del cerro, mientras el que forma la margen derecha es de tipo granodiorítico, el de la izquierda es de tipo leptinitico. Tiene unos 300 metros de ancho, y desde él tuerce y descende hacia el SW otro vallecito de morfología distinta de la del anterior por cuanto es ancho y de fondo plano; el descenso hacia el valle del arroyo Napaleufú es suave.

El NNW del primer morro del cerro Las Animas hay otro de altura un poco menor que no figura en el mapa de la Dirección Nacional de Minería; más hacia el septentrión está el tercero sobre el que se hallan las instalaciones del Golf Club. El paso que los separa alcanza menor altura que los anteriores, es más suave y en su fondo no afloran rocas *in situ* por lo que la potencia del derru-

bio ha de ser notable, el descenso hacia el E es más suave que hacia el W.

Hacia el W el cerro Las Animas desciende formando dos lomas que no están exactamente representadas en el mapa.

Dije que el cerro puede dividirse en dos sectores (fig. 2), la línea de separación corre según uno de los más claros rumbos de Tandilia, SW - NE, se inicia por el vallecito que desemboca al norte de Villa Don Bosco, sigue por el paso entre aquellos dos cerros con rumbo W - E por el frente NE de la cantera, desciende por una ensenada que forma la isoipsa 275 m. al E de la cantera, y delimita en su sector NW el lóbulo arqueado a que ya hice referencia. Morfológica y tectónicamente es una clara línea directriz. En el sector NW podemos trazar otra, más o menos paralela a ella y entre sí. Así por el paso que separa el primer morro del segundo corre una línea que asciende el vallecito a partir del A<sup>o</sup> Napaleufú y desciende hacia el NE delimitando hacia el NW un lóbulo con dos morritos encerrados por las isoipsas 275 y 300 respectivamente; es decir, que este pequeño lóbulo está comprendido entre dos líneas directrices. Una tercera línea pasa entre el segundo y el tercer morro, posiblemente se inicia entre dos mamelones de una lomada emplazada al W del C<sup>o</sup> Las Animas.

La morfología de la ladera SE del cerro Albión y de los morritos de Salto de Piedra hace suponer la existencia de una línea directriz que pasaría por el pie de aquella ladera que es recta y abrupta, y al NW de Salto de Piedra.

#### ESTRUCTURA DE LOS CERROS

##### *Cerro Albión.*

Creo conveniente iniciar la descripción con la estructura del cerro Albión por cuanto ofrece mayores elementos de estudio que, sin embargo, deben ser complementados por los del Tandileofú,

En la base tanto del Albión como en la de Las Animas, hay rocas que corresponden al "basamento cristalino"; ellas afloran en cortes artificiales y naturales desde sobre el camino nacional (ruta 226) hasta el pie del C<sup>o</sup> Las Animas y en el del Albión hasta detrás de la báscula de la cantera donde forma un corte vertical de unos tres metros. El dibujo de la fig. 9 corresponde a una parte del citado corte; en él se evidencia la esquistosidad y las pruebas de fenómenos diastróficos que actuaron sobre el zócalo. Hoy, a causa de la

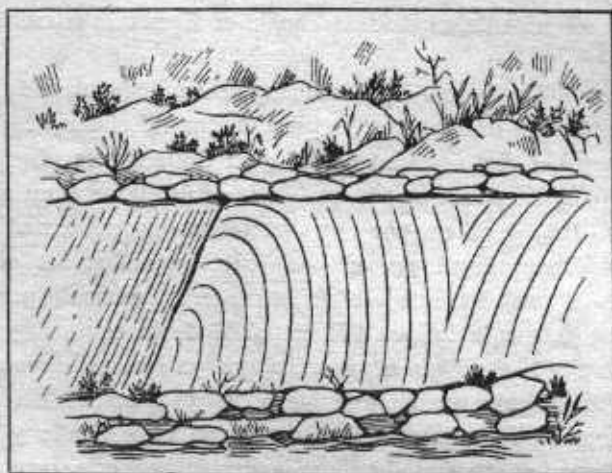


Fig. 9. — Croquis del corte al sur de la báscula de la cantera del Cº Albión.

intemperización, la roca está muy alterada y se desagrega en material arenoso de grano grueso. También constituye el lóbulo que tiene forma de ganchito que se extiende hacia el NE a partir del vértice nororiental del Cerro Albión. Esas rocas corresponden preferentemente a milonitas. Ninguna de ellas puede considerarse como gneis.

El rumbo de la esquistosidad de las que afloran sobre la ruta 226, es de N 290°, en un pique (fig. 10) situado sobre el camino que conduce a la cantera es de 273°, el buzamiento es respectivamente de 75° S y 89° S. Estos valores son similares a los de la roca de la base del cerro de La Movediza. En todos los cerros de Balcarce, sobre el basamento hay cuarcita menos en Cinco Cerros, en donde la esquistosidad posee rumbo y buzamiento igual al observado en los afloramientos de los de Tandil. Villar Fabre (23) al estudiar el basamento en la región en las Sierras Bayas (grupo Olavarría) da como rumbo predominante de la foliación de las milonitas y ultramilonitas: NW-SE y para el buzamiento alrededor de 80° SW. Por lo tanto hacia el extremo NW de Tandilia se mantiene aproximadamente el buzamiento pero no el rumbo. Es éste un hecho digno de estudio.

En el Albión sobre el basamento se eleva la ladera cubierta por rodados y bloques de derrubio natural y especialmente artificial que forman el talud que se extiende hasta los frentes de explotación, a los que se asciende por un marcado plano inclinado sobre el que fue construido un funicular (fig. 11).

Una roca magmática maciza bastante homogénea sin fenocris-



Fig. 10. - Diaclasas de un pique en el basamento del Cº Albión.



Fig. 12. - Granodiorita del Cº Albión, con zonas de alteración.



Fig. 11. - Cº Albión - Las Animas. A) pluión; B) basamento. En el centro el funicular.



Fig. 13. — Contacto granodiorita - lepta en el paso de los  
Cº Albión - Las Animas

tales aparece sobre el zócalo; corresponde al tipo de las granodioritas y constituye la parte del cerro comprendida desde las casas del campamento hasta la cumbre; se puede calcular una potencia real de unos 200 m. Sobre dicha ladera están los frentes de explotación que son principalmente dos, uno se halla a los 300 m. de altura, el otro a los 380 m. En la cumbre hay crestones de cuarzo orientados de N a S, algunos con buzamiento de  $48^{\circ}$  SW.

En la base del Albión, al E de los frentes de la cantera y de la báscula, hay un corte artificial en forma de herradura de unos 100 m. de cuerda de arco, orientado hacia el W que se presta a interesantes observaciones. Está emplazado sobre la línea directriz con la que he dividido al Albión en dos sectores, es el único punto donde he observado xenolitos en la roca magmática. Son estos muy numerosos, melanoocráticos, nítidamente delimitados, de tamaño variable y de forma ligeramente elíptica o circular; no fue posible establecer predominio de una determinada orientación.

La roca magmática presenta una notable alteración en bloques esferoidales separados entre sí por zonas de alteración en finas lajitas; la desagregación llega al grano de arena gruesa (fig. 12).

La roca explotada en los frentes de la cantera está dividida en grandes paralelepípedos por diaclasas de las que las verticales tienen rumbo distinto del de Las Animas. Hacia el S, al pie de Albión hacia Villa Don Bosco hay dos frentes de explotación.

El plutón es de color gris, de grano mediano bastante homogéneo, se extiende por el NW y W hasta la línea directriz principal y asciende hasta la cumbre. Su frente S y SE es abrupto y según un plano bastante recto de rumbo SW - NE; las diaclasas verticales tienen el mismo alcance de las del W y SW y de las de Las Animas pero varían ligeramente de rumbo.

El cerro Las Animas y los otros morros que he descrito, están formados por otros tipos de rocas que comprendo bajo la denominación de leptitas. Son de aspecto variado, sin embargo creo que han de corresponder a dicho tipo. Empieza a aflorar al pie del cerro Albión hacia el fondo del vallecito en V y luego de pasar el paso que lo separa del de Las Animas, envuelve a las granodioritas del Albión por el W y S.

En la depresión que separa esos dos cerros afloran crestones que buzan al S pero los más orientales, constituidos por las rocas del plutón, tiene rumbo N  $290^{\circ}$  y los occidentales, que son de leptita, N  $270^{\circ}$ . En la fotografía 13 ha sido tomada la zona de contacto de ambos rumbos. Es un punto sumamente interesante por cuanto que contra

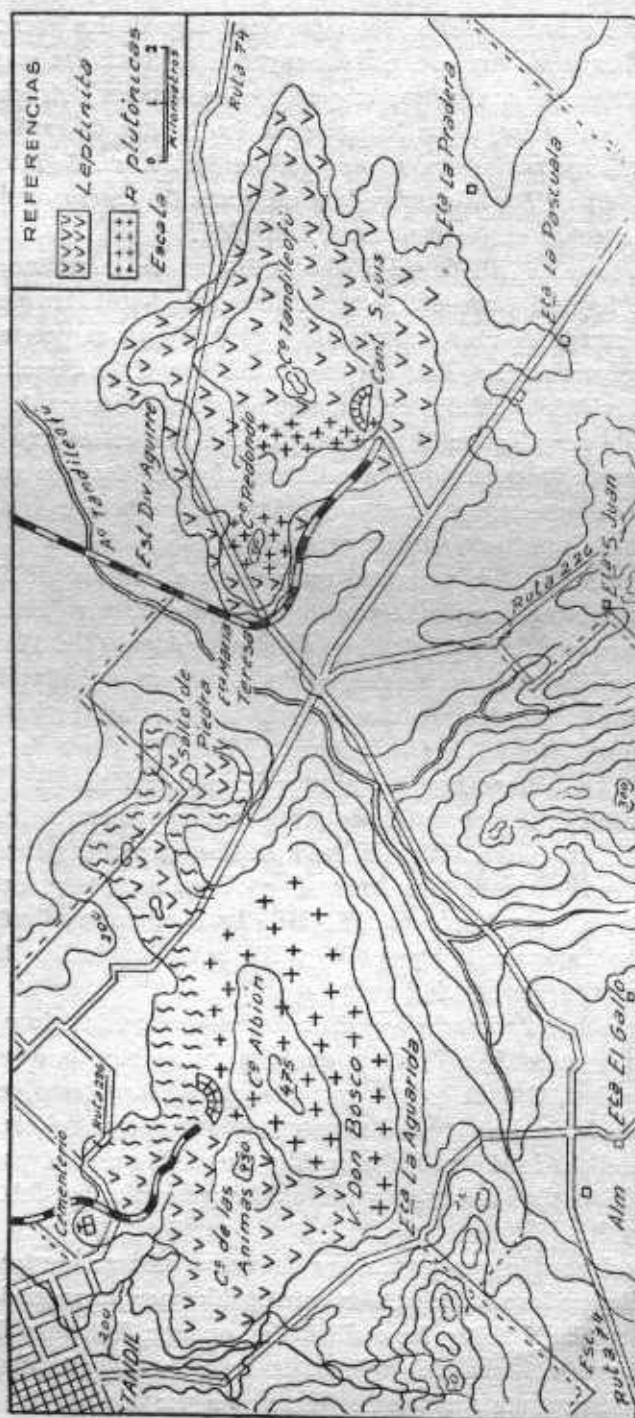


Fig. 14. -- Croquis geológico de los Cerros Tandilecú - Redondo y Albión - Las Animas.

su ladera SE pasa una línea directriz (fig. 1 y 2) de gran influencia para la morfología del cerro, en su parte central aparece el contacto de dos elementos estructurales importantes y sobre su ladera NW se eleva la gran masa leptítica.

En el contacto granodiorita — leptita suele encontrarse una roca muy alterada de aspecto semejante a migmatita pero no tan típica como la que aflora en el Tandileofú. Esta roca la he hallado también sobre la ladera que cae hacia el arroyo Napaleufú y rodeando a la cumbre por el SW y también aquí en contacto con la magmática. Pareciera, por lo tanto, que las migmatitas se hallaran entre el techo de la roca del plutón y la base de las que fueron areniscosas.

Estas se elevan sobre un basamento común con el cerro Albión, para constituir todo el sector NW. También presenta disyunción de tipos de fardos y enormes lajones originados por el más marcado desarrollo de las diaclasas verticales cuyo rumbo es aproximadamente N 315°; es decir que tienen la misma orientación que las grandes directrices del Cerro. Las diaclasas verticales del C° Albión, medidas desde el dorso hacia el W y el SW es N 85°. En la cumbre y cresta de la ladera NNW del vallecito en V se elevan en forma de muro o de neta pared a pique como si fuese un bastión, tienen aspecto semejante a las de la cumbre del Tandileofú.

Los dos morros situados al N del Las Animas y su continuación hacia el W también están constituidos por rocas leptíticas. Solo corresponde al basamento el pequeño lóbulo de dirección NE delimitado por las isoipsas 275 y 300.

En síntesis: el Cerro Albión consta de un basamento sobre el que asienta una gran masa de roca de tipo granodiorítico y otra de tipo leptítico la que a su vez se apoya lateralmente sobre la roca maciza con migmatita interpuesta (fig. 14).

#### *Cerro Tandileofú.*

No he hallado afloramientos del basamento como en los cerros Albión - Las Animas y La Movediza; hay sólo rocas magmáticas macizas, migmatitas y leptiniticas recubriendo a aquéllas (fig. 14).

A la cantera "San Luis" y a la del cerro Redondo (ésta pertenece al Ministerio de Aeronáutica) corresponden migmatitas, adamellitas y rocas filoneanas. Inmediatamente sobre ellas hay leptita que constituye una cubierta en bóveda en forma de peldaños que le proporciona una potencia grande posiblemente sólo en apariencia.

Las primeras afloran sobre la hondonada en la que se halla el campamento de la cantera y donde fueron objeto de explotación durante varios años; corresponden a migmatitas, adamellititas y filones lamprofiricos de tandileofita en su casi totalidad; observé un solo filón de pegmatita. La migmatita lit-par-lit adquiere sobre el frente principal un notable desarrollo; las venas cuarzo-feldespáticas y los planos de elementos melanoeráticos, donde están bien definidos, busan  $35^{\circ}$  a  $38^{\circ}$  W, las primeras son más o menos bien definidas y muy ligeramente onduladas en unos puntos. Ambas suelen estar cortadas perpendicularmente por finísimas venas paralelas entre sí, de tinte ligeramente verde claro en algunas de las cuales es dado ver pequeños desplazamientos, además son visibles blastocristales de plagioclasas que se han desarrollado transversalmente a las venas y cuando lo hacen sobre las melanoeráticas encierran elementos cloríticos que no sufrieron modificaciones en su orientación. Las camadas leucoeráticas suelen interrumpirse de improviso y esfumarse en una mezcla irregular de elementos llegando a un predominio de las primeras al acercarse a la agmatita (fig. 15). Hay un cierto paralelismo entre la foliación migmatítica y los arcos.

Una masa de adamellita las corta discordantemente en el extremo este del frente (17, fig. 2). Dado lo reducido de los afloramientos, especialmente en proporción al cerro, no se puede indagar la forma del plutón ni si la foliación es siempre conforme con los contactos del domo y, siguiendo a Eskola, recabar de ello pruebas de la intrusión, dado que la foliación suele considerarse como un relieto de época predomo debida a movimientos en conexión con la formación del domo. De ser así, la migmatita representaría una de tales pruebas, así como las venillas a que aludí lo serían de distensión en arco.

Otra parte del cerro en donde afloran las rocas macizas es la cantera que mira al norte emplazada sobre la ladera oriental del valle tectónico existente entre el Tandileofú y el Redondo; en ella sólo hay migmatitas sureadas por diques y filones de tandileofita (17, fig. 1.), mientras sobre la pendiente abrupta del Redondo aparecen rocas macizas granulares de tipo adamellítico.

Sobre la pendiente sur, al este del campamento principal y al norte del segundo campamento, hay una "cantera" de arena, la única en ese sector de los cerros de Tandil. Ella estuvo en explotación hasta 1953. Es posible que su génesis se deba en parte a la alteración por las aguas que se infiltran por las numerosísimas diaclasas verticales y horizontales, pero creo que particularmente al hecho de hallarse sobre una falla y más exactamente sobre la que originó el

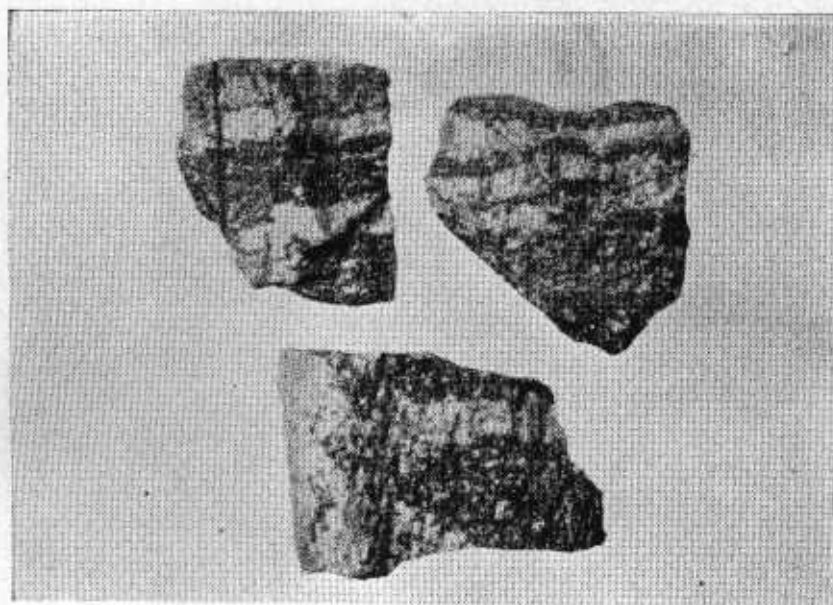


Fig. 15. - Migmatita.



