

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

RUBÉN J. CUCCHI, Análisis estructural de cuarcitas y granulitas bandeadas miloníticas de la Sierra de San Luis.....	135
EMILIO F. GONZÁLEZ DÍAZ, Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza),.....	151
BRUNO A. J. BALDIS, El Silúrico fosilífero de Gualilán (Provincia de San Juan).....	189

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1964

ANALISIS ESTRUCTURAL DE CUARCITAS Y GRANULITAS BANDEADAS MILONITICAS DE LA SIERRA DE SAN LUIS¹

POR RUBEN J. CUCCHI

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires

ABSTRACT

The structural petrology of a belt of mylonitic quartzites and granulites from Sierra de San Luis, Central Argentine, is studied.

The main structural features of granulites and quartzites are a well-developed planar structure and subvertical lineation. Where mylonization has been stronger the fabric shows a strong preferred orientation of quartz and sillimanite, showing orthorhombic symmetry. The maxima density values for quartz reach 27,5 % and for sillimanite, 40 %. The maxima lie within the foliation plane and coincide with the direction of tectonic transport as indicated by folding. In folds the maxima are less developed and quartz girdles are present with their axes parallel to the fold axis. The mesoscopic mineral lineation coincides with the direction of fold-axes. At a given locality, changes in lithology and grain-size do not affect the preferred orientation of quartz.

Near the southern end of the granulite-quartzite belt the effects of deformation are less evident, as the preferred orientation disappears or becomes less marked.

Summarizing the characteristics of tectonite fabric in the most intensely deformed part of the granulite belt:

- 1) Marked quartz-maxima I of the type found elsewhere in mylonites and some granulites, with densities up to 27,5 %.
- 2) Preferred orientation of the sillimanite *c* axis, which determines a *b* lineation.
- 3) Homogeneous, orthorhombic quartz and sillimanite subfabrics.
- 4) Predominance of homotactic fabrics; the orientation mechanism of quartz and sillimanite is related to syntectonic recrystallization.

RESUMEN

En el basamento cristalino de la Sierra de San Luis hay una faja de granulitas y cuarcitas, de rumbo NNE, en partes milonitizada, que contiene cuerpos intrusivos básicos.

Los caracteres estructurales más destacados de las granulitas y cuarcitas son su estructura planar bien desarrollada y lineación subvertical. Donde la milonización fue más intensa la fábrica posee una fuerte orientación preferida de cuarzo y sillimanita, con simetría ortorrómbica. Los valores de densidad máximos llegan en cuarzo al 27,5 % y en sillimanita al 40 %. Los máximos de los diagramas de orientación están ubicados en el plano de foliación y coinciden con la dirección de transporte tectónico. En las partes plegadas, la orientación es menos marcada; la fábrica consiste en anillos cuyos ejes son paralelos a los ejes de los pliegues, los cuales son subverticales. La lineación mineral mesoscópica es paralela a los ejes de los pliegues. En general, los cambios de litología y del tamaño de grano no influyen sobre la orientación preferida del cuarzo.

Hacia el extremo sud de la faja de granulitas y cuarcitas los efectos de la deformación son menos intensos y la orientación preferida desaparece o es más débil.

¹ Un resumen de este trabajo fue presentado en las II^{das} Jornadas Geológicas Argentinas, septiembre de 1963, Salta.

This One



WLR1-JS7-W1Y5

I. INTRODUCCION

A lo largo de la falda oriental de la sierra de San Luis, en su parte sur, se extiende una faja de esquistos metasomatizados de naturaleza granulítica, atribuidos generalmente al Precámbrico, señalada y en parte descrita por primera vez por González Bonorino (1962). En esta faja, cuyo rumbo es aproximadamente N 10° E, se encuentran emplazados una serie de cuerpos de norita hornbléndica (González Bonorino, 1962) ya citados por Gerth (1914) y más recientemente por Pastore (1952). Las rocas granulíticas han sido a su vez afectadas por deformación tectónica que se manifiesta en zonas miloníticas paralelas al rumbo general, además de repliegues generalmente de pequeña magnitud. Aunque casi toda la faja granulítica muestra señales de deformación milonítica, ésta se encuentra bien desarrollada solamente en un zona de unos 50 metros de ancho que pasa inmediatamente al oeste de los cuerpos de Virorco y Las Aguilas (González Bonorino, 1962). Hacia el sur, la milonización se manifiesta particularmente donde pasa por cuerpos de granulitas granitoides, rocas de color claro y composición aplítica que, en las partes milonizadas, presentan un carácter gnéisico muy marcado.

El objeto de este trabajo es conocer la fábrica de las rocas afectadas por la milonización y establecer, de ser posible, una correlación entre la microfábrica y las estructuras megascópicas y mesoscópicas asociadas.

Agradecimientos: Se desea dejar constancia del reconocimiento a las autoridades de la Dirección de Minería y Fomento Industrial de la provincia de San Luis por la ayuda material acordada. Se agradece especialmente al doctor F. González Bonorino por sus sugerencias en la interpretación de diversos problemas y por la lectura crítica del manuscrito.

II. METODOS DE TRABAJO

El análisis estructural se realizó mediante el mapeo en el terreno de las estructuras mesoscópicas —foliación, lineación y diaclasas—, y el estudio petrofábrico de cortes delgados orientados. De cada muestra se prepararon dos secciones, ambas perpendiculares a la estructura planar mesoscópica, una de ellas normal a la lineación y la otra paralela.