Fig. 16. - "Cantera" de arena del Cº  
Tandileofú.

quinto peldaño caracterizado por la mayor extensión de su huella. A pesar del alto grado de alteración (fig. 16), hay suficientes elementos comprobatorios para afirmar que se trata de migmatita. Topográficamente es más alta que la cantera "San Luis". El otro elemento estructural cubre los afloramientos descriptos constituyendo una verdadera cubierta interrumpida únicamente por los afloramientos de las rocas magmáticas y de las migmatitas. La superficie inferior de ese manto en contacto con las rocas plutónicas es un nivel de referencia de importancia porque representa una superficie que fue casi horizontal en un comienzo.

Estas rocas de color variado desde rosado amarillento a amarillo grisáceo a gris pardo oscuro, representan un elemento estratigráfico paleozoico que fue intensamente metamorfoseado; están divididas por numerosas diaclasas horizontales y verticales que generan bloques y también lájas de hasta pocos decímetros de potencia.

Independientemente de los caracteres petrográficos en sí, orienta hacia una más rápida localización de tales rocas el selectivo desarrollo que ellas han permitido a distintas especies de líquenes que trazan curiosos dibujos, a veces llegan a formar una cubierta continua, posiblemente esto se deba a la presencia de microelementos que dichos vegetales encuentran aptos para su metabolismo.

Si la leptita es el resultado de granitización de sedimentos, aplicando la aseerción de Sederholm que toda formación sedimentaria debe tener su basamento, debajo de aquellas capas arqueadas y de las magmáticas debe haber una formación más antigua plegada y erosionada en un cielo precarbonífero. Claro que tal formación antigua sobre la que las carboníferas descansaron discordantemente, podría haberse modificado totalmente por granitización, pero su presencia en la base de La Movediza y en la del Albión, nos sugiere que ha de existir también debajo del Tandileofú y con caracteres semejantes. La causa de su no afloramiento puede ser exclusivamente de origen tectónico. Podríamos admitir un menor aleancee en el levantamiento de este último cerro.

#### DESCRIPCION DE LAS LEPTITAS (*LEPTINITAS*)

##### *Macroscopía.*

Las rocas cuya descripción hago a continuación corresponden a muestras que fueron extraídas cada una de los cuatro primeros escalones emplazados sobre la cantera hasta llegar a la gran hondo-

nada, son los Nos. 14 a 17, la del quinto fue extraviada, la N<sup>o</sup> 19 a las del peldaño que se eleva sobre dicha hondonada, la N<sup>o</sup> 20a, 20b, 21, 49a y 49b y 50 a las de la cumbre.

Tienen aspecto aplítico las Nos. 19 a 50, las otras se asemejan más a rocas areniscosas.

Haré una descripción detallada de la N<sup>o</sup> 14, y estableceré las diferencias que presentan las otras con respecto a ella.

*Color:* gris pardo no homogéneo pues pasa a gris amarillento en algunas partes que coinciden, a veces, con la proximidad de un plano de fisuración donde la roca está alterada. Sobre las caras de las diaclasas hay un revestimiento herrumbroso y pardusco continuo.

*Textura:* francamente microgranular pudiendo hacerse una distinción de una "masa" fundamental, que a la lupa tiene brillo resinoso, en la que se pueden distinguir escasos cristales, los mayores de los cuales son de 3 mm.  $\times$  5 mm., en un porcentaje mínimo y diría una excepción, por lo que no alcanzan a sugerir la idea de una textura porfiroidea.

*Componentes:* los minerales que es posible distinguir son: cuarzo lechoso rodeado por una envoltura herrumbrosa oscura que penetra también en las fisuras; algunos parecen subedrales, en otros los extremos se esfuman en la masa; las dimensiones son de 3 mm.  $\times$  5 mm. como máximo y 0,5 mm.  $\times$  1,5 mm. como mínimo. Las *plagioclasas* también son surcadas por venillas herrumbrosas; las mayores son de 4 mm.  $\times$  1. Se destacan por el brillo marcadamente vítreo y las típicas maclas, en estos casos los límites de los cristales se esfuman en la masa fundamental y no se nota reborde básico. Hay manchas melanocráticas alargadas y difusas en sus contornos; las mayores son de 1 mm.  $\times$  2.

*Muestra N<sup>o</sup> 15.* Color semejante a la N<sup>o</sup> 14 pero el tinte gris forma una franja paralela a los planos de fisuración, no de un modo constante pues llega a ser en unas partes pardo gris ocreo. Observado con la lupa el color tiende a caramelo en las zonas más oscuras, y a amarillento grisáceo en las más claras.

La cantidad de cristales que se destacan de la masa fundamental es mayor, sólo algunos son subedrales, la casi totalidad se presentan como manchas irregulares blanquecinas y como constituidas a su vez por gránulos casi afaníticos.

Las *plagioclasas* son pocas, algunas engloban gránulos de la masa cuyo brillo es vítreo o resinoso.

La N<sup>o</sup> 16 es de color pardo-gris con tinte ligeramente más rojizo que en la muestra anterior; en las superficies de alteración es ama-

rillo rosado. El grano es fino, la fractura subconcoidea a astillosa. Los individuos que se destacan son subedrales los mayores de 3 mm.  $\times$  1 mm., los otros anedrales y con caracteres iguales a los ya descritos.

La muestra N<sup>o</sup> 17, que corresponde al cuarto escalón, es de color gris muy oscuro; el grano afanítico en el que se notan escasas y pequeñas manchas más claras de cristales tabulares de 5 mm.  $\times$  1 los mayores.

La N<sup>o</sup> 68 procede de la contrahuella del gran escalón que se halla antes de la cumbre y debajo de la N<sup>o</sup> 19. Su color es gris pardo con zonas, núcleos o manchas amarillo sucio; el grano es fino, estructura maciza, compacta, lo que da fractura concooidal a astillosa; las zonas más claras tienen grano más fino. Hay cristales mayores, pero siempre pequeños, de plagioclasas, raramente hialinos, los mayores están orientados perpendicularmente a las superficies de divisibilidad de la roca que lo hace en finas lajas.

Muestra N<sup>o</sup> 19. Fue extraída, como dije, del peldaño anterior a la cumbre y en donde las diaclasas mayores corren N - S. Su color es gris claro con zonas amarillas y rosadas; la parte grisácea tiene posición inferior con respecto a las rosadas. La *textura* es de grano fino, equigranular sin cristales mayores, pero sí con manchas rosadas irregulares y difusas constituidas por pequeños gránulos redondeados. El brillo es vítreo resinoso. En la zona más grisácea y en las manchas más oscuras se esbozan individuos apenas un poco mayores en los que hasta es posible ver caras de clivaje.

*La apariencia de esta roca es de arcósica, a partir desde ella las rocas tienden a un predominio del tinte rosado y a estructura más aplítica.* Sugiere la idea de transición entre los Nos. 14 a 17 y las de la cumbre.

La muestra 20 fue extraída de la parte más exterior y de la base del mamelón del mojón del I.G.M. y con frente hacia el norte. Las diaclasas de donde procede corren W - E formando lajas finas y verticales. Es la que presenta mayores variaciones e irregularidades en la distribución de los tintes y del grano. Hay franjas afaníticas gris oscuro a gris pardo a veces paralelas, otras lenticulares que tienen intercaladas, o encerradas, zonas más claras de grano aparentemente mayor. Digo aparentemente por cuanto observados con buen aumento demuestran estar constituidos por numerosos y pequeños gránulos. También los melanocráticos presentan tal carácter.

Algunos de ellos fueron totalmente alterados en limonita la que, al ser eliminada, dejó oquedades poliédricas delimitadas por delgadísimos tabiques de sílice que debía cementar sus gránulos. Los leucocráticos, por lo contrario, se muestran como pequeños individuos redondeados incluidos en una masa general, lo que es más claramente observable donde la roca, por alteración, adquirió un tinte lechoso-herrumbroso, en cuyo caso en una masa de tal tinte se destacan gránulos hialinos, límpidos, asemejándose el conjunto a textura areniscosa.

En las zonas más claras el color es gris pero muy claro con tintes verdosos y rosados; la textura es granular de grano fino, en algunas partes afanítica. El aspecto es aplítico pero el cuarzo se destaca por parecer subedral.

La N<sup>o</sup> 21. Fue extraída entre la 20 y las más interiores del mamelón del mojón del I.G.M. Color rosado amarillento con punteado verdoso; es muy semejante a la N<sup>o</sup> 49.

Las muestras Nos. 49a, 49b y 50 son del mamelón oriental de la cumbre. Color rosado claro con pequeñísimos puntos negro-verdosos algunos con alteraciones herrumbrosas; la textura aparentemente granitoidea de grano bastante fino y de fractura sacaroidea. El fel-despató es ligeramente rosado o lechoso, el cuarzo hialino de mayor tamaño.

En síntesis, estamos en presencia de dos grupos de rocas aparentemente distintas, las de la cumbre de afloramiento reducido, en las que predominan el tinte rosado y estructura granular de grano fino, y las de los peldaños en las que el color dominante es el gris pardo y estructura microgranular afanítica, con algunos cristales mayores.

De acuerdo con la descripción de la morfología de las partes más altas del cerro las primeras pueden representar sólo una variedad más silícea a causa de lo cual resistió más al intemperismo constituyendo los citados mamelones. No he podido establecer si hay una separación neta o si existen pasos paulatinos, a causa del revestimiento de alteración, sin embargo la morfología puede sugerir la posibilidad del primer caso. Lo que queda por explicar es la forma circular, o cilíndrica de esos afloramientos.

#### *Microscopía.*

*Muestra N<sup>o</sup> 50:* Lamentablemente no fue sacada orientada.

Dominan los elementos claros, los melanocráticos son muy reducidos.

*Componentes: Cuarzo.*

*Plagioclasas: andesina y oligoclasa.*

*Ortoclase.*

Los tres forman los elastoeristales y la masa del fondo.

*Hornblenda y biotita* en laminillas y fibras diminutas siempre e interpuestas entre los otros minerales.

*Dimensiones*, promedio, de los elastoeristales: cuarzo, siempre en zonas irregulares, mm. 0,5 a 0,246; plagioclasas, mm. 0,23, la mayor mm. 0,957; feldespatos alcalinos mm. 2,04 a 1,02; masa fundamental (valores correspondientes a minerales de distinto tipo) 0,159 a 0,058.

*Textura: Heterogeneidad* en el tamaño de los granos. Signos numerosos de cataclasis y que sirvió de base para la actual estructura recrystalizada. Son ellos, microfallas, cicatrización de fracturas, encorvamiento de plagioclasas, etc.

No se puede hablar de esquistosidad, sino de una cierta orientación de los cristales mayores, aislados, en planos o en zonas paralelas entre sí a grandes rasgos, y hasta es dado ver en unas más plagioclasas y en otras más cuarzo. Las plagioclasas tienen igual orientación en unos planos mientras que en otros son arqueadas y dispuestas normalmente o inclinadas, en otras más son rotas y más o menos paralelas a dichos planos.

Con aumento apropiado, en la masa es fácil hallar individuos de contornos angulosos algunos de los cuales dejan ver, cuando los bordes son inclinados, sucesivos y escalonados planos de clivaje revestidos por un material isótropo amarillo herrumbroso.

Otro carácter notable lo dan las pajuelitas filíticas, las que se hallan preferentemente en los mismos planos de los individuos mayores; trazan líneas quebradas en zigzag lo que hace recordar a la estructura cone-in-cone, y lo llamativo es que los elastoeristales de plagioclasas se hallan exclusivamente sobre esas líneas melanoeráticas, mientras los de cuarzo se encuentran también entre las de plagioclasas así como esparcidos en la masa. Ahora bien, es sabido que en los casos de cone-in-cone producidos en areniscas por "presión-solución", uno de los rasgos más característicos es la disposición en planos de las plagioclasas a causa de su mayor resistencia a la solubilización.

Notable en este corte delgado como en otros correspondientes a las rocas extraídas de la cumbre es la presencia de material isótropo de color amarillento, unas veces herrumbroso otras amarillo rojizo; muy raramente rojo. Se trata de ópalo. En las descripciones de las

rocas al referirme a este material prescindiré de indicar el tinte para evitar inútiles repeticiones.

Rodea los granos de los otros minerales y se intercala entre ellos llenando espacios a veces mayores en cuyo caso forma zonas de contornos sinuosos y curvos (fig. 24 a).

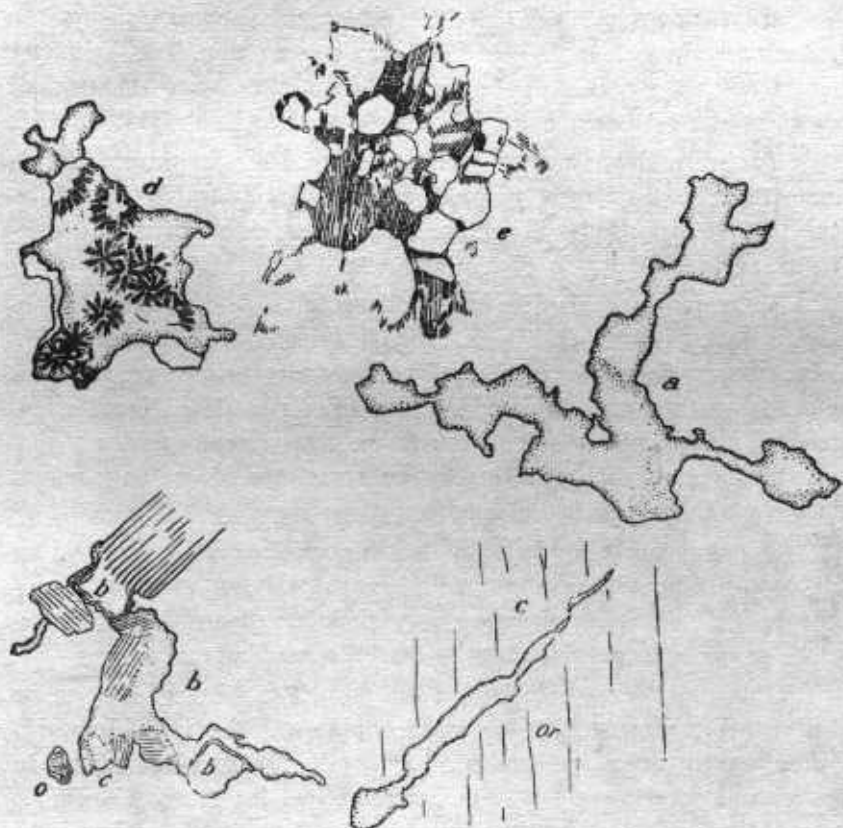


Fig. 24.

Observando una serie de ellas se puede seguir el proceso de desarrollo de un mineral filítico que se resuelve en finísimas fibras de hornblenda. A partir desde absolutamente isotropas se pasa a las con iniciación de puntos anisotropos, a las con comienzo de diminutas laminillas y a claras láminas (fig. 24 b), algunas con extinción cereana a recta, con pleocroismo verde oliva y verde amarillento. Suele presentarse entonces en agregados fibrorradiados (fig. 25 e) de trazos elegantes, divergiendo en dos o más haces a partir, a veces,

de una laminilla (fig. 25 d). Pero no todas las fibras corresponden a hornblenda pues las hay de sólo material isótropo, otras son indeterminables. En unos casos se resuelve en finas escamitas orientadas según el contorno del grano, otras veces forma líneas sinuosas.

Sumamente interesantes son unas zonas isótropas que conservan el tinte amarillento, observadas con 500 diámetros se resuelven total o parcialmente en un agregado fibrorradiado anisótropo de tinte gris de primer orden, en las que se ven cruces irregulares de esferolitos. Considero que corresponden a *calcedonia* (fig. 24 d) que se formó sin que se desalojara el hierro. Otros son granulares. Cuando envuelve a los granos únicamente como película tenue denuncia el contorno redondeado en la mayoría de aquéllos. El ancho de las zonas mayores es de mm. 0,0125, promedio.

El ópalo en algunos casos se ha dispuesto a lo largo de planos de macla o de clivaje. A este respecto muy instructivas son las más anchas porque dejan ver más claramente los bordes de los cristales que las limitan. En una de ellas una andesina presenta en uno de los lados los planos de clivaje (001) rotos oblicuamente lo que dio lugar a una terminación escalonada o dentellada, el material isótropo penetró todo a lo largo de dichos planos y de grietas que surcan a aquélla en todas direcciones pero preferentemente según un ángulo de 25° con respecto al clivaje citado. El otro límite de la zona isótropa es una plagioclasa arqueada —posiblemente andesina— de contorno regular y con el clivaje paralelo a aquélla, planos que están libres de material herrumbroso. En el medio de la zona isótropa hay pequeñísimos individuos que posiblemente correspondan a cuarzo y biotita.

Posteriormente a la llegada de la sustancia isótropa hubo cristalización de elementos constitutivos de las leptinitas; sería prueba de ello la presencia en sus bordes de bahías constituidas por individuos eudrales. Raramente rellenan grietas (fig. 24 c).

Pero lo más común es que el isótropo envuelva a los cristales como una película muy tenue, irregular, o bien como si fuese áspera y granular; ellas denuncian el contorno redondeado o anguloso de aquéllos, no sólo en el plano de la sección sino también en profundidad.

*Cuarzo:* Es heterogéneo en tamaño. Los porfiroclastos son anedrales pero tienden a disponer los lados más largos con igual orientación. La extinción es ondulante, heterogénea, o en mosaicos muy complejos dispuestos en algunas partes en bandas y zonas paralelas, a veces llameantes, el carácter de ondulante abarca en muchos casos

también a las inclusiones, sean ellas islas o bahías; el cuarzo y las plagioclasas arqueadas, tienen extinción ondulante y carácter elástico.

El cuarzo es de dos tipos: uno presenta hileras de inclusiones y extinción ondulante, o en sectores irregulares a grandes rasgos paralelos entre sí; el otro no posee inclusiones, es límpido, y con el analizador se resuelve en un mosaico de individuos poliédricos sin extinción ondulante. Además se observan individuos resquebrajados al lado de otros que no lo están. Algunos contienen pequeñísimas y escasas laminillas de hornblenda verde. Raro es el tipo de contorno ameboidal, en cuyo caso no posee inclusiones.

Hay zonas de cuarzo que presentan inclusiones de feldespatos de igual orientación óptica, son de origen metasomático; además en el borde de un elasto cristal de plagioclasa parte de su borde esfumado forma como una península en cuarzo muy resquebrajado y con ligera extinción ondulante. En este caso creo que la ruptura se produjo después que el cuarzo remplazó a la plagioclasa, es decir que la presión actuó después del metasomatismo. Hay zonas de cuarzo, que se resuelven en elementos menores con extinción ondulante que contienen gotas del mismo mineral con extinción normal y distinta orientación óptica. Este es posterior al primero.

En algunos gránulos hay fractura concoidal sobre sus contornos. *Plagioclasas*: También para ellas notamos heterogeneidad en el tamaño, extinción ondulante que lo presentan indiferentemente con las dimensiones pero que no es de ningún modo total para todos los individuos. No notamos lo mismo para las microfallas las que se observan sólo en los porfiroclastos en los que hay rupturas y también desplazamientos y los trozos soldados por material isótropo. Además de éstos hay cristales arqueados sea entre los mayores como entre los diminutos de la masa de fondo. Esto no puede deberse a diastrofismo posterior a la génesis de la leptita. Considero que dicho carácter lo adquirieron las rocas que constituyen lo que llamamos "basamento" euando en tiempos precámbricos las afectó el diastrofismo. Por la destrucción de aquéllas se formaron depósitos psamíticos de los que derivan las rocas en estudio. Para distinguir en algunos individuos de la masa de fondo tal carácter se requieren objetivos de mucho aumento. Pues bien, para que el efecto de la presión llegara a tan profundo alcance deberíamos notar arqueadas la mayoría de las plagioclasas, lo que no es.

Por lo tanto es ése un carácter originario de las primitivas areniscas y no de adquisición posterior.

Unos elastoeristales rotos y soldados presentan en su interior islas de cuarzo de distinta orientación óptica y en sus bordes bahías, lo que nos indica un remplazo del feldespato por el cuarzo y por lo tanto un aporte de sílice posterior a la cicatrización de las plagioclasas. Islas y bahías tienen extinción ondulante. En los casos de cristales que tienen este comportamiento no es fácil establecer si las islas lo adquirieron contemporáneamente con su huésped o si en el remplazo amoldaron su edificio al deformado de éste. La presencia de bahías en los bordes atestigua cambios posteriores a la sedimentación, y excluye la idea de exudación de sílice por parte de la plagioclasea.

Pocos gránulos tienen crecimiento secundario y de albita con igual orientación óptica.

*Ortoclasea*, es el feldespato alcalino presente en estas rocas. De ella observamos los siguientes hechos: Posee en su interior restos de plagioclasas y gotas de cuarzo de distinta orientación óptica; para la explicación de esto podríamos apelar al carácter de "anti-stress" de las plagioclasas, a su remplazo por ortosa, y a neoformación de cuarzo. La evolución ha llegado hasta dejar sólo "fantasmas" de plagioclasas. Todo esto se verifica en zonas sometidas tanto a fuerzas de tensión como de fractura. Para el caso de las rocas del Cerro Tandileofú, creo corresponden tanto a las primeras, y su génesis entonces dataría de la formación del lacolito que abovedó a las rocas de cubierta, como a las segundas cuando se elevó el cerro. Pero con posterioridad a todo esto hubo nueva formación de cuarzo, lo demuestra su presencia en el contacto de la ortosa con una plagioclasea abarcando partes de ambas.

Una gran zona de andesina es invadida por ortosa la que encierra un trozo de la primera ligeramente desplazado (podría suponerse por una rotura primitiva); presenta de interesante el hecho que la plagioclasea está alterada en abundante sericita, escasa en el feldespato alcalino. A veces sólo por la presencia de esas escamitas es posible visualizar los fantasmas de los feldespatos.

En el proceso de ataque de la plagioclasea por la ortosa no se formó en ningún caso mirmequita, tampoco micropertita ni siquiera en el borde de avance.

*Minerales filíticos*. De acuerdo con lo que expuse sobre el material isótropo, creo que tomó origen a partir de éste, por eso se halla casi exclusivamente entre los granos y lo hace bajo forma de pajuelas y fibras alargadas, pero su génesis posterior no es fisural en el sentido de procedencia de milonitización, si bien, como ya dije, hubo en el cerro estos procesos. Se trata casi siempre de hornblenda.

En una laminilla hay un cristal diminuto que podría corresponder a *pirozeno*. Hay escamitas de éste imposibles de determinar con más precisión.

En la muestra N<sup>o</sup> 50 que estoy describiendo es rara la presencia de *clorita*. Hay laminillas de biotita de neto contorno hexagonal.

*Muestra N<sup>o</sup> 49.*

Tiene muchos rasgos semejantes a la anterior; se diferencia en la ausencia de una neta orientación, o distribución, de los clastocristales mayores pues si bien hay feldespatos y cuarzo en zonas diferentes, en general se presentan juntos; las plagioclasas se hallan agrupadas; tampoco hay una clara y especial distribución de los escasos elementos melanocráticos. En cuanto a la sílice coloidal, ella es menos abundante, tanto la que rodea los gránulos como la que rellena los espacios mayores que existían entre aquéllos.

El cuarzo ha remplazado a veces casi totalmente a algunos feldespatos y luego fue sometido a presiones, y hay clastocristales con las antiguas grietas invadidas por el ópalo. En esta muestra se acentúa el remplazo del cuarzo por parte de la masa de fondo que consta de cuarzo en la mayoría de los casos, y llega a dividirlo en dos o más partes. El tamaño es de mm. 0,67 a 0,82 en los mayores y de mm. 0,2 a 0,075 en los pequeños de la masa; el valor es indeterminable en los más diminutos.

Los *feldespatos* son más invadidos por *sericita* la que a veces lo hace completamente lo que dificulta la determinación. Se presentan en grupos compactos con distinta orientación óptica y mutua interpenetración, con antiguas grietas llenas ahora de escamitas de *clorita* muy descolorada, las que con un aumento adecuado muestran remanentes de material isótropo. El cuarzo en islas ha invadido especialmente los individuos menos alterados, pero lo hace también como bahías todo alrededor de los grupos de feldespatos, por lo que no se puede vislumbrar el contorno primitivo si los interpretamos como material elástico de mayores dimensiones. No encuentro otra explicación para estos grupos de feldespatos muy alterados y distribuidos no al acaso dentro de la masa general de la roca. Las escamitas de *clorita* derivan de la alteración de hornblenda la que, a su vez, se originó a partir del material isótropo del que permanecen aún residuos. La *cloritización* es un índice de regresión en el metamorfismo.

Hay también plagioclasas aisladas con bordes dentellados o con crecimiento secundario de albita de orientación óptica distinta, invadidas lateralmente por cuarzo que llega a producir hasta estrangulamientos. Estamos pues frente a muchas evidencias de metasomatismo.

A diferencia de la muestra N° 50, tenemos en ésta escasos pero mayores cristallitos de *piroxeno* que si bien muy pequeños permiten determinar que se trata de hiperstena. Tenemos en la presencia de los piroxenos una evidencia del aporte de un frente básico procedente, creo, de intrusión de los filones lamprofiricos y del stock de adamaillita. Esos escasos cristallitos los he hallado en las plagioclasas. Estas corresponden a andesina y a oligoclasa.

El cuarzo nunca encierra elementos melanocráticos y es limpio. En cuanto a las relaciones entre este mineral y las plagioclasas he llegado a comprobar, tras numerosas observaciones, que el que tiene revestimiento herrumbroso no contiene en su interior restos de aquéllas, mientras que sí las posee el que está desprovisto de tal envoltura. He observado una zona de cuarzo en la que el feldespato ha dejado en él sombras de sus maclas.

Esto nos lleva a reconocer dos tipos de cuarzo: el que procede de las arenas que formó la arenisca y el de nueva generación, que es el que remplazó a los feldespatos y atacó al mismo cuarzo.

#### MUESTRA N° 21.

No teniendo en cuenta los raros porfiroclastos, pude establecer en esta roca tres tamaños distintos de los individuos que la constituyen: mm. 0,42; mm. 0,25 y mm. 0,085, promedios.

Ningún individuo es idioblastico, sólo las plagioclasas lo parecen a causa de las maclas de la albita.

En todos los cortes abundan las micropertitas, además hay intercrecimientos con contactos suturados, esto denuncia la presencia de bahías en los bordes de los feldespatos, y esas concavidades indican el sentido del avance hacia estos minerales.

En el cuarzo notamos crecimiento secundario con igual orientación óptica y su interposición rellenando grietas, pero con orientación distinta de los individuos en contacto.

La textura es semejante a las ya descriptas (N° 50 y 49). Las *plagioclasas* arqueadas son raras pero aquí también en contacto con otras mayores y menores que no tienen tal deformación.

Abundan las micropertitas y las ortoclasas en algunos ejemplares totalmente invadidos por islas de cuarzo con igual orientación óptica. Estaríamos en este caso frente a una génesis posterior de feldespato. Para aclarar esto tenemos una plagioclasa arqueada incluida en ortosa y crecimiento posterior de albita sobre otras plagioclasas. Se debería deducir de estos hechos un aporte alcalino o bien removilización de álcalis: destrucción de unos cristales y cristalización de otros.

Agregaré otra observación: una microclina contiene un resto de cuarzo al que remplazó, como lo demuestra la orientación óptica, pero al mismo tiempo posee islas con distintas orientaciones entre sí, lo cual puede corresponder tanto a una parcial sustitución posterior del feldespato por el cuarzo, como a crecimiento de la microclina a expensas de más de un cristal de aquél.

También observé una ortoclasea con fantasmas de plagioclasea esfumada parcialmente en sus bordes, y cuarzo que invadió a ambas; la segunda ha conservado algo del revestimiento isótropo que el tercero presenta sólo donde está en contacto con el sector nítido de la plagioclasea, como si al crecer hubiese desplazado la envoltura herrumbosa. Por su parte el feldespato alcalino encierra glóbulos negros, opacos, incluidos en una laminilla que pareciera de eloritoide. Creo que en todo esto hay evidencia de formación de feldespatos alcalinos por aporte de potasio y de albita por el sodio y luego invasión por sílice antes de finalizar el primero. La seriecita es rara, posiblemente porque al aumentar la cantidad relativa de potasio se formó más bien microclina.

Los elementos melanoocráticos son escasos, y evidencia un grado de regresión en la evolución de la roca. En efecto las fibras de hornblenda presentan pases a elorita la que puede llenar grietas —que conservan isótropo— con extremos festoneados. Pero hay mayor cantidad de piroxenos.

*Muestra N° 20.* A diferencia de las otras posee estructura casi equigranular (figs. 17 y 18), los individuos mayores son una excepción; sin embargo se notan zonas en las que los gránulos son un poco menores y también a éstos intercalados entre los de mayor tamaño.

El ópalo es abundante. Como revestimiento de los cristales es más bien escaso pero proporcionalmente de marcado espesor. En casi todos los casos hay minerales filíticos emplazados tanto sobre los bordes como en la parte central; en los extremos suelen ser como desfibrados. En general se trata de hornblenda aislada o en haces radiales o paralelos o entrecruzados.

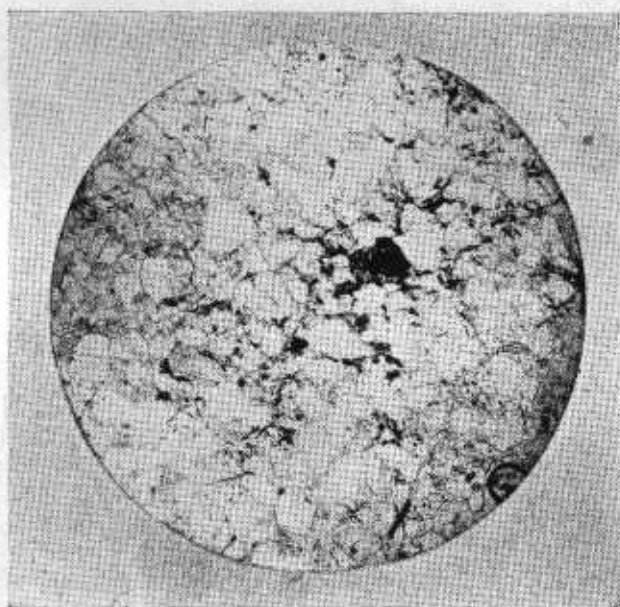


Fig. 17. — Muestra N<sup>o</sup> 20. Sin analizador.

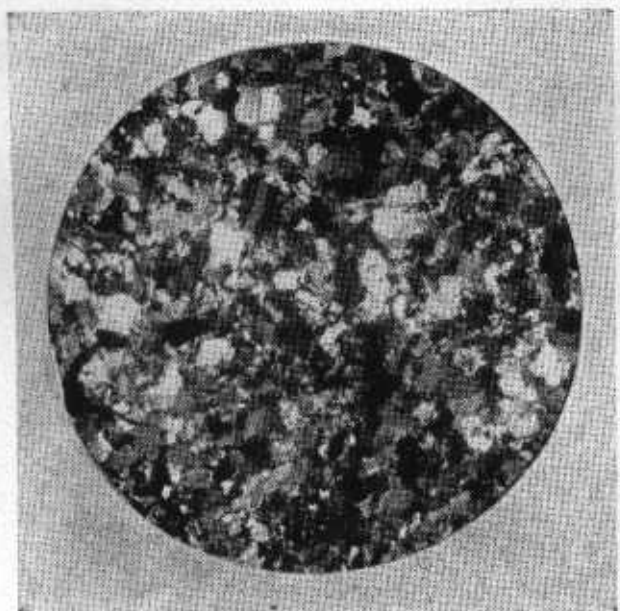


Fig. 18. — Muestra N<sup>o</sup> 20. Con nicoles +.

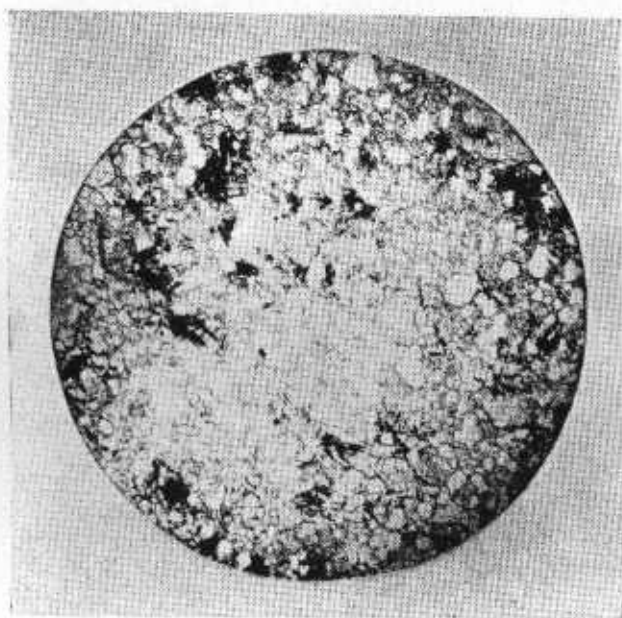


Fig. 19. - Muestra N° 19. Sin analizador.

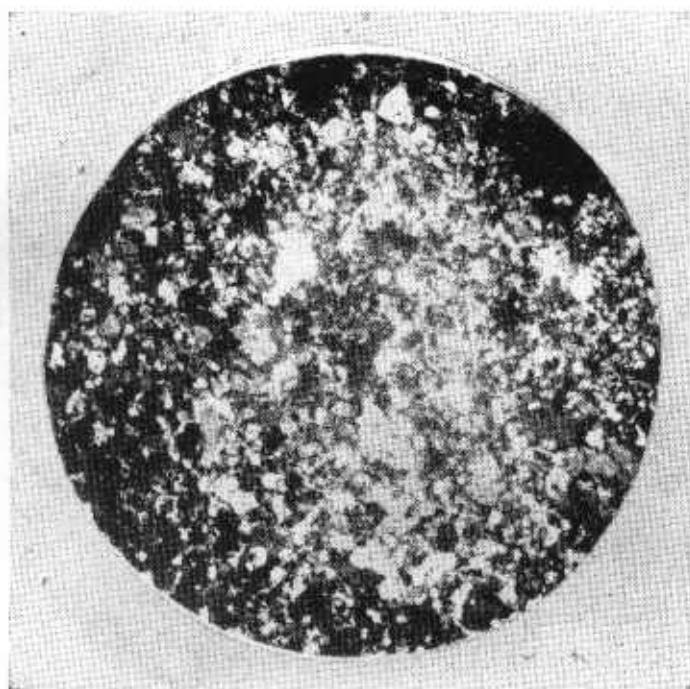


Fig. 20. - Muestra N° 19. Con nicols +.

También en este caso son muy útiles para la interpretación del metamorfismo pues en parte se conserva con los caracteres descriptos para la muestra N° 50 en cuanto a sus límites cóncavos y granulares pero, en general, están en el interior de varios cristales constituyendo relietos de la estructura anterior, es decir, areniscosa, indicando antiguos contornos.

Los mafitos tienen distribución indistinta. Se trata de hornblenda por lo general, a veces cloritizada y en estructura poiquilitica con cuarzo sin extinción ondulante (fig. 24 e); la magnetita se halla sobre los bordes en pequeños gránulos.

En esta muestra el metasomatismo es más avanzado pues los caracteres descriptos para los Nos. 50, 49 y 21 los tenemos aquí como ligeramente borrosos. Hay ortoclasas que engloban a plagioclasas, de distintas orientaciones ópticas, cuarzo y ópalo. En aquéllas hay una notable serie y superposición de remplazos: restos como escalonados de nítidas plagioclasa en micropertitas; estos dos entretejiéndose como si fuese un tejido; fantasmas de unos en otros; y luego bahías e islas casi siempre de cuarzo. La presencia de éste en los cristales de plagioclasa revela el comienzo de la desintegración mecánica de la roca areniscosa lo que facilita el proceso de asimilación.