Los diagramas de orientación de cuarzo en su gran mayoría tienen 200 medidas de ejes ópticos sin seleccionar, 100 por cada sección; para sillimanita se midieron 50 individuos por corte, registrando en algunos casos X e Y del elipsoide óptico y en otros solamente Z. Todos los diagramas de orientación y los de estructuras mesoscópicas fueron confeccionados con una red equiareal de Schmidt, proyectándose sobre el hemisferio inferior de referencia y utilizándose contadores de puntos que representan el 1 % del área del plano de proyección. Solamente se tomaron en consideración aquellos elementos de fábrica que se repetían en ambas secciones de la muestra.

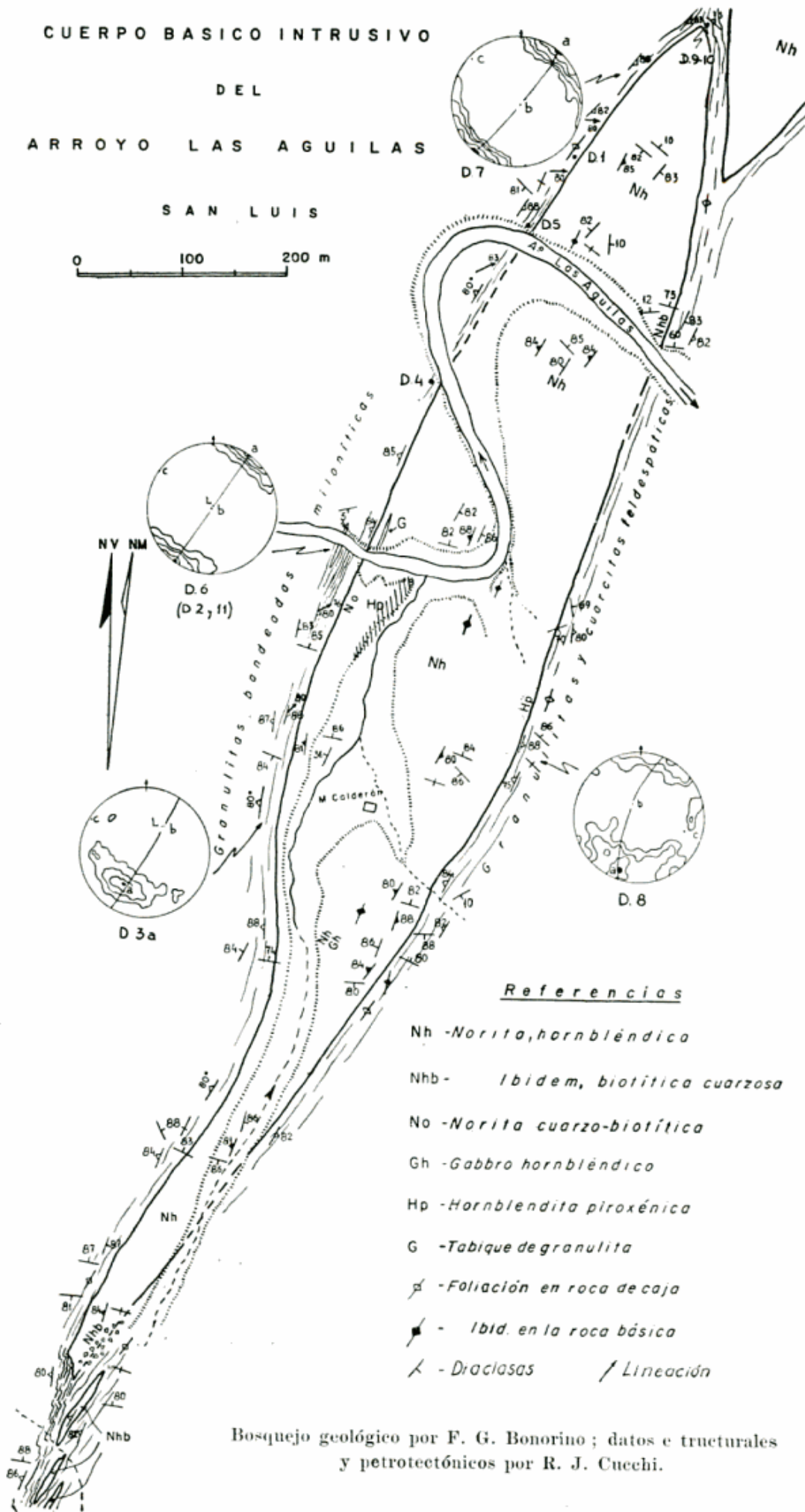
Para uniformar la presentación y facilitar la comparación de los diagramas de orientación de cuarzo y sillimanita, las medidas están representadas sobre un plano geográfico horizontal, donde se indican la posición del norte verdadero, de la superficie de estratificación o foliación (planos S), de la lineación y de los ejes de fábrica.

III. GEOLOGIA

La faja de granulitas y cuarcitas feldespáticas ha sido estudiada por González Bonorino (1962). La estratificación de estas rocas es esencialmente vertical y de rumbo general NNE. Las granulitas comprenden tipos ácidos y básicos, ambos de origen metasomático. Las primeras incluyen granulitas bandeadas

CUERPO BASICO INTRUSIVO
DEL
ARROYO LAS AGUILAS
SAN LUIS

0 100 200 m



Referencias

- Nh -Norita, hornbléndica
- Nhb - *ibidem*, biotítica cuarzoza
- No -Norita cuarzo-biotítica
- Gh -Gabbro hornbléndica
- Hp -Hornblendita piroxénica
- G -Tabique de granulita
- ∠ -Foliación en roca de caja
- ◆ - *ibid.* en la roca básica
- Λ -Diaclasas / Lineación

Bosquejo geológico por F. G. Bonorino ; datos e tructurales y petroectónicos por R. J. Cucchi.

de aspecto aplítico, y granulitas granitoides, débilmente foliadas, de composición granodiorítica, ricas en granate. Las granulitas básicas se encuentran principalmente en contigüidad a los cuerpos noríticos; en su constitución entran cuarzo, plagioclasa básica y ortopiroxeno. Intercaladas, especialmente con las granulitas ácidas, hay cuarcitas feldespáticas y cuarcitas micáceas.

Localidades estudiadas

El área estudiada con mayor detalle, ubicada 10 km al oeste del Embalse La Florida, pertenece a la roca de caja del cuerpo gábrico del arroyo Las Aguilas descrito por González Bonorino (1962). En esta localidad las granulitas y cuarcitas tienen una foliación o bandeado bien definido con rumbo NNE e incli-

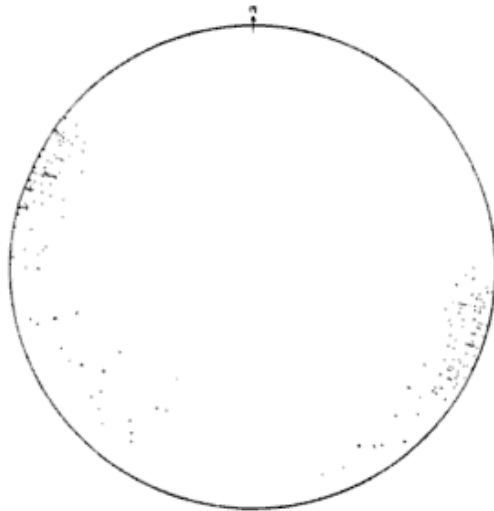


Fig. 1. — Orientación de la foliación; 200 polos; Las Aguilas.

nación aproximadamente vertical (ver mapa y figura 1). En el contacto oeste es fácil observar en las granulitas y cuarcitas una lineación vertical o subvertical que concuerda con los repliegues de la roca de caja.

El carácter milonítico de la roca de caja es muy visible en el contacto oeste, no así en el contacto este y en la zona de repliegues de los extremos del cuerpo; en el oeste el bandeado y la lineación son muy marcadas, el grano

es muy fino y la granulación del cuarzo y feldespato alcanza su máxima expresión.

En la continuación austral de la faja de granulitas y cuarcitas, en El Durazno, hay estratos de granulitas ácidas de color claro y textura bandeada a gnéissica en las zonas más deformadas; también hay cuarcitas micáceas feldespáticas, de color gris claro, textura algo bandeada y grano fino, con lineación mesoscópica producida por el alineamiento de "rayas" de mica. La foliación en El Durazno tiene rumbo noroeste con alta inclinación al noreste.

La siguiente localidad estudiada, La Cantera, está situada cerca de El Durazno, al sur de Las Aguilas; allí predominan cuerpos de granulitas granitoides o aplitoides milonizadas, que presentan estructura entre gnéissica y lajosa, encerrados en esquistos cuarzo-micáceos finos, bandeados. La foliación tiene rumbo predominante NW-SE, con inclinación al noreste, próxima a la vertical.

Finalmente, en la porción más meridional de la faja de granulitas y cuarcitas, éstas mantienen las características señaladas; en cuarcitas micáceas feldespáticas hay cuerpos lenticulares de composición aplítica, de grano fino y color claro, en los que se notan señales de milonización, al igual que en los ejemplos anteriores.

IV. PETROGRAFIA DE LAS GRANULITAS Y CUARCITAS

En lo que sigue, se describen únicamente las granulitas ácidas y cuarcitas de la zona del arroyo de Las Aguilas —especialmente de los tipos para los que se han preparado diagramas petrográficos— si bien las características petrográficas pueden extenderse a los afloramientos más australes de la faja de granulitas.

En Las Aguilas se distinguen varios tipos de rocas bandeadas de composición cuarzo-feldespática que textural-

mente, por su notable bandeado y frecuente aspecto milonítico, pueden ser denominadas "granulitas bandeadas miloníticas". Textural y composicionalmente hay completa transición entre granulitas, cuarcitas feldespáticas y cuarcitas micáceas feldespáticas, tanto en sentido lateral como longitudinal (González Bonorino, 1962).

Del lado oeste del cuerpo las bandas son de espesor variable entre menos de un milímetro y dos o más centímetros; dentro de las bandas claras hay meta-cristales de feldespato, cuarzo o granate que en partes le dan a la roca un leve aspecto gnéissico. Con las bandas claras cuarzo-feldespáticas alternan bandas oscuras, biotíticas; donde el porcentaje de biotita disminuye la roca adquiere un carácter más masivo y el aspecto gnéissico desaparece.

Al este del cuerpo básico, las granulitas y cuarcitas tienen bandeado irregular y menos definido que en la faja occidental y, como ya se dijo, la granulación es mucho menos marcada, siendo el grano normal, o sea, equivalente o algo mayor que en las cuarcitas. Asimismo, la lineación es bastante menos notable.

La descripción mineralógica y petrográfica que sigue a continuación está basada en parte en el trabajo citado de González Bonorino (1962), y en parte en observaciones complementarias propias.

a) Mineralogía

Cuarzo y feldespato son los constituyentes más importantes. Biotita, sillimanita, granate son componentes cuya proporción puede variar entre amplios límites. Zircón, apatita, moscovita, rutilo figuran entre los accesorios.

Plagioclasa: del lado oeste del cuerpo gábbrico, la plagioclasa varía de oligoclasa (21 % An) a andesina (43 % An), mientras que al este se ha encontrado labradorita básica (68 % An)

y bytownita (85 % An). Se presenta con maclas según leyes de albita, periclino y Manebach. En la faja milonítica del oeste es común hallar cristales con maclas secundarias según la ley de albita, con tablas finas, arqueadas y que pueden desvanecerse en los bordes de cada grano. Hay también metacristales de oligoclasa con ángulo $2V$ variable entre 82° (—) hasta 86° (+), desprovistos de maclas. La plagioclasa es fresca o bien con alteración sericítica.