Hay amplias zonas de cuarzo con extinción ondulante, que conjuntamente con plagioclasas indeterminables, fue invadido por cuarzo en mosaico. El todo posee carácter clásico.

La hiperstena en gránulos diminutos, escasa y no alterada se halla casi siempre con la hornblenda, pero hay cristales idioblásticos en contacto con ortoclasa y cuarzo con extinción ondulante y en ortoclasa invadida por laminillas de clorita.

En esta muestra, y como única, se observan algunos cristales de *granate* zonal alterados.

No hay plagioclasas arqueadas o rotas.

*Muestra N° 19 (fots. 19 y 20).*

La estructura es distinta de la anterior. Los clastocristales son escasos. Hay una mayor cantidad de mafitos finamente dispersos como escamitas que tanto rodean gránulos como están en el interior de éstos.

La frecuencia del ópalo es irregular pues en ciertas partes tiene reducido desarrollo.

La hornblenda raramente es poiquilitica sino comunmente en fibras radiadas con magnetita entre las de los cristales más grandes.

La ortoclasa constituye zonas de igual orientación óptica con plagioclasas con orientación distinta, el todo muy alterado en sericita y con bahías e islas sólo en su borde. Una de dichas zonas está delimitada por un reborde de ópalo herrumbroso bien marcado y sureada por grietas irregulares pero paralelas entre sí, con un mosaico de ortoclasa con los bordes esfumados y con distinta orientación óptica que hace recordar a un damero. A pesar de la marcada alteración en sericita, se ve claramente que la extinción no es ondulante.

Estas zonas feldespáticas se destacan netamente porque la masa fundamental es límpida. Consta ésta especialmente de cuarzo; hay también feldespatos algunos de ellos tienen fractura concoidea en sus bordes pero la mayoría son de neoformación. Esto conduce a admitir que se trata de relictos metasomatizados.

El piroxeno —hipersten— se presenta en cristallitos idioblásticos inalterados también en contacto con cuarzo, y con hornblenda en láminas descoloradas, pero comúnmente en contacto y parcialmente rodeada por láminas alargadas como fibras de este mineral; las que se implantaron perpendicularmente a las caras de los cristales de hiperstena son ligeramente onduladas cerca del contacto, como si al formarse ésta hubiese presionado a aquéllas.

Cuando se hallan entre las fibras son paralelos a éstas pero también con cualquiera otra orientación. Por ejemplo, vemos hornblenda de pleocroismo verde oliva a amarillo verdoso que rodea parcialmente cristales de hiperstena que tienen la zona central alterada mientras su sector periférico lo es sólo en parte y en escamitas indeterminables de colores de interferencia bajos.

Los cristales pequeños nunca son alterados, pero sí todos los mayores; es fácil hallar los primeros en contacto con los segundos.

En síntesis: para estas rocas del cerro considero que las plagioclasas y parte de los gránulos de la ortoclasa y del cuarzo, formaban parte de la arenisca y que el ópalo constituyó el cemento.

Para la génesis de la hornblenda es necesario el radical oxhidrilo. En el caso en estudio no es necesario buscar su fuente fuera de las rocas del cerro, sino en el ópalo que revestía, y reviste, los gránulos; por eso la hornblenda se encuentra casi exclusivamente en aquél y entre los minerales claros. Esta constatación nos conduce a considerar que reinaban condiciones de baja temperatura durante tal proceso, pero como éste de por sí solo no puede dar lugar al metasomatismo, debemos introducir el factor cataclasis o, y, el aporte de otro material. Los procesos de dislocación que observamos en el

cerro también intervinieron en la génesis del mafito a partir del ópalo. El hierro que tiñe a éste no participó en la reacción, como lo demuestra el tinte de la calcedonia, sin embargo, hubo también aporte iónico de Fe y Mg del frente básico.

No he hallado una sola sección que muestre el clivaje basal a pesar de haberse realizado de cada muestra cortes orientados en las tres direcciones del espacio. Posiblemente esto deba atribuirse al tamaño, siempre pequeño, de los cristales, a su emplazamiento intergranular y a su forma preferentemente fibrosa.

La biotita se ha formado a partir de la hornblenda, pero para ello fue necesario el aporte del K, a causa de lo cual hubo salida del Ca.

Consideremos ahora, brevemente, el comportamiento de los feldespatos.

El mineral más susceptible a la cataclasis es la oligoclasa, la que con la andesina, y a veces, la labradorita, está siempre presente en las rocas en estudio; el calcio liberado por aquel proceso puede haber concurrido también a la formación de la hornblenda agregándose al aporte básico.

Creo haber demostrado el metasomatismo del K y del Na; ambos liberaron Ca dando origen a ortoclasas o a albita; también la alteración del feldespato calcosódico en sericita es otra fuente de dicho elemento. No hay en las rocas de la cumbre, ni en las de las laderas, ningún mineral cuya riqueza en calcio indique la fijación de éste el que, remplazado por iones más livianos —K y Na—, debe haber emigrado en profundidad produciendo metasomatismo en otras partes.

Las muestras de las laderas, N<sup>o</sup> 14 a 17 y 68, no presentan notables diferencias entre sí, por tal causa las describo en conjunto (figs. 21, 22, 23).

Se caracterizan por el grano muy fino de la masa fundamental (mm. 0,087 a mm. 0,008), de los blastos y elastocristales (mm. 0,62 a 0,15), de las fibras de los minerales filíticos (las mensurables mm. 0,029 a 0,045), y de los haces fibrorradiados (mm. 0,116 a 0,145  $\times$  0,03) promedios.

La textura es granulítica. No hay idioblastos y tienen, además, carácter elástico. Los minerales filíticos —fibrosos o laminares— en algunas secciones aparecen ligeramente orientados y radiados interpuestos entre los minerales leucocráticos, pero a veces se hallan en el interior de éstos; trazan filas onduladas y paralelas entre sí. He medido distancias cuyos valores oscilan entre mm. 0,17 y 0,26. Sin embargo, comunmente son de trazado poligonal (fig. 25 i) a ve-

es subdividido en otros menores los que, con núcleos cruzados, se resuelven en numerosos individuos de feldespatos y cuarzo, éste y la ortosa pueden tener plagioclasas parcialmente disueltas. Es como si hubiesen revestido cristales grandes hoy reducidos a numerosos y pequeños, posiblemente por fenómenos diastróficos o por metasomatismo.

En secciones ejecutadas en la dirección de la superficie horizontal se nota cierta orientación de los mafitos cuyo rumbo es aproximadamente NW - SE. Si fuese el resultado de presiones éstas habrían procedido desde el SW.

No he observado entre los cristales mayores plagioclasas arqueadas, sino rotas y dislocadas las partes, pero entre las de la masa fundamental hay plagioclasas encorvadas. Este carácter no puede haberlo adquirido por el diastrofismo que actuó sobre el cerro, sino por el que soportó el zócalo desde donde procedieron los gránulos. La longitud de algunas de ellas es de mm 0,009.

Los blastos y clastocristales son escasos, algunos con marcado carácter clástico, unos son aislados, otros agrupados, a menudo con crecimiento secundario límpido de albita de igual orientación óptica si se trata de plagioclasas; el crecimiento secundario es distinto en los casos de micropertitas.

*Composición mineralógica.* Es semejante a la de las rocas de la cumbre. Debemos agregar sillimanita y apatita. Los clastocristales son de oligoclasa y andesina; he hallado asimismo labradorita muy escasa, la albita forma pequeños idioblastos. A menudo están alteradas en sericita que llega a invadirlas casi totalmente. En algunos la alteración ha respetado pequeños sectores poliédricos límpidos de feldespatos alcalinos que aparecen como parches, es posible que ellos representen un remplazo anterior a la seritización y que no alcanzó a ser atacado por ésta.

Con considerable diámetro se pueden reconocer los antiguos contornos de los clastos por ligeros trazos de remanentes de ópalo. Las plagioclasas pueden poseer piroxenos fibrosos en su interior, pero nunca se los observa en su contorno y en las envolturas de neoformación albitica las que son, por lo tanto, posteriores al aporte básico. Hay bahías e islas de cuarzo en los bordes.

El cuarzo posee extinción llameante, ondulante y normal; contiene restos de ortoclasas y de plagioclasas, conserva relictos de la envoltura isótropa amarillo-herrumbrosa, suele predominar en zonas y de tal modo que sugiere cierta orientación; los cristales se amoldan

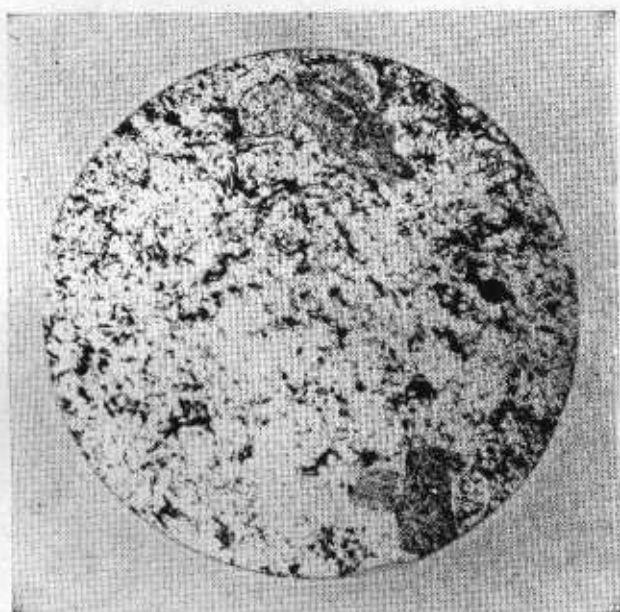


Fig. 21. - Muestra N° 16. Sin analizador.

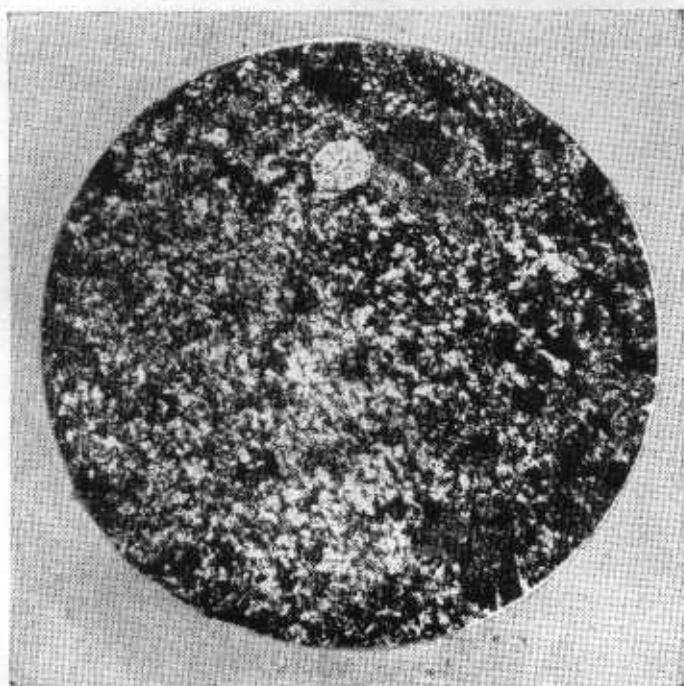


Fig. 22. - Muestra N° 16. - Con nicoles +.



Fig. 23. - Muestra N° 68. Con nicoles +.

unos sobre los otros como consecuencia de crecimientos secundarios apenas perceptibles.

Los mafitos son más abundantes que en las rocas de la cumbre, finamente dispersos como delgados agregados fibrorradiados, en laminillas aisladas o agrupadas y como cristales de mayor tamaño, los que corresponden principalmente a hiperstena no raramente uralitizada; la hornblenda es escasa. El primero se presenta bajo dos formas: en escasísimos idióblastos no alterados muy pequeños, y con más frecuencia en xenoblastos a veces aislados pero, por lo general, con y en los feldespatos. Aun forma parte de la masa fundamental.

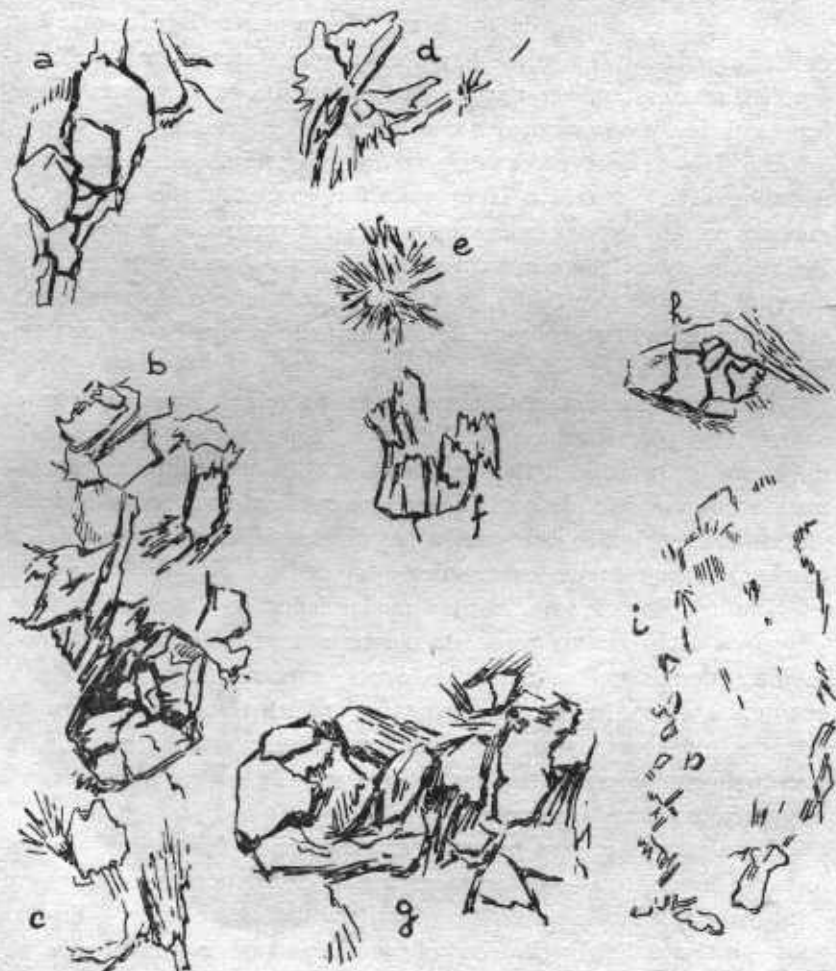


Fig. 25.

Dignos de nota son haces de bowlingita variadamente dispuestos; paralelos a las caras de cristales y divergiendo (fig. 25 a, b, g, h), la forma más común es la primera.

Los cristales de hiperstena deben haber alcanzado dimensiones mayores de las actuales como lo demuestran los límites trazados por las fibras de bowlingita y los productos de uralitización. La hornblenda está lejos de tener la importancia que representa para las rocas de la cumbre; atribuyo este hecho a la menor difusión que tiene el ópalo en el cual, y del cual, se inició su formación. Es descolorada y con exudación de magnetita. La clorita se manifiesta en pequenísimas láminas aisladas.

Esparcidos en toda la masa se ven cristales cuadrados o rectangulares opacos, negros, de brillo metálico a luz reflejada, que han de corresponder a ilmenita; hay formas globulares y casi arriñonadas. Relevamos también apatita. La sillimanita se encuentra en fibras aisladas, a veces suavemente corvas o quebradas.

El tipo de piroxeno es hiperstena pleocroica. Su extinción es recta, pero hay partes o bien laminillas con extinción oblicua las que no poseen los demás caracteres de los piroxenos monoclinícos. Podríamos estar frente a un proceso de enstenitización tal como lo interpretó Guimarães (4-6), pero lamentablemente el desarrollo tan reducido de los cristales permite sólo suponer a aquél como una posible explicación.

La masa fundamental tiene como principal constituyente al cuarzo, hay plagioclasas, microlina y micropertita sin límites definidos sino esfumándose unos en los otros. Sin analizador se ven tenues contornos de tinte amarillento que encierran maríadas de individuos con cualquier orientación. A diferencia de las rocas de la cumbre, no hay cuarzo en mosaico.

Los mafitos tienen distintas modalidades de distribución. Los piroxenos están en las zonas de mayor acumulación de las fibras, se intercalan entre los minerales claros, surcan a los pequeños en cualquiera dirección, forman agregados radiados que asemejan a esferolitos que enmascaran uno o varios cristales, están acompañados por ópalo que tiene las mismas modalidades de las rocas de la cumbre, pero es menos frecuente.

Este grupo de rocas presenta una asociación de mafitos —hornblenda e hiperstena— que se generan a bajas temperaturas y es muy significativo el hecho que el tipo ferrífero de los segundos —hiperstena— esté con bowlingita. La concomitancia podría atribuirse a un aporte silíceo; se habría convertido olivina en el ortopiroxeno res-

pectivo que es el que presenta la forma definitiva (4-6), pues la composición de ambas es semejante, varían únicamente las proporciones.

La hiperstena en las rocas de la cumbre es escasa, de grano pequeño y poco o nada alterado; todo lo contrario acontece en las rocas de las laderas. La hornblenda se formó en las zonas de ópalo.

El estudio de las relaciones entre estas dos especies minerales ha sido realizado por Guimarães para las rocas magmáticas básicas y ha demostrado que la transformación en piroxenos se inicia cuando la olivina demuestra reabsorción, y que la hiperstenización comienza cuando la cristalización de la olivina está ya casi paralizada.

Aun teniendo en cuenta los reparos que indiqué sobre el obstáculo que ofrece el grano muy fino de las rocas en estudio, creo que se podrían aplicar a ellas algunos de los principios expuestos por el investigador brasileño.

La olivina podría haberse generado por un aporte básico antes de la hiperstena, pero dudo que los piroxenos puedan haber pasado a través del estado de pigeonita para llegar a hiperstena por cuanto los clinopiroxenos requieren temperatura alta para su formación.