Feldespato potásico: representado por microclino y ortoclasa. El primero presenta áreas libres de maclas, en las cuales se midieron ángulos $2V$ de $83-84^\circ$ (—). Ortoclasa, presente en la mayoría de las rocas examinadas, fue determinada a base del ángulo $(001):(010) = 90^\circ$ y valores de $2V$ (—) variables entre 52° y 66° .

Cuarzo: por lo general libre de inclusiones; en las variedades miloníticas existe extinción ondulada y franjas de extinción paralela al eje c . Muchos granos de cuarzo tienen forma alargada paralela al eje óptico y están orientados perpendicularmente a la lineación mesoscópica b .

Biotita: casi sin excepción la biotita, ya sea en meta-cristales bien desarrollados como en escamitas muy pequeñas, tiene pleocroísmo $Z =$ pardo rojizo; de acuerdo con su índice de refracción $\gamma = 1.657$ y su birrefringencia $B = 0.054$ puede ser la variedad rica en hierro, lepidomelano (Tröger, 1956).

Sillimanita: en cortes normales a la lineación, la sillimanita presenta perfectas secciones (001) de formas casi cuadradas o rómbicas, con clivaje (010) . Se hallaron valores de $2V$ (+) comprendidos entre 26° y 30° ; el índice de refracción γ es igual a 1.678 ± 1 .

Granate: en porfiroblastos a veces con textura poiquiloblástica o con golfos o islas ocupadas por cuarzo. Sin birrefringencia, con índices de refracción igual

a 1,773-1,775 y color rosado pálido en secciones gruesas.

Accesorios: zircón de forma prismática o con extremos redondeados; en este último caso se puede suponer un origen elástico. Apatita, moscovita, rutilo en cantidades subordinadas. Rutilo en finas agujas dentro de metacristales de feldespato o granos de cuarzo.

b) Petrografía

Granulitas: están formadas por cuarzo (45-50 %); feldespato (30 %); granate (15-20 %); biotita (2 %); sillimanita (1 %); zircón y opacos (< 1%). Los feldespatos están representados por plagioclasas cuya composición varía entre andesina (35-42 % An) y labradorita sódica (53 % An), y ortoclasa; también hay antipertitas filiformes o maculosas. Ambos feldespatos como metacristales lenticulares o xenoblásticos con extinción ondulada, no muy marcada, especialmente en los de mayor tamaño.

El tamaño del grano es mediano a fino (0,5 - 1 mm); la mica es escasa y por consiguiente la foliación no es muy fuerte. El aspecto mesoscópico es masivo, con bandas anchas (5-10 mm) claras y oscuras; al microscopio la textura es granoblástica. Lateral o longitudinalmente pasan a granulitas bandeadas miloníticas o cuarcitas de grano más fino y mejor foliación.

Las *granulitas bandeadas miloníticas*, de color un poco más amarillento que las anteriores, tienen grano más fino por haber sufrido milonización; al mismo tiempo la foliación o bandeo se desarrolla por el aumento de la proporción de biotita y la correlativa disminución de granate y ortoclasa. La composición de estas granulitas varía respecto de las anteriores; cuarzo alcanza un 40-50 %; feldespato 25-30 %; biotita 15-20 %; sillimanita 4-5 %; granate 3-5 %; zircón y opacos en cantidad subordinada.

Al microscopio la textura es más

gnéissica y fina (ca. 0,5 mm) y de aspecto milonítico. Hay alternancia irregular de bandas claras y oscuras; las primeras, cuarzo-feldespáticas, de espesor variable entre 2-3 mm a su vez pueden tener un bandeo críptico por segregación de biotita y/o feldespato potásico con la consiguiente formación de bandas de cuarzo del ancho de un grano o poco más anchas con textura en mosaico o granulítica. En las bandas oscuras hay mayor porcentaje de biotita y además es común la presencia de sillimanita y granate, junto con cuarzo y feldespato de grano muy fino y en escasa cantidad. Los metacristales de feldespato tienen notables rasgos cataclásticos: extinción ondulada o en franjas, flexión de maclas y clivaje.

Cuarcitas feldespáticas: constituídas por cuarzo (50-60 %); feldespato (30-40 %); biotita (5 %); granate (1 %); moscovita, zircón y opacos (menos del 1 %). El cuarzo presenta leves señales de deformación, especialmente extinción ondulada; cuarzo fino y mediano están entremezclados con tendencia del primero a ser equigranular mientras que el segundo suele ser alargado, tipo granulítico y con formas alargadas normales a la lineación *b*; el eje *c* del cuarzo en tales ejemplos concuerda con el alargamiento. Hay metacristales lenticulares de plagioclasa —oligoclasa media a básica (21-28 % An)— y ortoclasa. Es común en ambos observar extinción ondulada; el feldespato potásico también se encuentra intersticialmente.

La escasez de mica influye en la ausencia de bandeo y la textura adquiere por la abundancia de metacristales de feldespato cierto aspecto gnéissico. Lateralmente, al aumentar la proporción de biotita hay pasaje a cuarcitas feldespáticas micáceas, se comienza a definir un bandeo y progresivamente tiene lugar un cambio textural. Igualmente, como ya se ha señalado, hay transición hacia granulitas.

Bajo la denominación de *cuarcitas micáceas feldespáticas* se incluye una

variedad de las cuarcitas feldespáticas que contiene mayor cantidad de mica (10-20 %). Estas presentan también plagioclasa y feldespato potásico, más frecuentemente ortoclasa, aunque en partes puede faltar la plagioclasa y solamente encontrarse microclino y ortoclasa. El feldespato potásico, además de presentarse en metacristales, suele ser intersticial. Los metacristales de ambos feldespatos comunmente forman rosarios unidos o no por "colas" cuarzosas; el eje mayor es paralelo a la estructura planar y el menor perpendicular. Igualmente es frecuente que tengan coronas granuladas (textura de mortero) y fuerte extinción cataclástica. Alternan bandas cuarzosas de grano mediano a fino con bandas feldespático-micáceas-cuarzosas de diseño irregular. Las primeras tienen textura granulítica o en mosaico, si el bandeado disminuye, granoblástica; corrientemente son sólo del ancho de un grano. Las segundas son de grano fino a muy fino con frecuente aspecto milonítico y se curvan alrededor de los metacristales de feldespato. Estos al constituir rosarios o lentes aisladas distribuidas más o menos uniformemente dan a la textura un carácter gnéissico.

V. ANALISIS ESTRUCTURAL

a) Estructuras planar y linear

La foliación o bandeado en las granulitas y cuarcitas milonizadas está definida por bandas alternantes de distinto color y diferente composición mineralógica, consistente principalmente de cuarzo y feldespato en las bandas claras y cuarzo y biotita en las bandas oscuras, las que poseen grano más fino que las claras. En las partes más miloníticas, las bandas oscuras de cuarzo-biotita llevan también cristales prismáticos de sillimanita, y en partes también rosarios de metacristales de feldespato, unidos por "colas" cuarzosas. La foliación es más visible en las granulitas bandeadas miloníticas que en las gra-

nulitas ricas en granate, que son más masivas.

Donde la estratificación puede reconocerse, ella coincide con la foliación. Esto se observa sobre todo en los extremos norte y sud del cuerpo intrusivo de Las Aguilas, donde la estratificación se encuentra plegada con ejes verticales o subverticales. Los pliegues son similares, aunque con escaso espesamiento de las charnelas, y de longitud y amplitud de onda reducidas, del orden de un metro y medio metro, respectivamente.

En la figura 1 se representa la posición de polos de la foliación. El anillo incompleto que en ella se ve, se debe a que algunas de las medidas corresponden a repliegues de eje subvertical, propios de la vecindad de los extremos

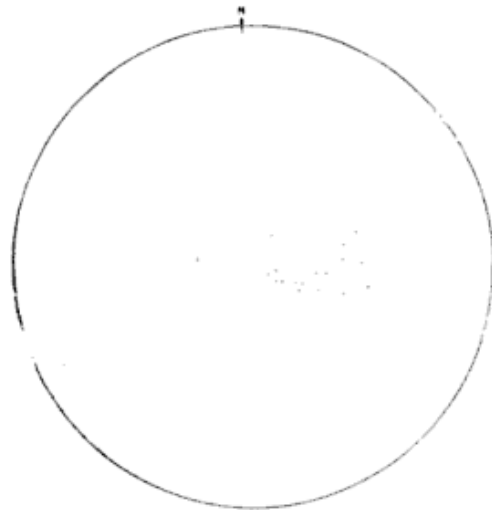


Fig. 2. — Lineación mesoscópica; 50 medidas; Las Aguilas.

del cuerpo básico. En la figura 2 se muestra la posición de los polos de la lineación; ésta coincide con los ejes de pliegues de granulitas y cuarcitas. En el plano de foliación, la lineación está determinada por la orientación preferida de cristales de sillimanita o por "rayas" de mica.

Hacia el extremo sud de la faja de granulitas y cuarcitas la foliación cambia de rumbo general y paulatinamente éste pasa a ser noroeste como en El

Durazno y La Cantera. Igualmente, los ejes de plegamiento cambian de actitud, tienen rumbo sudeste con buzamientos de 30° al sudeste. En los miembros más micáceos de las cuarcitas los pliegues son de tipo similar.

b) *Diaclasas*

Las diaclasas están bien desarrolladas tanto en las cuarcitas y granulitas

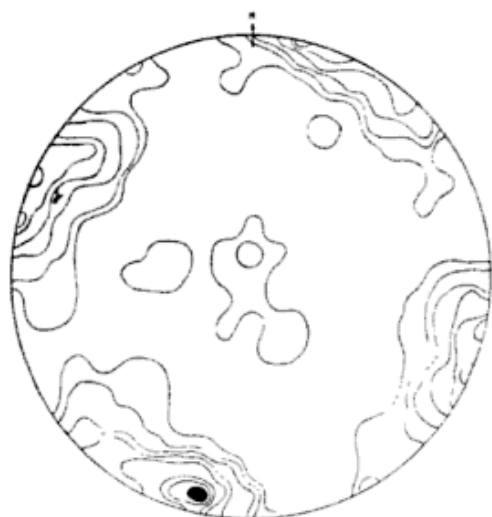


Fig. 3. — Diaclasas de granulitas y cuarcitas; 580 polos; curvas de densidad: 0,5-1-2-4-6-8-9-10 %; Las Aguilas.

como en el cuerpo básico de Las Aguilas. Se distinguen tres juegos: uno de diaclasas paralelas a la foliación; otro,

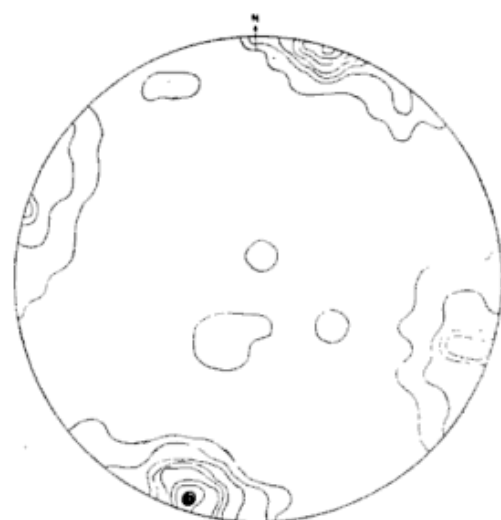


Fig. 4. — 300 polos de diaclasas correspondientes al cuerpo básico; 1-4-6-8-10-12-14-16 por ciento; Las Aguilas.

este-oeste, y un tercero, con posición subhorizontal y normal o subnormal a la lineación y ejes de pliegues. Estas diaclasas se presentan tanto en los cuerpos intrusivos como en la roca de caja (fig. 3 y 4).