Estamos en presencia de procesos de metasomatismo por plutonismo, causado por una roca que debe hallarse debajo de las migmatitas que afloran en el frente principal de la cantera "San Luis", al que se le sumó un segundo aporte, procedente del stock adamellítico y del que formaron los filones lamprofiricos de tandileofita, que interfirió con el primero. A todo ello se debe la presencia de piroxenos en rocas de tanta acidez (hasta el 78,80% de  $\text{SiO}_2$ ).

Tratándose de rocas psammiticas, y en especial arenicosas, no es fácil distinguir el alcance y la sucesión de las fases del metasomatismo, pues en ellas el estado temprano es esencialmente de feldespatización. Tenemos pruebas de desilicificación —que depende de la feldespatización y basificación— en la conversión de rocas silíceas en rocas con piroxenos y hornblenda, y en especial con bowlingita. Debemos por lo tanto admitir la idea que las rocas de cubierta fueron más ácidas, que tuvieron un porcentaje de sílice más elevado aún que los valores arrojados por los análisis químicos para las rocas de la cumbre.

Las rocas de las laderas demuestran una mayor desilicificación, fueron menos refractarias a la granitización por su composición original; las otras soportaron más el avance del metasomatismo. El ópalo demuestra que no se ha completado la basificación pues no ha sido totalmente remplazado por hornblenda.

En los cálculos realizados sobre los análisis químicos he seguido a Lapadu-Hargues (11 y 13) con el fin de procurar establecer si hubo aporte, y su alcance, en el proceso de metasomatismo que condujo a la formación de las leptinitas.

En los gráficos de la fig. 26, están expresados los valores de los números de átomos de los metales en función de los diferentes grupos de rocas según el siguiente orden: adamellita (A), migmatitas (M), leptinitas de la cumbre (C), de las laderas (L).

Se destaca en ellos el predominio de los elementos alcalinos y alcalino-terrosos; el Na, el K y el Ca tienen un comportamiento opuesto a través de los cuatro grupos de rocas. Entre el K y el Na hay cierta similitud en las rocas de la base del cerro, pero al llegar a la ladera disminuye el valor de K y se eleva notablemente el de Na.

En el gráfico de  $Fe^{+++}$ ,  $Fe^{++}$  y  $Fe$  total se muestra menos discrepancia. El primero sufre un aumento paulatino pudiéndose atribuir este hecho a procesos de intemperismo; el segundo disminuye hacia las partes más altas aumentando, sin embargo, desde la cumbre a la ladera, lo que interpreto como expresión de la composición de la roca sedimentaria en la que predominaba el cuarzo sobre los otros componentes minerales, entre los que debían ya contarse feldespatos.

El tercero disminuye desde la base a la ladera y cumbre, pero estableciendo la relación  $Fe^{++}/Fe^{+++}$  tenemos:

| L    | C    | A   | M   | A-M | L-C  |
|------|------|-----|-----|-----|------|
| 0,67 | 0,66 | 8,4 | 2,7 | 5,5 | 0,66 |

es decir que el valor desciende desde la adamellita a la cumbre con lo que el comportamiento es opuesto al expresado para  $r$  por Lapadu-Hargues (11-13) y dado que el hierro disminuye con el metasomatismo creciente, tendríamos una zona de reducción de las partes más profundas, en el sentido magmático, y de oxidación en las más superficiales. No creo que deba pensarse en expulsión del Fe hacia las profundidades, sino en una resistencia al metasomatismo por parte de las rocas que fueron sedimentarias.

La mayor cantidad de átomos de  $Fe^{++}$ , de Al y muy notablemente de Na y Ca en las leptinitas de la ladera, lleva a suponer que los sedimentos de que derivan deben haber sido más ricos en este elemento y debe imputarse en parte a metasomatismo; el del Na pues de haber sido éste el único factor deberíamos notar un au-

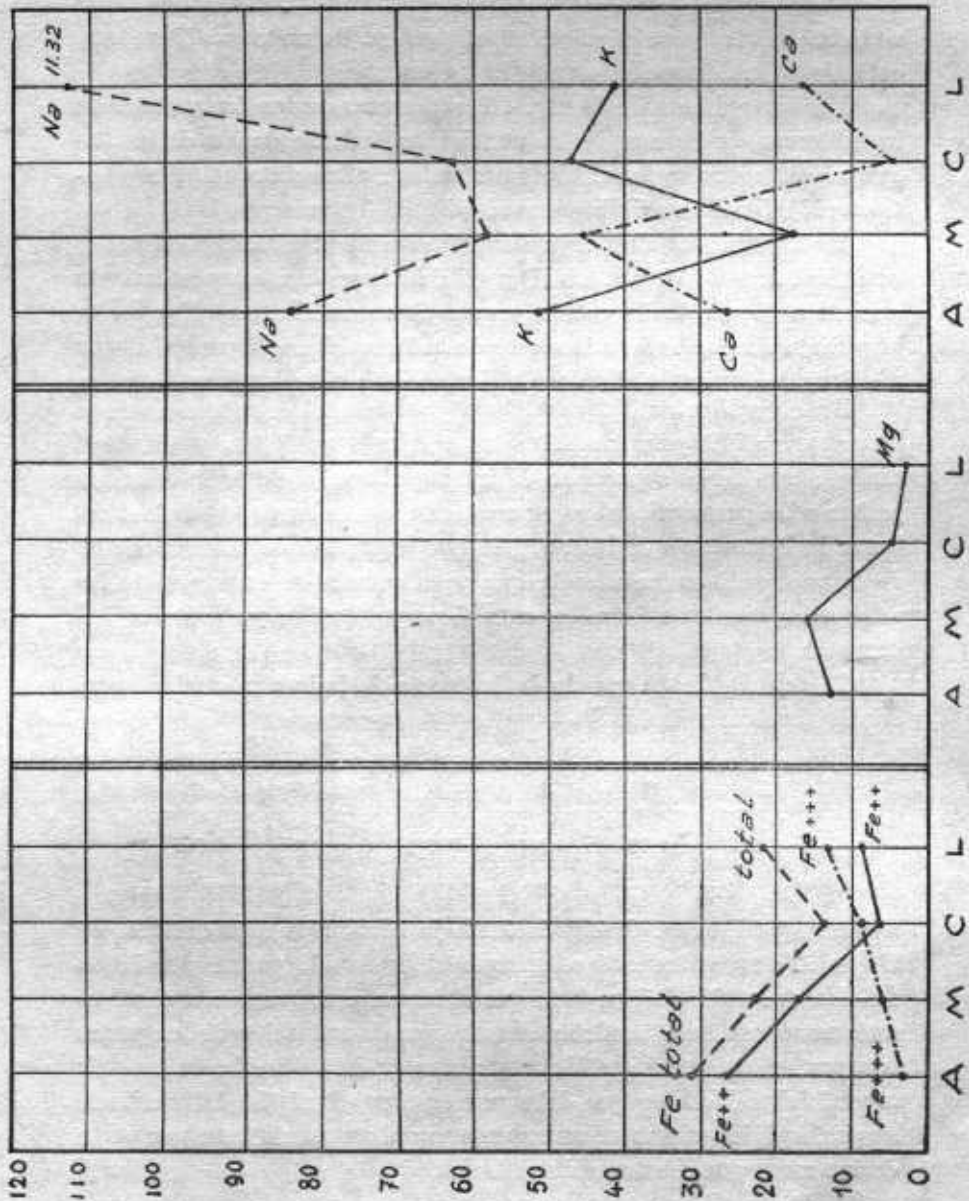


Fig. 26.

mento de Si y una disminución de Al hacia la base, y esto no se verifica. La suma de los átomos-gramos por 100 millimoléculas de estos dos elementos es de 98,12; 100,82; 95,77 y 98,74 respectivamente para cada uno de los cuatro grupos (Cuadro VIII), y en

esto también hay un mayor valor para las muestras extraídas de la cumbre, en las que no hay compensación entre aquellos dos elementos, así como se nota en las otras. Creo que por lo tanto debe excluirse que las diferencias entre las rocas de la cumbre y de ladera se deba exclusivamente al alcance del metasomatismo; porque si hubiesen tenido igual constitución mineralógica deberíamos notar un igual alcance en el aporte de ciertos elementos en las primeras y ello no se nota, por lo contrario, las segundas son más ricas en  $Fe^{++}$ , Na y Ca.

El gráfico del Mg expresa la mayor cantidad de este elemento en la base y especialmente en la migmatita. No tiene similitud de comportamiento con el hierro, como debería ser.

El número total de átomos (Cuadro V) oscila en las leptinitas de la ladera entre los límites 310 y 318,79; en las de la cumbre entre 315,45 y 316,76, hay en éstas una notable constancia. Entre las primeras no es posible establecer una relación con la respectiva ubicación en la ladera. En los promedios (Cuadro VI) los valores son muy cercanos y aún más, no es apreciable la disparidad de valores entre los dos grandes grupos: base y cumbre-ladera.

El número de átomos de O aumenta desde la base a la ladera y a la cumbre, desde 184,24 de la migmatita hasta 207,27 en una muestra extraída de los mamelones. En los promedios se tiene 192,27 para la base y 200,35 para la ladera-cumbre; además, entre éstas tenemos 199,61 para la primera y 201,77 para la segunda. De esto resulta que el mayor valor del número total de átomos puede deberse al exceso de O, lo que se presta a interpretarse como índice de metasomatismo de sílice. Sin embargo, hay mayor disparidad entre los números de átomos de O, que entre el total de átomos.

En las leptinitas el porcentaje de átomos de hierro es notablemente menor, especialmente si se lo compara con la adamellita, tenemos, además, una superioridad de óxido férrico sobre el ferroso y sobre el total de átomos de hierro en las de la ladera, a las que considero que incluyen o encierran a las de la cumbre. En los promedios hay exceso de O para las leptinitas, 200,35 sobre 192,27 de la base.

De acuerdo con lo expuesto no podemos atribuir a fenómenos de oxidación la mayor riqueza de O para las rocas más superficiales. En éstas el número de los otros elementos (es decir menos el O), es menor que en las rocas de la base, lo que es explicable si se tiene en cuenta que el O en ellas es mayor; sin embargo, la relación entre ambos grupos no guarda la proporción que podría suponerse. En efecto, en el número de O hay una diferencia de 8,11 a favor de las

primeras, y en el de los otros átomos es de 5,43 para las intrusivas.

A la variación en los átomos de O se deben los valores de  $R$  (número de O/número total) que aumenta desde la base (0,627) a la ladera y a la cumbre (0,638).

En el peso correspondiente a 100 moléculas hay una notable uniformidad en el valor el que oscila entre 6,48 y 6,47, hecho que se mantiene en la relación  $R'$  entre el número total de átomos y el peso de 100 moléculas; pero se destaca para las rocas de la cumbre una mayor masa. Los promedios generales no indican diferencias significativas.

Como resulta de la descripción de los caracteres macroscópicos de la muestra N° 20, hay en ella gran variación en la distribución del tinte. Con el fin de establecer posibles diferencias se han realizado análisis de un sector más oscuro y de uno claro; corresponden respectivamente a los análisis 20a y 20b. Las divergencias son mínimas y lo más digno de nota son los valores de los números de átomos de  $\text{Fe}^{+++}$ , 1,68 y 1,30, reduciéndose la diferencia en el Fe total por un mayor valor para  $\text{Fe}^{++}$  en la 20b, y el hecho que el sector más oscuro posee mayor número de átomos de Si (85,72) de todas las rocas del cerro y la menor cantidad de Al y Na. Es también la que presenta el número más elevado de átomos de O y por eso no en el número de átomos que no son de O.

También en la composición molecular centesimal es la que se destaca para la  $\text{SiO}_2$  y lo mismo para la  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y el  $\text{Na}_2\text{O}$ . Tendríamos en las zonas más oscuras una mayor oxidación a causa del  $\text{Fe}^{+++}$  y a ello se debería el mayor peso correspondiente a 100 moléculas.

Los análisis 49a y 49b fueron realizados de dos partes ligeramente distintas, la primera más amarillenta, la otra más rosada. No hay notable discrepancia entre ambas, hay mayor número de átomos de O y Al en la primera, pero menor de Na y K. Sin embargo, en la composición molecular centesimal no alcanzan significación semejante. En la 49a el peso de 100 moléculas es mayor.

La muestra N° 43 corresponde a una vena leucocrática de la agmatita en migmatita que es visible en el frente de la cantera principal. Con respecto a las rocas de la base reservo su estudio tanto microscópico como químico, para un próximo trabajo en el que me ocuparé también de los cerros Albión y Movediza.

Los promedios de la composición molecular centesimal (Cuadros II y IV) conducen a acercar las rocas de la cumbre al Grupo VII (granulitas de los franceses) si tomamos como promedios la sílice y la alúmina, pero ya no para los otros óxidos, en especial

los álcalis y la cal. Lo mismo se observa para las rocas de la ladera.

Lapadu-Hargues no ha realizado cálculos sobre rocas sedimentarias arenosas para el grupo I (esquistos arcillosos) sino sobre numerosos esquistos arcillosos y filitas de diferentes edades, como lo dice la misma denominación del grupo.

Tal como se presentan los valores en estudio, las rocas del Tandileofú caen entre los grupos VI y VII, o sea, entre granitos y granulitas.

La microscopía nos dice, sin embargo, que estamos frente a rocas que no han completado su proceso de metasomatismo porque de haberse alcanzado a éste no deberíamos tener en una granulita una estructura afanítica ni los tintes que he indicado.

No creo que haya contradicción de fondo que ponga en tela de juicio el método de Lapadu-Hargues, sino el hecho de no poseer yo datos de cálculos realizados sobre rocas areniscas más o menos metamorfizadas.

Los análisis químicos fueron realizados por los doctores Anidia Val y Jerónimo García.

A N A L I S I S Q U I M I C O S

CUADRO I

|                                | 14    | 68    | 15    | 16    | 17    | 19    | 20a   | 20b   | 49a   | 49b   | 50    | 37    | 40    | 39    | 43    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 72.96 | 72.12 | 74.24 | 73.34 | 73.53 | 74.83 | 78.72 | 78.80 | 70.97 | 77.98 | 77.83 | 70.14 | 70.18 | 65.64 | 76.24 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13.01 | 14.90 | 13.18 | 14.83 | 15.40 | 12.89 | 12.34 | 12.78 | 14.12 | 13.12 | 12.98 | 14.52 | 15.65 | 18.08 | 15.24 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.34  | 2.36  | 1.75  | 2.01  | 0.81  | 0.06  | 2.06  | 1.60  | 0.32  | 0.31  | 1.23  | 0.50  | 0.35  | 1.00  | 0.55  |
| FeO                            | 0.64  | 0.68  | 0.60  | 0.38  | 1.02  | 2.40  | 0.32  | 0.48  | 1.15  | 1.08  | 0.43  | 3.12  | 2.88  | 3.12  | 0.62  |
| MnO                            | 0.01  | 0.03  | 0.01  | 0.02  | 0.03  | —     | vest. | vest. | —     | 0.02  | vest. | 0.01  | 0.05  | 0.03  | vest. |
| MgO                            | —     | 0.20  | —     | 0.34  | 0.26  | 0.16  | 0.43  | 0.62  | 0.11  | 0.13  | 0.09  | 1.32  | 0.38  | 1.12  | 0.81  |
| CaO                            | 1.86  | 1.27  | 1.58  | 1.22  | 1.47  | 0.88  | 0.60  | 0.45  | 0.39  | 0.11  | 0.14  | 2.36  | 2.18  | 4.52  | 3.43  |
| Na <sub>2</sub> O              | 6.32  | 4.76  | 5.93  | 5.24  | 4.95  | 4.85  | 1.73  | 2.27  | 3.23  | 3.62  | 5.12  | 4.45  | 3.64  | 4.36  | 1.22  |
| K <sub>2</sub> O               | 3.03  | 3.56  | 2.63  | 2.64  | 2.70  | 3.53  | 3.50  | 3.58  | 3.54  | 3.98  | 2.48  | 3.42  | 3.37  | 1.57  | 1.24  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.26  | 0.26  | 0.17  | 0.16  | 0.16  | 0.17  | —     | —     | vest. | vest. | vest. | 0.20  | 0.26  | 0.28  | vest. |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0.29  | 0.06  | 0.44  | 0.21  | 0.28  | 0.38  | 0.65  | 0.18  | 0.45  | 0.28  | 0.36  | 0.32  | 0.50  | 0.07  | 0.62  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.18  | 0.65  | 0.13  | 0.17  | 0.18  | 0.11  | 0.05  | —     | 0.04  | 0.03  | 0.03  | 0.07  | 0.21  | 0.82  | —     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.12  | vest. | 0.08  | 0.07  | 0.05  | 0.31  | —     | —     | —     | —     | —     | 0.09  | vest. | 0.16  | —     |

CUADRO II

COMPOSICION MOLECULAR CENTESIMAL

|                                |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 79.79 | 79.23 | 80.53 | 80.06 | 79.70 | 80.76 | 85.72 | 84.57 | 83.51 | 83.86 | 83.62 | 75.81 | 77.16 | 72.07 | 82.43 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8.33  | 7.62  | 8.38  | 9.51  | 9.83  | 8.16  | 7.88  | 8.07  | 9.03  | 8.26  | 8.18  | 9.21  | 10.09 | 11.66 | 9.63  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.91  | 0.92  | 0.71  | 0.85  | 0.23  | 0.01  | 0.84  | 0.64  | 0.13  | 0.13  | 0.52  | 0.19  | 0.13  | 0.39  | 0.19  |
| FeO                            | 0.52  | 0.59  | 0.52  | 0.33  | 0.91  | 2.14  | 0.26  | 0.45  | 0.98  | 0.97  | 0.38  | 2.79  | 2.64  | 2.84  | 0.52  |
| MgO                            | —     | 0.33  | —     | 0.52  | 0.40  | 0.26  | 0.65  | 0.97  | 0.13  | 0.19  | 0.13  | 2.14  | 0.59  | 1.84  | 1.29  |
| CaO                            | 2.16  | 1.45  | 1.80  | 1.38  | 1.73  | 0.98  | 0.71  | 0.52  | 0.39  | 0.13  | 0.13  | 2.77  | 2.57  | 5.27  | 3.94  |
| Na <sub>2</sub> O              | 6.88  | 5.08  | 6.24  | 5.51  | 5.20  | 5.06  | 1.75  | 2.32  | 3.40  | 3.75  | 5.30  | 4.67  | 3.83  | 4.61  | 1.33  |
| K <sub>2</sub> O               | 1.77  | 2.44  | 1.82  | 1.83  | 1.90  | 2.46  | 2.41  | 2.45  | 2.42  | 2.71  | 1.74  | 2.33  | 2.71  | 1.05  | 0.77  |