Las diaclasas este-oeste son de superficie más lisa y neta que las restantes; paralelas a ellas suelen haber vetas de cuarzo de espesor variable entre 1 y 10 mm. En las zonas de repliegues hay diaclasas perpendiculares a los estratos de granulitas y cuarcitas.

c) *Fábrica de las granulitas y cuarcitas miloníticas*

1. *Ejes de fábrica.* — Según los criterios propuestos últimamente (Turner y Weiss, 1963, p. 87-90) la elección de los ejes de fábrica debería estar libre de cualquier significado cinemático o dinámico y solamente debe basarse en las propiedades geométricas de la fábrica. Por tanto, en fábricas cuyos caracteres más destacados son una estructura planar S, y una lineación contenida en ella, la superficie S es tomada como plano *ab* y la estructura linear como eje *b*.

La geometría de la combinación de lineación y estructura planar tiene simetría ortorrómbica.

2. *Análisis de los diagramas de Las Aguilas.* — En las granulitas y cuarcitas de Las Aguilas hay una notable persistencia de la posición de los máximos en los diagramas de orientación de cuarzo y sillimanita; y sobresalen la fuerte concentración de los ejes ópticos de cuarzo; la constancia de la ubicación de los máximos en la foliación S_1 ; la coincidencia de orientación de Z de sillimanita con la lineación mesoscópica; la homogeneidad de las subfábricas de cuarzo y sillimanita y la coincidencia de la simetría micro y mesoscópica.

Cuarzo: La subfábrica del cuarzo se caracteriza por un máximo situado en posición horizontal o subhorizontal den-

tro del plano de foliación (ver tabla I); en algunos diagramas se advierte el esbozo de un anillo en el plano *ac*. La concentración de los ejes ópticos del cuarzo es notable, con un valor máximo del 27,5 % de densidad.

La subfábrica del cuarzo es homogénea en el área estudiada (tabla I; diagramas D. 1, 2, 5, 6, 7). En D. 3 y 4, si bien hay un cambio consistente en la inclinación de los anillos incipientes y del máximo respecto de la horizontal, persiste, sin embargo, la relación de simetría entre la fábrica microscópica y la mesoscópica. La lineación *b* sigue siendo eje del anillo y el máximo continúa ubicado en el plano de foliación. En D. 8 —de la zona este, de menor deformación— hay mayor dispersión de los polos *c* del cuarzo, pero aún se mantienen las características ya señaladas.

La simetría es ortorrómbica o monoclinica con tendencia a ortorrómbica. Por ejemplo, en D. 1, si se considera un submáximo periférico de 7 % de densidad, la simetría tiene que tomarse como monoclinica, pero si no se toma en cuenta este submáximo la simetría sería ortorrómbica. Algo similar ocurre en D. 7 donde la extensión del anillo incipiente a uno y otro lado del máximo señala una asimetría en la distribución de los ejes ópticos de cuarzo. Este descenso de la simetría es común cuando se consideran todos los caracteres secundarios de un diagrama de orientación (Patterson y Weiss, 1961).

En el extremo norte del cuerpo básico intrusivo, las cuarcitas y granulitas están replegadas con ejes que tienen rumbo general noreste y buzamientos variables entre 55° y 65° al noreste. En esta zona de repliegues la microfábrica es distinta. En los diagramas D. 9 y 10, que corresponden a limbos homólogos de repliegues de tipo similar, sucesivos (ver esquema en el centro de los diagramas), se advierte o bien un anillo claramente desarrollado (D. 9) cuyo eje tiene rumbo 224° con inclinación de

62° al noreste y coincide con el eje del pliegue, o bien un anillo incompleto (D. 10) con eje de rumbo 250° e inclinación al noreste de 64°, que igualmente coincide con el eje del pliegue. Pero a diferencia de los ejemplos anteriores, los máximos no están contenidos en la foliación, sino que forman ángulos de 20° y 50°, respectivamente, con ella (ver tabla I) y la simetría ha descendido.

Sillimanita: En la subfábrica de sillimanita los ejes X e Y forman anillos subhorizontales, mientras que Z —es decir el eje cristalográfico *c*— ocupa el centro del anillo en una posición casi vertical (D. 1, *b* y *c*). Además, X e Y muestran tendencia a concentrarse, respectivamente, en los cuadrantes NW-SE y NE-SW. Por tanto, la subfábrica de la sillimanita es homogénea. En D. 1 *b* y *c*, las medidas de X, Y y Z fueron tomadas de dos cortes perpendiculares entre sí y superpuestas en un mismo diagrama. La máxima concentración de Z es del 40 %, con 50 individuos medidos. La simetría de la subfábrica de sillimanita es ortorrómbica.

3. *Características de fábrica en otras partes de la faja granulítica.* — Se estudiaron seis muestras orientadas de las siguientes localidades situadas en la prolongación sud de la faja de deformación: El Durazno, en un paraje ubicado sobre el camino, 50 metros al norte de un afluente del arroyo del mismo nombre que pasa por esa localidad; la Cantera, 1 kilómetro al norte del monolito situado en el camino El Volcán-El Durazno; y en Los Puquios, frente a la bifurcación de las rutas que van de San Luis a Trapiche y La Toma, en pequeñas canteras de piedra laja. De estas muestras se presentan solamente los tres diagramas de fábrica que revelan orientación preferida del cuarzo.