CUADRO III

PROMEDIOS ANALISIS QUIMICOS

|                                | <i>Ladera</i> | <i>Cumbre</i> | <i>Adame-<br/>llita</i> | <i>Migma-<br/>tita</i> | <i>Base</i> | <i>Ladera<br/>+<br/>Cumbre</i> |
|--------------------------------|---------------|---------------|-------------------------|------------------------|-------------|--------------------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 73,50         | 78,00         | 70,16                   | 70,94                  | 70,55       | 76,25                          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,03         | 13,07         | 15,08                   | 16,66                  | 15,87       | 13,55                          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,54          | 1,16          | 0,42                    | 0,77                   | 0,60        | 1,35                           |
| FeO                            | 0,95          | 0,69          | 3,00                    | 1,87                   | 2,43        | 0,82                           |
| MnO                            | 0,01          | —             | 0,03                    | —                      | 0,02        | —                              |
| MgO                            | 0,16          | 0,28          | 0,85                    | 0,96                   | 0,91        | 0,22                           |
| CaO                            | 1,38          | 0,34          | 2,27                    | 3,97                   | 2,50        | 1,36                           |
| Na <sub>2</sub> O              | 5,37          | 3,19          | 4,04                    | 2,79                   | 3,43        | 4,28                           |
| K <sub>2</sub> O               | 2,86          | 3,42          | 3,64                    | 1,40                   | 2,52        | 3,24                           |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,20          | —             | 0,23                    | 0,14                   | 0,18        | 0,10                           |
| H <sub>2</sub> O+              | 0,28          | 0,38          | 0,41                    | 0,34                   | 0,38        | 0,66                           |
| H <sub>2</sub> O—              | 0,24          | 0,03          | 0,14                    | 0,41                   | 0,27        | 0,14                           |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06          | —             | 0,04                    | 0,08                   | 0,05        | 0,03                           |
|                                | Parciales     |               |                         |                        | Totales     |                                |

CUADRO IV

PROMEDIOS COMPOSICION MOLECULAR CENTESIMAL

|                                | <i>Ladera</i> | <i>Cumbre</i> | <i>Adame-<br/>llita</i> | <i>Migma-<br/>tita</i> | <i>Base</i> | <i>Ladera<br/>+<br/>Cumbre</i> |
|--------------------------------|---------------|---------------|-------------------------|------------------------|-------------|--------------------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 80,00         | 83,67         | 76,49                   | 77,25                  | 76,96       | 81,83                          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,97          | 8,26          | 9,65                    | 10,64                  | 10,15       | 8,61                           |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,74          | 0,38          | 0,16                    | 0,29                   | 0,22        | 0,59                           |
| FeO                            | 0,83          | 0,86          | 2,71                    | 1,68                   | 2,19        | 0,85                           |
| MgO                            | 0,25          | 0,55          | 1,36                    | 1,56                   | 1,43        | 0,40                           |
| CaO                            | 1,58          | 0,48          | 2,67                    | 4,60                   | 3,64        | 1,03                           |
| Na <sub>2</sub> O              | 5,66          | 3,60          | 4,25                    | 2,92                   | 3,58        | 4,63                           |
| K <sub>2</sub> O               | 2,04          | 2,36          | 2,52                    | 0,91                   | 1,71        | 2,20                           |
|                                | Parciales     |               |                         |                        | Totales     |                                |

Cuadro V

VALOR DE LOS NUMEROS DE ATOMOS Y DE LAS RELACIONES CORRESPONDIENTES

|                                                                        | 14     | 68     | 15     | 16     | 17     | 19     | 20 a   | 20 b   | 49 a   | 49 b   | 50     | 37     | 40     | 39     | 43     |
|------------------------------------------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Número total de átomos                                                 | 310,00 | 317,54 | 315,86 | 318,79 | 317,22 | 312,45 | 316,48 | 315,45 | 316,79 | 315,49 | 316,76 | 310,86 | 316,80 | 313,34 | 313,89 |
| Número de átomos de oxígeno                                            | 198,63 | 199,94 | 198,71 | 200,77 | 199,99 | 196,93 | 203,38 | 207,27 | 201,82 | 200,64 | 201,02 | 194,50 | 197,32 | 195,90 | 202,07 |
| Núm. de átomos menos de oxig.                                          | 111,37 | 117,70 | 117,15 | 118,02 | 117,23 | 115,52 | 113,10 | 108,18 | 114,97 | 114,85 | 115,74 | 116,33 | 116,48 | 117,40 | 111,82 |
| R = $\frac{\text{N}^\circ \text{ de O}}{\text{N}^\circ \text{ total}}$ | 0,641  | 0,629  | 0,629  | 0,629  | 0,630  | 0,630  | 0,642  | 0,657  | 0,637  | 0,636  | 0,634  | 0,625  | 0,629  | 0,657  | 0,642  |
| Peso corresp. a 100 moléc.                                             | 6,47   | 6,56   | 6,32   | 6,54   | 6,51   | 6,44   | 6,50   | 6,47   | 6,49   | 6,45   | 6,47   | 6,47   | 6,53   | 6,53   | 6,42   |
| R = $\frac{\text{N}^\circ \text{ total}}{\text{peso 100 moléc.}}$      | 47,91  | 48,42  | 49,98  | 48,74  | 48,73  | 48,52  | 48,69  | 48,72  | 48,81  | 48,84  | 48,96  | 48,04  | 48,05  | 47,98  | 48,89  |

Cuadro VI

NUMERO DE ATOMOS PARA LOS DIFERENTES ELEMENTOS

|          |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si       | 79,79 | 79,23 | 80,53 | 80,06 | 79,70 | 80,76 | 85,72 | 84,57 | 83,51 | 83,86 | 83,62 | 75,81 | 77,16 | 72,07 | 82,43 |
| Al       | 16,66 | 19,24 | 16,76 | 19,02 | 19,66 | 16,72 | 15,76 | 16,14 | 18,06 | 16,52 | 16,36 | 18,42 | 20,18 | 23,32 | 19,96 |
| Fe+++    | 1,82  | 1,84  | 1,42  | 1,70  | 0,60  | 0,02  | 1,68  | 1,28  | 0,26  | 0,26  | 1,04  | 0,38  | 0,26  | 0,78  | 0,38  |
| Fe++     | 0,52  | 0,39  | 0,52  | 0,33  | 0,91  | 2,14  | 0,26  | 0,45  | 0,98  | 0,97  | 0,38  | 2,79  | 2,64  | 2,84  | 0,52  |
| Fe total | 2,34  | 2,43  | 1,94  | 2,03  | 1,51  | 2,16  | 1,94  | 1,73  | 1,24  | 1,23  | 1,42  | 3,17  | 2,90  | 3,62  | 0,90  |
| Mg       | —     | 0,53  | —     | 0,52  | 0,40  | 0,25  | 0,65  | 0,97  | 0,13  | 0,19  | 0,13  | 2,14  | 0,59  | 1,84  | 1,29  |
| Ca       | 2,16  | 1,45  | 1,80  | 1,38  | 1,70  | 0,98  | 0,71  | 0,52  | 0,39  | 0,13  | 0,13  | 2,77  | 2,57  | 5,27  | 3,94  |
| Na       | 12,76 | 10,16 | 12,48 | 11,02 | 10,40 | 10,12 | 3,50  | 4,62  | 6,80  | 7,50  | 10,80 | 9,34  | 7,66  | 9,22  | 2,46  |
| K        | 3,54  | 4,88  | 3,64  | 3,66  | 3,80  | 4,92  | 4,82  | 4,90  | 4,84  | 5,42  | 3,48  | 4,66  | 5,42  | 2,10  | 1,57  |

CUADRO VII

PROMEDIOS DEL VALOR DE LOS NUMEROS DE ATOMOS  
Y SUS RELACIONES CORRESPONDIENTES

|                                                                            | <i>Ladera</i> | <i>Cumbre</i> | <i>Adame-<br/>rita</i> | <i>Migma-<br/>rita</i> | <i>Base</i> | <i>Ladera<br/>+<br/>Cumbre</i> |
|----------------------------------------------------------------------------|---------------|---------------|------------------------|------------------------|-------------|--------------------------------|
| Número total de átomos                                                     | 315,50        | 315,57        | 312,31                 | 316,61                 | 312,96      | 315,53                         |
| Número de átomos de O                                                      | 199,61        | 201,84        | 190,91                 | 198,09                 | 194,95      | 200,72                         |
| Núm. de átomos (men. O)                                                    | 116,16        | 113,73        | 116,33                 | 119,63                 | 117,98      | 114,94                         |
| $R = \frac{\text{N}^{\circ} \text{ de O}}{\text{N}^{\circ} \text{ total}}$ | 0,632         | 0,639         | 0,627                  | 0,649                  | 0,638       | 0,635                          |
| Peso correspond a 100 moléculas                                            | 6,47          | 6,47          | 6,50                   | 6,47                   | 6,48        | 6,47                           |
| $R' = \frac{\text{N}^{\circ} \text{ total}}{\text{peso 100 m.}}$           | 48,72         | 48,76         | 48,04                  | 48,43                  | 48,23       | 48,74                          |
|                                                                            | Parciales     |               |                        |                        | Totales     |                                |

CUADRO VIII

PROMEDIOS DE NUMEROS DE ATOMOS PARA LOS  
DIFERENTES ELEMENTOS

|          | <i>Ladera</i> | <i>Cumbre</i> | <i>Adame-<br/>rita</i> | <i>Migma-<br/>rita</i> | <i>Base</i> | <i>Ladera<br/>+<br/>Cumbre</i> |
|----------|---------------|---------------|------------------------|------------------------|-------------|--------------------------------|
| Si       | 80,11         | 83,67         | 76,48                  | 77,25                  | 76,86       | 81,89                          |
| Al       | 18,01         | 16,59         | 19,29                  | 21,49                  | 20,29       | 17,30                          |
| Fe+++    | 1,23          | 0,76          | 0,32                   | 0,58                   | 0,45        | 0,99                           |
| Fe++     | 0,83          | 0,86          | 2,71                   | 1,68                   | 2,19        | 0,84                           |
| Fe total | 2,07          | 1,62          | 3,03                   | 2,26                   | 2,65        | 1,84                           |
| Mg       | 0,25          | 0,39          | 1,36                   | 1,56                   | 1,46        | 0,32                           |
| Ca       | 1,58          | 0,48          | 2,67                   | 4,60                   | 3,64        | 1,03                           |
| Na       | 11,32         | 7,19          | 8,50                   | 5,84                   | 7,17        | 9,25                           |
| K        | 4,07          | 4,73          | 5,04                   | 1,82                   | 3,43        | 4,40                           |
|          | Parciales     |               |                        |                        | Totales     |                                |

CUADRO IX

| VALORES DE NIGLI |        |                |       |       |       |      |                 |     |                  | SISTEMA DE LACROIX |            |             |
|------------------|--------|----------------|-------|-------|-------|------|-----------------|-----|------------------|--------------------|------------|-------------|
| Parámetros       |        |                |       |       |       |      |                 |     |                  | Parámetros         | or<br>plag | an<br>ab+an |
| C. I. P. W.      |        |                |       |       |       |      |                 |     |                  |                    |            |             |
| si               | al     | f <sub>m</sub> | c     | alk   | k     | mg   | $\frac{c}{f_m}$ |     |                  |                    |            |             |
| 14               | 375,30 | 39,22          | 11,49 | 10,21 | 39,07 | ,168 | —               | ,89 | I'.4.2'.4.       | ,21                | 23,81      |             |
| 15               | 422,38 | 42,27          | 7,74  | 9,32  | 40,66 | ,228 | —               | 1,2 | I'.4.2'.4.       | ,30                | 22,58      |             |
| 16               | 381,27 | 45,33          | 12,73 | 6,68  | 35,25 | ,251 | ,208            | ,52 | I'.4.2'.4.       | ,31                | 20,00      |             |
| 68               | 368,82 | 44,80          | 13,19 | 6,81  | 35,16 | ,328 | ,116            | ,51 | I'.4.2'.4.       | ,39                | 22,22      |             |
| 17               | 381,50 | 47,62          | 10,90 | 8,19  | 33,88 | ,266 | ,185            | ,75 | I'.4'.2'.4.      | ,32                | 24,34      |             |
| 19               | 412,56 | 41,63          | 14,88 | 5,09  | 38,39 | ,329 | ,088            | ,34 | I'.4.1.4.        | ,48                | 16,12      |             |
| 20a              | 551,26 | 51,00          | 17,27 | 4,62  | 27,10 | ,573 | ,243            | ,32 | I'.3.(1)2'.3.    | 1,19               | 29,11      |             |
| 20b              | 520,41 | 49,86          | 16,64 | 3,13  | 29,72 | ,505 | ,355            | ,19 | I'.3.1(2)'.3.    | 1,00               | 18,18      |             |
| 49a              | 496,58 | 53,81          | 8,75  | 2,57  | 34,86 | ,418 | ,142            | ,29 | I'.3.1.3.        | ,71                | 10,34      |             |
| 49b              | 512,84 | 50,65          | 8,98  | 0,86  | 39,58 | ,418 | ,118            | ,09 | I'.3.1.3.        | ,75                | 3,33       |             |
| 50               | 491,34 | 48,28          | 9,48  | 1,02  | 41,41 | ,246 | 0,90            | ,11 | I'.3.1.3.        | ,34                | 2,38       |             |
| 27               | 311,23 | 38,12          | 21,91 | 11,20 | 28,75 | ,409 | ,335            | ,51 | I(II)'.4.2'.4.   | ,42                | 36,22      |             |
| 40               | 336,75 | 44,26          | 15,74 | 11,36 | 28,63 | ,409 | ,173            | ,72 | I'.4.2'.3.       | ,53                | 40,20      |             |
| 39               | 256,55 | 41,38          | 19,49 | 18,82 | 20,29 | ,192 | ,336            | ,96 | I'.4.2'.4.       | ,15                | 53,33      |             |
| 43               | 452,44 | 58,22          | 12,50 | 21,90 | 12,36 | ,444 | ,577            | 1,7 | I'.3'.4.3(4)'.4. | ,30                | 76,25      |             |



CUADRO XI

P R O M E D I O S

| N O R M A              |          |          |             |         |          |
|------------------------|----------|----------|-------------|---------|----------|
|                        | 14 a 17  | 19 a 50  | 14 a 50     | 19 a 50 | 37 + 40  |
| Q                      | 28,49    | 42,64    | 35,56       | 49,60   | 324,00   |
| C                      | 0,77     | 2,96     | 1,86        | 49,20   | 41,19    |
| or                     | 15,90    | 20,29    | 18,09       | 12,85   | 18,82    |
| ab                     | 46,32    | 39,08    | 37,70       | 5,56    | 11,28    |
| an                     | 4,17     | 1,80     | 2,99        | 35,98   | 28,69    |
|                        |          |          |             | 415     | 409      |
|                        |          |          |             | 73      | 254      |
|                        |          |          |             | 23      | 61       |
| si                     | 325,86   |          |             |         |          |
| al                     | 43,73    |          |             |         |          |
| fm                     | 11,21    |          |             |         |          |
| c                      | 8,24     |          |             |         |          |
| alk                    | 36,80    |          |             |         |          |
| k                      | 248      |          |             |         |          |
| mg                     | 102      |          |             |         |          |
| c                      | 75       |          |             |         |          |
| fm                     |          |          |             |         |          |
| Parámetros C. I. P. W. | 1.4.2.4. | 1.3.1.3. | 1.3(4).1.4. |         | 1.4.2.4. |

Valores de Nigelli

| Sistema Lacroix |          |             |                 |             |         |
|-----------------|----------|-------------|-----------------|-------------|---------|
|                 | 1.4.2.4. | 1.3.1.3(4). | 1.3(4). (1)2.4. | 1.4.2.(3)4. |         |
| or              |          |             |                 |             |         |
| plag.           | 31       | 74          | 52              |             | 47      |
| an              |          |             |                 |             |         |
| ab + an         | 22,59    | 13,24       | 17,91           |             | 38,56   |
| Parciales       |          |             |                 |             | Totales |

#### COMPOSICION QUIMICA DE LAS LEPTINITAS

Según Rinne (18) es la de un granito rico en sílice, la que llega a 70 %. En las rocas del Tandileofú se tienen valores que llegan hasta 78,80 %, arrojando las de la cumbre 78 % de promedio y 73,50 % las de la ladera. Hay por lo tanto una notable riqueza en sílice que puede deberse tanto a enriquecimiento posterior, como ser de carácter primario.

Para contestar a esto comparemos el promedio de la composición centesimal en peso de las rocas tal como figuran agrupadas en el Cuadro III. Hay mayor riqueza en sílice —4,07 %— y en álcalis —1,40 %— de las leptinitas con respecto a las macizas de la base, y en cuanto a los álcalis para el  $\text{Na}_2\text{O}$  es 0,91% y para el  $\text{K}_2\text{O}$ , 0,49 %. Las diferencias entre las de la cumbre y las de la ladera, sugieren una distinta composición mineral de los bancos sedimentarios los que reaccionaron de distinto modo frente al metasomatismo. Se sabe que las cuarcitas puras son muy resistentes a dicho proceso. Las rocas de la cumbre fueron más ricas en sílice, las otras en calcomagnesianos. Con respecto a esto se tiene como promedio en peso, para las primeras 0,71 %, para las segundas 1,64 %; en la composición centesimal molecular 0,77 % y 1,86 %; y 0,78 % y 1,93 % en números de átomos (Mg, Ca) respectivamente.