En una cuarcita micácea feldespática, de color gris claro, grano fino, textura poco bandeada, con lineación me-

TABLA I
Características más importantes de los diagramas de orientación de cuarzo

Número del diagrama	Posición de los máximos	Densidad del máximo %	Tipo de simetría	Máx. \wedge S °
LAS AGUILAS				
1.....	229/0	17	M → Or	3
2.....	224/0	22	Or	9
3.....	212/41 SW	27,5	Or	3
4.....	a) 176/23 N b) 179/29 NE	16	M → Or	a) 0 b) 19
5.....	211/0	13,5	M → Or	4
6.....	214/0	20	Or	1
7.....	216/0	15,5	M → Or	0
8.....	200/16 SW	10	M → Or	9
9.....	78/24 E	9,5	M	51
10.....	200/15 NE	11,5	T → M	21
11.....	213/0	22	M → Or	0
EL DURAZNO				
12.....	149/15 SE	13,5	T → M	4
LA CANTERA				
13.....	145/13 NW	8,5	T	0
14.....	128/0	8	T	6

Referencias : Or, indica simetría ortorrómbica ; M, monoclinica ; T, triclínica ; →, significa « con tendencia a ».

soscópica dada por "rayas" de mica y foliación de rumbo noroeste con fuerte inclinación al noreste, de la primera localidad mencionada (El Durazno), hay un anillo de cuarzo (D. 12) cuyo eje no coincide con la lineación mesoscópica; este anillo es algo asimétrico respecto de los ejes de fábrica, ya que se aparta ligeramente del plano *ac*. El máximo está ubicado en el cuadrante sudeste y es casi horizontal (ver tabla I). Dicho máximo, al igual que en los ejemplos anteriores, se encuentra ubicado aproximadamente en el plano de foliación.

En La Cantera la fábrica es algo diferente. En esquistos cuarzo-micáceos,

de color gris oscuro, grano fino, bandedado fino poco marcado, con venillas cuarzo-feldespáticas que le proporcionan cierto aspecto gnéssico, lineación poco desarrollada, pero perceptible, los diagramas de orientación (D. 13 y D. 14) muestran una dispersión mayor de los ejes ópticos. Tanto en D. 13 como en D. 14 faltan anillos, la simetría es triclínica y los máximos son horizontales (D. 14) o subhorizontales (D. 13) y están contenidos en la foliación, repitiéndose la tendencia general ya señalada.

Más al sud, en Los Puquios, los diagramas preparados de cuarcitas micáceas, algunas de ellas formando parte

de pequeños pliegues de tipo similar, no dieron ninguna orientación significativa.

VI. INTERPRETACION Y DISCUSION

Antes de tratar de interpretar los diagramas de la zona granulítica de la Sierra de San Luis, resultará de interés describir brevemente las características de las fábricas granulíticas de otras regiones del mundo.

En las clásicas áreas de granulitas de Sajonia, Laponia, etc. (Sander, 1930; Sahama, 1933; Turner, 1948) se distinguen varios tipos de orientación del cuarzo. El cuarzo granulítico típico, alargado según la estructura planar, tiene una orientación similar a la del cuarzo de grano fino que constituye la base, por lo cual puede sostenerse que ambos tipos de cuarzo fueron orientados por los mismos procesos o movimientos tectónicos. Además, la homogeneidad de la subfábrica del cuarzo es una característica sobresaliente en la mayoría de las granulitas.

Entre las fábricas más comunes halladas en granulita se encuentran 1) anillos (h01) con un par de máximos II —entre los ejes de fábrica *a* y *c*— y simetría ortorrómbica (Sander, 1930, D. 45); 2) anillos *ac*, con dos máximos tipo II, de simetría casi ortorrómbica (Sander, 1930, D. 39); 3) anillos de pequeño círculo, inclinados 50-55° respecto del eje *c*, de simetría monoclinica; 4) un par de anillos (ok1) con máximos I y/o III (Sahama, 1933, D. 1); 5) concentraciones con fuertes máximos en *a*, es decir, del tipo I de Sander, con simetría axial (Sander, 1930, D. 38).

Desde el punto de vista petrofábrico y teniendo en cuenta las características de los diagramas de orientación de cuarzo, las granulitas pertenecen a la categoría de tectonitas B como en el ejemplo 2), tectonitas B ⊥ B' como en 4) o tectonitas S como en el caso 5). Asimismo, existen tectonitas S transi-

cionales a tectonitas B, pues si bien el cuarzo desarrolla anillos, la mica, en cambio, se ajusta a estructuras planares.

La mica de las granulitas, además de la orientación común —(001) paralela a la foliación mesoscópica principal con un máximo normal al plano *ab*— puede formar máximos tipo V combinados con un anillo *bc* mejor desarrollado que un anillo parcial *ac* (Sander, 1930, D. 47).

La simetría de los diagramas de cuarzo y mica varía de casi axial a ortorrómbica. Si bien la simetría de los diagramas de mica coincide con la mesoscópica no suele suceder lo mismo con la subfábrica del cuarzo. Así, la simetría ortorrómbica de algunos de los diagramas de Sahama, al tenerse en cuenta la estructura mesoscópica, desciende a triclinica.