En este cálculo he incluido a la muestra N° 19 entre las de la cumbre por cuanto, si bien presenta algunos caracteres comunes a ambos grupos, se acerca más a aquélla. Si la comprendemos entre las de la ladera, como lo hice para unos cálculos, tenemos valores 1,54 % y 0,62 % respectivamente. Esto viene a corroborar lo que he expresado sobre ciertos caracteres comunes de dicha muestra, entre los dos grupos mayores.

Según Tyrrell, las leptinitas tienen composición química similar a la de un granito y a las de las areniscas feldespáticas.

#### CLASIFICACION DE LAS ROCAS DE LAS LADERAS Y DE LA CUMBRE DEL CERRO TANDILEOFU

Como ya dije, considero que las rocas en estudio son el resultado de metasomatismo de rocas areniscosas. Las cuarcitas de la Serie de La Tinta son el resultado de metamorfismo de areniscas puramente cuarzosas, pero las de Tandil lo son de cuarzo-feldespáticas que pasaron a arcóscicas. Ahora bien, las de este carácter petrográfico res-  
cristalizan constituyendo *leptinitas*. Estas, según la definición de

Con la migmatización se llega a una roca ideal —granito— compuesta por minerales estables, con la destrucción de los metaestables como las plagioclasas y la formación de microclina y cuarzo.

La textura corresponde a la de las leptinitas por la particular disposición de los mafitos y del cuarzo, y por los signos de cataclasis.

Para Jung y Roques, las arcosas macizas recrystalizan en leptinitas desprovistas de esquitosidad. Es lo que Tyrrell comprende como "granular o equigranular". En las rocas del Tandileofú se nota en algunas una ligera orientación.

Considero que las leptinitas de este cerro son las representantes en Tandil de las cuarcitas de la Serie de La Tinta, y como tales pertenecen a una formación, por eso las clasifico como leptinitas.

#### PROCESOS GENETICOS DE LOS CERROS

De acuerdo con lo expresado sobre la morfología, la estructura y la petrografía de los cerros Albión y Tandileofú, considero que los acontecimientos que dieron lugar a su formación fueron los siguientes:

En tiempos precarboníferos, sobre el basamento peneplanizado que constituía la plataforma submarina, se depositaron psammitas y limolitas que se asentaron sobre las capas casi verticales de aquél formando parte de la Serie de la Tinta que si contó de todos su elementos característicos, no me resultó posible constatarlo. Esa deposición se produjo, en Tandil, en un ambiente cercano de la costa por cuanto hay abundancia de minerales de poca resistencia al transporte prolongado: los feldespatos, cuyo peso específico es cercano al del cuarzo. Puede suponerse que ese sector correspondió a un lóbulo de la costa de Brasilia.

Las arenas fueron cementadas por sílice coloidal cargadas de sales de hierro la que rellenó las oquedades y revistió los gránulos; a esto fue en gran parte contemporáneo un proceso que fracturó feldespatos y cuarzo algunas de cuyas heridas fueron cerradas primeramente por ópalo amarillo-herrumbroso y más tarde por cuarzo. Ese proceso corresponde a intrusiones magmáticas (que se repitieron en el tiempo) que dieron génesis a un lacolito interformacional entre el basamento y las sedimentitas por ser ese un plano de contacto de debilidad y fácil separación entre aquellas rocas. Las capas areniscas se abovedaron, se formaron los filones y se inició un proceso de metasomatismo que originó las leptinitas en todas sus variedades de acuerdo con el grado de evolución del fenómeno. A esto se sumó

con posterioridad el aporte procedente del pequeño stock adamellítico el que, al injectarse, cortó a las migmatitas formadas por el primer proceso de metasomatismo en el cerro Tandileofú.

# GENESIS DE LOS CERROS ALBIÓN Y TANDILEOFÚ

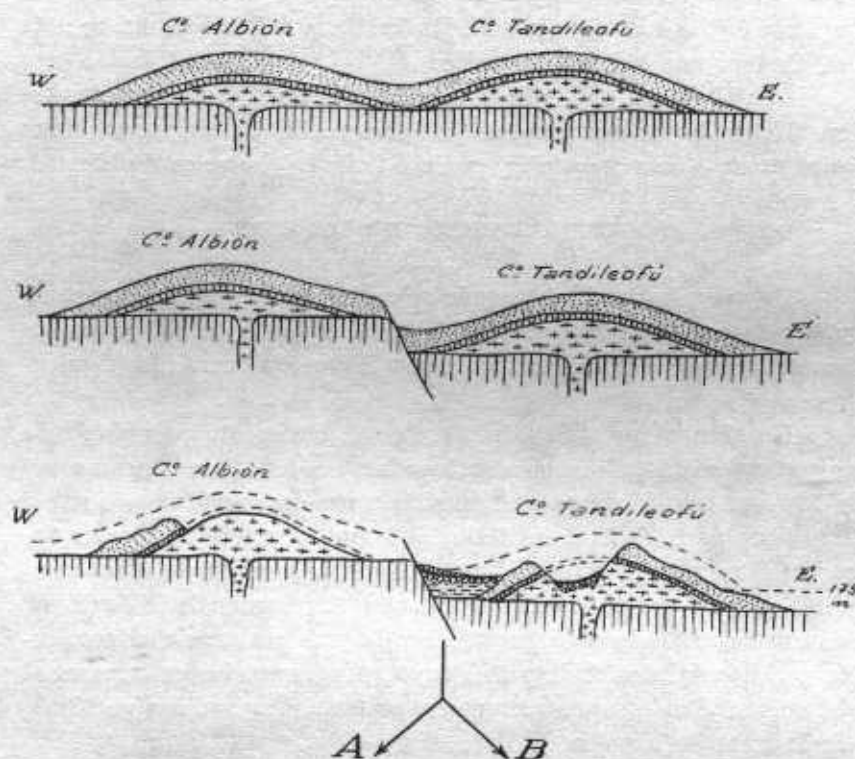


Fig. 27 a. - Génesis de los cerros Albión y Tandileofú.

Las intrusiones no se produjeron a gran profundidad, lo que conduce a incluirlas en el tipo de *subvolcán*, o de *lacolito*, cuya forma no me ha sido posible determinar a causa de lo reducido de los afloramientos de contacto.

Dije que aquellas intrusiones se repitieron en el tiempo por cuanto sobre el frente sur de la cantera la adamellita corta discordantemente a la migmatita (17, fig. 3), hecho que no es único sino que es dado observarlo al W de ésta; además y siempre al W de dicho contacto, hay agmatitas típicas lo que puede indicar una formación del techo, así como epibolitas. La estrecha asociación de estos

tipos de roca en un mismo yacimiento conduce a clasificarlas entre las migmatitas heterogéneas y por la composición química, como ortosiplagioclásicas.

Hacia el E de la adamellita la migmatita alterada ha dado origen a la "cantera" de arena. No he hallado el contacto entre ambas y por lo tanto el límite oriental de tal intrusión magmática.

Además de estas rocas, el cerro Tandileofú posee como característica una roca filoneana, la tandileofita, cuyo origen magmático he demostrado con anterioridad (15, 16). Forma en el frente sur filones y diques en la migmatita, en la que a veces mantea, en la leptita en la que es dado hallarla en los escalones superiores (fig. 6) formando diques de hasta 5m. de potencia. En la cantera con frente al Norte presenta afloramientos muy interesantes y que ya describí someramente (17). En el W hay un filón que buza  $45^{\circ}\text{E}$ , luego una gran masa que descansa sobre migmatita según una superficie de contacto irregular, y ondulada, mientras que hacia arriba, en unas partes está debajo de la leptita en contacto directo y neto con ésta, en otras aflora en la ladera del cerro a causa de la erosión.

Hacia el E del filón (b), del que extraje la muestra N<sup>o</sup> 34, hay otra gran masa de tandileofita con xenolitos de migmatita. La parte superior aflora y se hunde debajo de los sedimentos de la hondonada que se inicia en la cima al sur del peldaño que forma la cumbre del cerro, la parte inferior se hunde debajo del piso de la cantera. La explotación de la cantera ha abierto en ella un frente en arco que mira al W.

El contacto con la migmatita de la caja es neto y hasta anguloso, no sólo sino que pareciera que ésta hubiese presionado a la roca filoneana; hecho que no se nota en los otros afloramientos del frente norte.

Las rocas de estas dos grandes masas no se derramaron sobre la superficie.

No he observado en ningún caso signos de desplazamientos de la roca de la caja de filones y diques. Estos tienen rumbo N—S y la casi totalidad son aproximadamente verticales.

Pero dejo asentado el hecho de que se hallan emplazados en la zona del plano axial de los arcos y de la cantera. El filón que buza  $45^{\circ}\text{E}$  aflora en un arco truncado sobre la ladera oriental del valle tectónico, es decir, que los cabezos miran hacia el C<sup>o</sup> Redondo.

Esta disposición de las rocas filoneanas responde a su asociación con el lacolito. Su formación no fue sincinemática por cuanto en este caso se habrían emplazado en las grietas radiales de la bóve-

domos; los elementos de juicio son, por ahora, la estructura de los cerros La Movediza, Los Leones y Noceti.

Utilizó provisoriamente la terminología de Tapia: Consta el primero de dos elementos, el de la base "diorita aplastada" y el de la cumbre "diorita normal". La primera por su esquistosidad corresponde a la del basamento que he descripto para el conjunto Albion-Las Animas con el que coincide tanto en el rumbo, W-E, como en el buzamiento casi vertical; en cuanto a la "diorita normal", posee ésta fenocristales orientados N 125° y coincide este valor con el de los *schlieren* y los fenocristales de microclina del granito del frente superior de explotación de la cantera del cerro Los Leones N 115°, cerro situado al W de la ciudad de Tandil.

De acuerdo con estudios realizados por Teruggi en el cerro Noceti (ubicado al W de la ciudad y al SE del de La Movediza) el rumbo de la esquistosidad de las rocas que lo constituyen (tonalitas en general) es, a grandes rasgos W-E con desviaciones máximas de 10°, el buzamiento es cercano a la vertical. Los fenocristales y los filones llevan la misma orientación, divergiendo en esto de los valores arrojados por los otros cerros citados.

De éstas y otras observaciones, y especialmente por los tipos de rocas aflorantes, granitos, dioritas cuarcíferas, granodioritas, adamellitas, etc., de texturas variadas, algunas porfíricas, otras granudas uniformes podría deducirse que se habrían producido unas intrusiones en otras.

El hecho de no aflorar un solo tipo de roca excluiría la existencia de una única masa magmática. Sin embargo, según Eskola, el granito primitivo por ejemplo, forma plutones a menudo diferenciados en granodioritas, dioritas cuarcíferas, etc., habiéndose producido intrusiones del tipo de los diapíros. Pero de tratarse de una masa magmática única, ella se ensancharía en profundidad; esto no se ha comprobado para Tandil, por lo contrario, todo hace sugerir que debe excluirse tal posibilidad. En contraposición a esta afirmación son numerosas las observaciones (1, 2, 3) de intrusiones horizontales y de estructuras de mantos (tectónica errante o tectónica de intrusión de Suess) en cuyos casos se trata de claras intrusiones sincinemáticas. Si los domos de Tandil responden a este tipo, deberá admitirse que las intrusiones emanaron de un ciclo orogénico y que luego fueron removilizadas y elevadas bajo aquella morfología por un ciclo posterior. Basándome sobre la estructura de los cerros en estudio creo admisible que algunos de ellos respondan a un pequeño cuerpo intrusivo que formó un arco pequeño propio, co-

mo una unidad dinámica independiente que se abrió paso a través del basamento emplazándose debajo de las hoy rocas leptíticas.

Pero aún si se quisiese admitir que ellos representan una unidad estructural, que para el caso del área abarcada por los cerros de Tandil fue grande, siguiendo a Balek (1) podemos considerar que abarque varias unidades más pequeñas.

En cuanto al hecho que no todas las rocas de los cerros presentan estructura fluidal denunciada por los fenoeristales, esto da lugar a tres interpretaciones: a) que sólo la presente una parte de la intrusión; b) que ello dependa del nivel alcanzado por la erosión; c) que ellos representen sucesivas intrusiones que podrían ser sintectónicas y posttectónicas. Este es un problema sumamente interesante y a resolverse.

Si se considera a un techo en forma de arco como una evidencia de expansión hacia arriba de un núcleo de carácter lacolítico, los cerros Albión y Tandileofú corresponden cada uno a un pequeño arco con inyecciones independientes.

Schiller (19), atribuye al carbonífero las intrusiones magmáticas; Harrington, sobre la base de hallazgo de *Spiriferina* (*Spiriferellina*) *campestris* White enmen. Girty en la dolomita de Sierra Baya, considera que toda la Serie de La Tinta pertenece a dicho período. De acuerdo con esto, la génesis de los cerros dómicos y de las leptitas es posterior a dicha Serie y deberá excluirse a las rocas magmáticas como elemento constitutivo del "basamento". Sin embargo, hay un hecho que deberá tenerse en cuenta: la presencia de ópalo como cemento, lo que no condice con una edad tan temprana como es, para este caso, la carbonífera.

Además de los factores expuestos, intervinieron en el plio-pleistoceno fenómenos de carácter tectónico que influyeron sobre el domo dislocándolo y aumentando el alcance de las diaclasas verticales de rumbo W-E, aproximado.

Primeramente se formaron las fallas fundamentales del Sistema a las que ya hice referencia, de NW a SE y de SW a NE. Estas últimas se produjeron preferentemente entre las intrusiones lacolíticas por cuanto representaron zonas de mayor debilidad por la ausencia de las rocas plutónicas, lo que dio lugar a que se aislaran dichas intrusiones. A juzgar por el rumbo de las fallas que cortan a 45° el de la esquistosidad de las rocas del basamento, se las podría considerar provocadas por el plegamiento de Ventania pero recién entre el plioceno superior y el pleistoceno inferior ellas fueron elevadas juntamente con las rocas de la cubierta ya arqueadas.

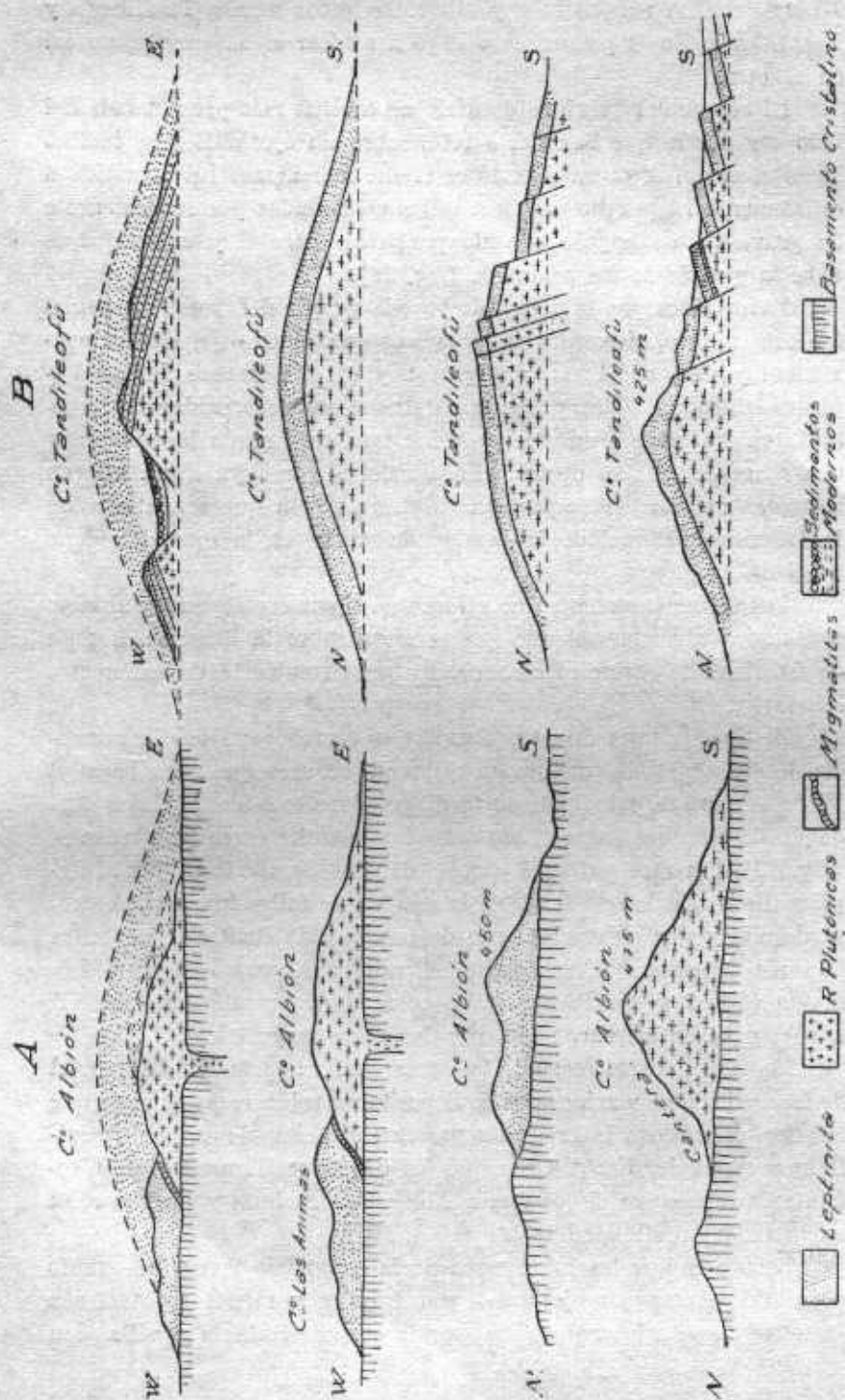


Fig. 27 b. - Génesis de los cerros Albión y Tandileofú.

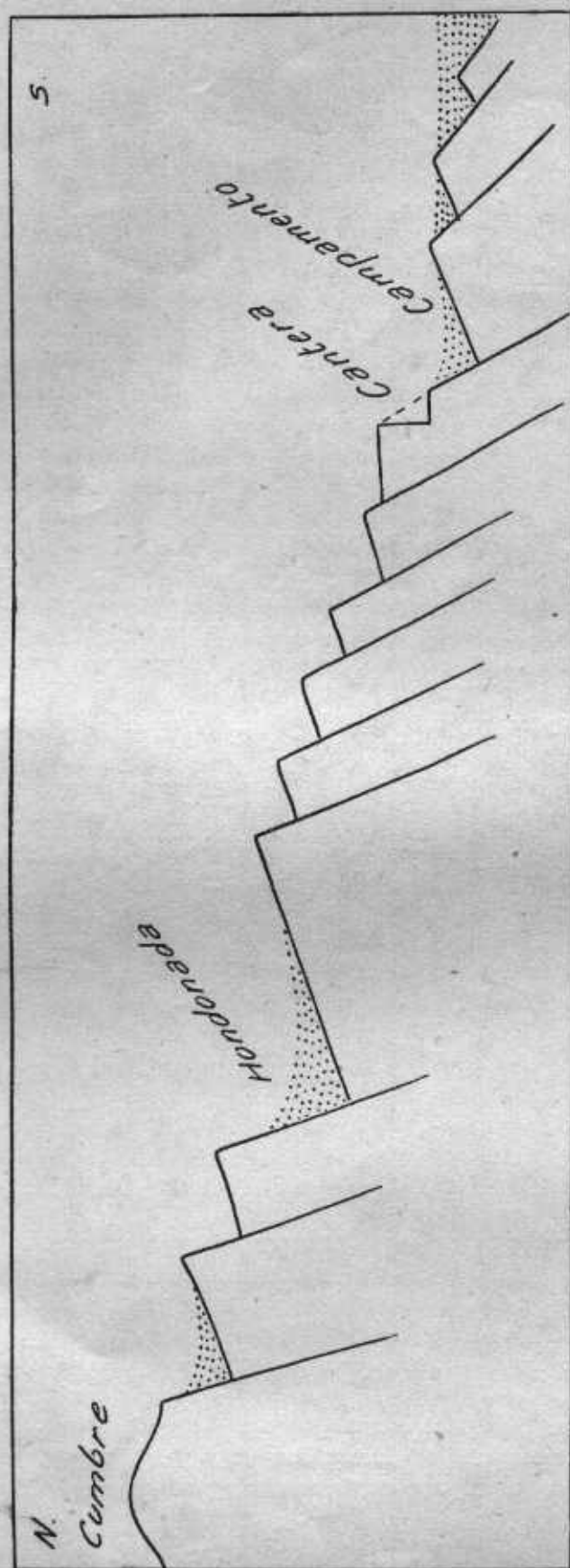


Fig. 28. - Peldaños del frente sur del Cº Tandilcofú

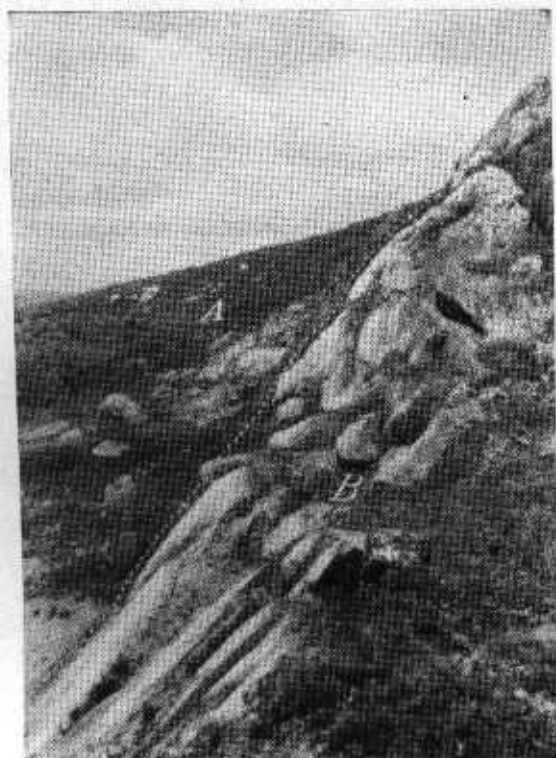


Fig. 29. - Plano de falla en un peldaño del Cº Tandileofú.  
A) huella en plano inclinado; B) contrahuella con  
rocas alteradas.

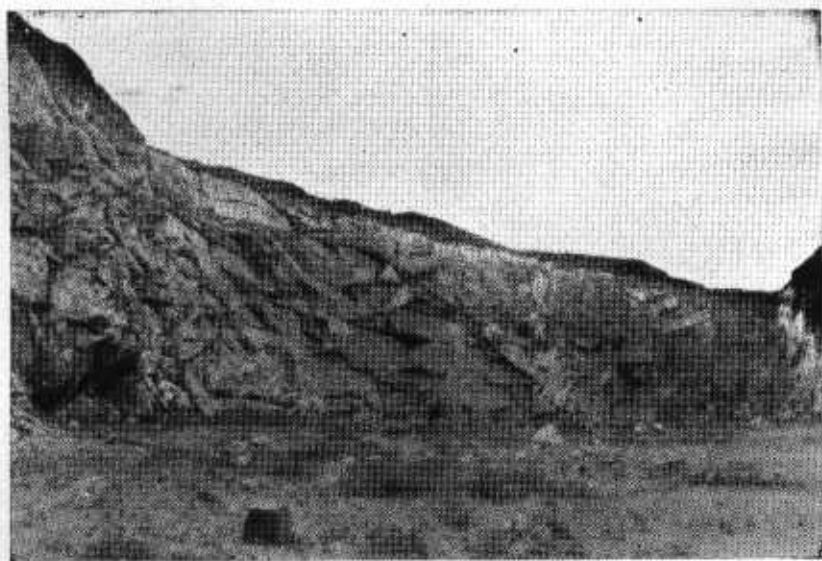


Fig. 30. - Falla directa en el frente principal de la cantera "San Luis".

lugar a deslizamientos por la formación de grietas de tensión (o diaclasas horizontales) las que forman un ángulo recto con respecto a dicha fuerza. La interpretación más aceptada de la génesis de tales diaclasas es la que las considera como resultado de extensión; sólo se forman cuando las masas rocosas pueden deslizarse libremente, y más fácilmente cuando la roca plutónica corresponde a ápices de macizos, domos grandes, lacolitos, etc. En el Tandileofú tanto las diaclasas horizontales (o de tensión) como las verticales (o longitudinales) se originan por *stress* predominantemente vertical.

La disposición de las leptitas en bancos paralelos debería interpretarse como primaria en el caso que las rocas areniscosas hubiesen conservado tal carácter que no he notado, porque el metasomatismo lo ha borrado o bien porque el revestimiento de alteración y de líquenes impide su visualización. Sin embargo, creo que la disposición en bancos es el resultado de *stress* vertical pues las diaclasas son abiertas o entreabiertas y es sabido que las areniscas se rompen fácilmente cuando se las fuerza a curvarse.

Si las leptitas fueron rocas areniscosas, ellas representaron un elemento de cubierta de peso específico inferior al de la adamellita por lo que no ofrecieron mayor resistencia al empuje que las arqueó.

Aún admitiendo que fueron rocas magmáticas en la estricta acepción del concepto, pudieron comportarse de igual modo puesto que el P.e. promedio de las rocas del lacolito es 2,67 el de las leptitas 2,62 (promedio entre el de la cumbre, 2,60 y de los peldaños, 2,64). Admitido el estado de fusión en que se hallaba la roca que generó el lacolito, la diferencia entre los valores 2,67 y 2,62 es suficiente para atribuirle acción de abovedamiento de rocas que pudieron haber tenido P.e. menor a juzgar por la composición actual.

La reducida distancia entre Salto de Piedra y el Cº Redondo nos permite suponer para la roca del basamento del Tandileofú similitud con la del Albión-Las Animas. En estas condiciones, siendo 2,78 el P.e. de las rocas del zócalo y 2,62 el de las leptitas se explica que las magmáticas (2,67) se hayan inyectado en el plano de contacto entre aquéllas.

Los fenómenos diastróficos tuvieron un alcance de trascendencia aún mayor sobre el relieve de la región. El arroyo Tandileofú corre entre los cerros Albión y Tandileofú según una de las líneas directrices de Tandilia (fig. 1), SW-NE. Admitido que ambos domos se hayan generado por lacolitos independientes, la falta de afloramiento de las rocas que también han de constituir el zócalo del

Tandileofú, debe interpretarse como el resultado de un movimiento diferencial a lo largo de aquella línea directriz, elevándose más el labio occidental con lo que alcanzó a aflorar dicho elemento estructural. Considero que también el Cº Albión puede haberse formado por inyección lacolítica entre el basamento que aflora, y las rocas arenicasas —sector NW, Cº Las Animas— éstas posiblemente a causa de un mayor levantamiento fueron más activamente erosionadas, por eso faltan en el sector SE (Cº Albión) donde aflora casi exclusivamente la roca del lacolito. Sin dudas aún el Albión fue sometido a procesos de dislocación por fallas que deben localizarse en las líneas directrices que he indicado.

El hecho de no presentarse una clara manifestación de bancos en las rocas leptíticas podría ser el resultado del rumbo y alcance de las líneas de dislocación las que dirigieron la erosión hacia un modelado de morros y pasos; únicamente sobre la ladera izquierda del vallecito en V, que lleva un rumbo distinto, se elevan como imponentes bastiones.

Considero que también el Albión-Las Animas rotó sobre un eje W-E, pero no se generaron peldaños sino descenso del sector SE pues la morfología de esa ladera —grandioso y abrupto plano inclinado— sugiere tal interpretación; dicho sector se hallaría debajo de la cubierta sedimentaria hasta el arroyo Tandileofú.

Uno de los rasgos reveladores de domos es el avenamiento radial. ¿Lo presentan ambos cerros? En el Tandileofú-Redondo los escalones impiden tal comprobación en ese sector de la ladera meridional, sobre las otras considero que es evidente (figs. 1 y 2). Sobre los flancos del cerro se forman cursos torrenciales sólo durante el momento de las precipitaciones, en recorrido radiales. En el Cerro Albión-Las Animas, el avenamiento está casi exclusivamente regido por las líneas de dislocación SW-NE a que ya me he referido, por lo que si fue radial en algún momento, no es fácil establecerlo y sería muy arriesgado suponerlo basándome únicamente sobre el rumbo del arroyo que corre por el vallecito en V.

El único curso permanente en todo ese sector de Tandil, es el arroyo Tandileofú.

*En síntesis:* Por los rasgos descriptos creo que el cerro Tandileofú es un domo resultado de más de una inyección de tipo lacolítico interformacional cubierto por leptitas a las que ha arqueado, que tiene un basamento que ha de hallarse en profundidad, que de no haberse producido el hundimiento de la dovela entre el Redondo y aquí, y

lugar a deslizamientos por la formación de grietas de tensión (o diaclasas horizontales) las que forman un ángulo recto con respecto a dicha fuerza. La interpretación más aceptada de la génesis de tales diaclasas es la que las considera como resultado de extensión; sólo se forman cuando las masas rocosas pueden deslizarse libremente, y más fácilmente cuando la roca plutónica corresponde a ápices de macizos, domos grandes, lacolitos, etc. En el Tandileofú tanto las diaclasas horizontales (o de tensión) como las verticales (o longitudinales) se originan por *stress* predominantemente vertical.

La disposición de las leptitas en bancos paralelos debería interpretarse como primaria en el caso que las rocas areniscosas hubiesen conservado tal carácter que no he notado, porque el metasomatismo lo ha borrado o bien porque el revestimiento de alteración y de líquenes impide su visualización. Sin embargo, creo que la disposición en bancos es el resultado de *stress* vertical pues las diaclasas son abiertas o entreabiertas y es sabido que las areniscas se rompen fácilmente cuando se las fuerza a curvarse.

Si las leptitas fueron rocas areniscosas, ellas representaron un elemento de cubierta de peso específico inferior al de la adamellita por lo que no ofrecieron mayor resistencia al empuje que las arqueó.

Aún admitiendo que fueron rocas magmáticas en la estricta acepción del concepto, pudieron comportarse de igual modo puesto que el P.e. promedio de las rocas del lacolito es 2,67 el de las leptitas 2,62 (promedio entre el de la cumbre, 2,60 y de los peldaños, 2,64). Admitido el estado de fusión en que se hallaba la roca que generó el lacolito, la diferencia entre los valores 2,67 y 2,62 es suficiente para atribuirle acción de abovedamiento de rocas que pudieron haber tenido P.e. menor a juzgar por la composición actual.

La reducida distancia entre Salto de Piedra y el Cº Redondo nos permite suponer para la roca del basamento del Tandileofú similitud con la del Albión-Las Animas. En estas condiciones, siendo 2,78 el P.e. de las rocas del zócalo y 2,62 el de las leptitas se explica que las magmáticas (2,67) se hayan inyectado en el plano de contacto entre aquéllas.

Los fenómenos diastróficos tuvieron un alcance de trascendencia aún mayor sobre el relieve de la región. El arroyo Tandileofú corre entre los cerros Albión y Tandileofú según una de las líneas directrices de Tandilia (fig. 1), SW-NE. Admitido que ambos domos se hayan generado por lacolitos independientes, la falta de afloramiento de las rocas que también han de constituir el zócalo del

el mayor descenso del peldaño del campamento, estaríamos frente a un domo cubierto.

Además, tenemos en Tandil uno de los elementos estratigráficos de la Serie de La Tinta.

*Pierina Pasotti*

Instituto de Fisiografía y Geología  
Rosario, octubre de 1957.

Lamentablemente este trabajo ya estaba en impresión cuando recibí las publicaciones del Prof. Pentti Eskola: "Postmagmatic potash metamorphism of granite" y "On the mineral facies of charnockites" que marcan nuevos rumbos en el campo del magmatismo y del metamorfismo en los que, desde hace unas décadas, se han desatado enconadas discusiones.

# BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

1. BALKE, L., *Structural behavior of igneous rocks*, 1948.
2. ESKOLA, P., *Around Pitkäranta*, Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Serie A, 1951.
3. ESKOLA, P., *A discussion of dome and granite and ores*. Extrait des Comptes Rendus de la Société Géologique de Finlande. N° XXV, 1952.
4. GUIMARÃES, D., *Ensténitização e o coneamento dos plagioclásios*. Bol. 2, Instituto de Tecnologia Industrial. Belo Horizonte, 1946.
5. GUIMARÃES, D., *La g n se des orthopyrox nes*. Bull. Soc. Géol. de France, 5  serie, T. XVIII, 1948.
6. GUIMARÃES, D., *Encore   propos de la g n se des orthopyrox nes*. Avulso N  11, Instituto de Tecnologia Industrial, Belo Horizonte, 1952.
7. HARRINGTON, H., *La  dad de la dolomita de Olavarría y la estructura de corrimiento de las Sierras Bayas*. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie). T. I. Geología N  6, Buenos Aires, 1940.
8. HEINRICH, E. W., *Microscopic petrography*, 1956.
9. JUNG, Jean et ROQUES, Maurice, *Introduction   l'étude  oneographique des formations crystallophylliennes*. Bull. du Service de la Carte Géologique de la France. N  235, T. L, 1952.
10. LAHKE, F., *Field Geology*, 1941.
11. LAPADU-HARGUES, P., *Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries crystallophylliennes*, Extrait du Bull. de la Soc. Géologique de France. T. XV, 1945.
12. LAPADU-HARGUES, P., *Les massifs de la Margeride et du Mont Lozere et leurs bordures*. Bull. Serv. Carte Géologique France. N  222, T. XLVI, 1947.
13. LAPADU-HARGUES, P., *Contributions aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme*. Extrait du Bull. de la Soc. Géologique de France. T. XIX, 1949.
14. NAGERA, J. J., *Tand a. Historia física de la Provincia de Buenos Aires*. T. I. Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación de la Universidad de La Plata. T. XXIV. La Plata, 1940.
15. PASOTTI, P., *Contribución a la petrografía y geología de la sierra de Tand l (Provincia de Buenos Aires)*. Tesis de reválida. Inédito, 1951.
16. PASOTTI, P., *Nota preliminar sobre la petrología de la cantera "San Luis" del cerro Tand leuf , Tand l (Provincia de Buenos Aires)*. Comptes Rendus de la VI Session de XIX Congr s Géologique International en Alger, 1952. Sección VI, págs. 153-161. Alger, 1953.
17. PASOTTI, P., *Sobre una roca adam ll tica del Cerro Tand leuf . Provincia de Buenos Aires*. Public. XLI del Instituto de Fisiografía y Geología. Rosario, 1954.

18. RINNE, F., *La science des Roches*, 1928.
19. SCHILLER, W., *Cobijaduras tectónicas en el Paleozoico de la Sierra La Tinta*. Notas del Museo de La Plata. T. III. Geología, Buenos Aires, 1938.
20. TAPIA, A., *Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas. Historia geológica de la región de La Brava en relación con la existencia del hombre prehistórico*. Dirección de Minas y Geología de la Nación. Bol. N° 43. Buenos Aires, 1937.
21. TERUGOI, M., *Contribución a la petrología del Partido a Tandil, el cerro Nocti (Provincia de Buenos Aires)*. Revista del Instituto N. de Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". Ciencias Geológicas. T. III. N° 1. Buenos Aires, 1951.
22. TYRRELL, G. W., *The principles of petrology. An introduction to the science of rocks*, 1929.
23. VILLAR FABRE, J. F., *Resumen geológico de la Hoja 23 Sierras del Azul (Provincia de Buenos Aires)*. Revista de la Asociación Geológica Argentina. T. X. Buenos Aires, 1955.
24. WEGMANN, E., *Les ordres de grandeur dans les phénomènes métasomatiques des roches*. Science de la Terre. Número fuera de serie. Nancy, 1955.
25. WILLIS, B. y WILLIS, R., *Geologic Structures*, 1934.