En las granulitas de otras regiones del mundo la variación de la composición mineralógica y química no influye sobre la orientación preferida; tanto en granulitas ricas en feldespato potásico como en las que llevan plagioclasa, la uniformidad de la orientación permite desechar cualquier influencia de los factores citados sobre la historia tectónica. Por otro lado, recristalización postdeformativa en granulitas de Groenlandia ha determinado que el cuarzo de grano fino carezca de orientación regular (Turner, 1948, p. 195). En Laponia la orientación de la mica en el plano de esquistosidad se atribuye igualmente a recristalización posterior a la orientación del cuarzo con la consiguiente reproducción mimética de una orientación más antigua (Knopf e Ingerson, 1938, p. 199).

a) La fábrica de la zona de deformación estudiada

En Las Aguilas, los caracteres más sobresalientes de la microfábrica de granulitas y cuarcitas miloníticas consisten en la lineación determinada por

la orientación del eje Z de sillimanita, la fuerte orientación preferida de los ejes ópticos de cuarzo y la ubicación de los máximos dentro de la foliación, carácter éste que se encuentra también en el extremo sud de la zona de deformación.

En los ejemplos en que existe coincidencia entre la simetría de las sub-fábricas de cuarzo y sillimanita, la fábrica debe ser considerada homotáctica-ortorrómbica. Sin embargo, hay diagramas de cuarzo con ligeras variaciones respecto de la simetría ortorrómbica, como D. 1, 4, 7, pues si se consideran todos los elementos de la fábrica, la simetría debería ser considerada monoclinica. En tales casos se puede hablar de simetría monoclinica con tendencia a ortorrómbica. Si se considera la simetría como monoclinica, se podría fijar, dentro del plano S y normal a la lineación *b*, la dirección de movimiento o transporte tectónico. En la mayoría de los diagramas el máximo coincide con el eje *a* de fábrica, por consiguiente puede ser considerado del tipo I de la clasificación de Sander.

Este tipo de máximo se encuentra aún en la zona sud de la faja de granulitas, donde la deformación es menor, la dispersión de los ejes ópticos de cuarzo es mayor y la simetría es menos elevada. En efecto, la simetría de los diagramas D. 12, 13, 14, es triclínica, aunque en el primero hay tendencia hacia una simetría monoclinica. Como es sabido, la simetría triclínica puede ser consecuencia, entre otros factores, de fuerzas excéntricas combinadas con variaciones locales de las características de la fábrica previa. Además, si los elementos de simetría de la fábrica inicial (estratificación, foliación) no concuerdan con los de los movimientos deformantes se puede esperar una fábrica final con simetría triclínica.

La presencia de anillos de cuarzo indica la participación de un factor rotacional en la formación de la fábrica. Si los máximos dentro de los anillos re-

presentan etapas de mayor presión y/o temperatura, esto es de mayor deformación plástica, entonces para diagramas de orientación como el D. 12, con un solo máximo, se podría proponer o bien que sólo hubo un pico de máxima deformación plástica o que el ajuste de los ejes ópticos de cuarzo en la posición final —en relación con el esfuerzo deformante— fue casi perfecto (el anillo en su mayor parte tiene una densidad del 1%). Este anillo difiere con el D. 9, que lleva varios submáximos del 4%; con un razonamiento análogo al anterior se podría sugerir que en Las Aguilas hubo más de un período de intensa deformación plástica (mayor presión y/o temperatura).

La biotita está fuertemente orientada en la estructura planar aunque su grano fino no permite la preparación de buenos diagramas de orientación; al microscopio, se observa cómo la variación de la absorción (pleocroísmo) se produce simultáneamente en todos o casi todos los individuos.

En la zona de repliegues la estructura planar se puede considerar como esquistosidad de estratificación; la biotita sigue la curvatura de los estratos en las charnelas de los pliegues, así como el bandeado separa capas de diferente petrografía.

En cambio, fuera de las zonas de repliegues, la estructura planar es una esquistosidad secundaria que, según la hipótesis de la esquistosidad normal, estaría promovida por una compresión normal a ella.

La fuerte orientación preferida del cuarzo se puede atribuir a recristalización paratectónica. En minerales heterodimensionales como cuarzo es probable que cualquier proceso de recristalización postectónico produzca un descenso de la orientación preferida, como ocurre en la "annealing recrystallization" de calcita producida experimentalmente. Sahama, para ciertas granulitas de Finlandia, sugiere que la carencia de orientación del cuarzo es conse-

cuencia de recristalización postectónica.

En cambio, cuando recristalización y deformación mecánica operan conjuntamente, hay períodos en que una puede predominar sobre la otra con la consiguiente formación de texturas paracrystalinas, en las que hay asociación de caracteres cristaloblásticos y cataclásticos. Textura poiquiloblástica en granate, formas xenoblásticas, orientación preferida de cristales prismáticos o tabulares están entre los primeros; extinción cataclástica de cuarzo y feldespato, flexión de láminas de macla o de clivaje representan los caracteres cataclásticos. Ambos se encuentran presentes en las muestras estudiadas.

Es posible, no obstante, que parte de la recristalización haya sobrepasado la acción dinámica, pues se encuentra algo de cuarzo libre de efectos deformativos. En estos cristales los núcleos o embriones de cristales que alcanzaron un estado de orientación preferida durante la deformación, podrán crecer reproduciendo y preservando la orientación de la red espacial. Sin embargo, este proceso no puede haber tenido mucha influencia en el desarrollo de la fábrica, pues predomina el cuarzo cataclástico. Además, la fuerte concentración de Z de sillimanita, sin mostrar ninguna tendencia a dispersarse en el plano S, corrobora la idea de recristalización paratectónica (Turner y Weiss, 1963).

En efecto, si el crecimiento de sillimanita hubiera estado controlado por una anisotropía planar original (por ejemplo, estratificación), se hubiera formado un anillo en el plano $S = ab$ (es decir, anillos del tipo hallados en las atectonitas, ya que en las tectonitas los anillos son paralelos al plano de deformación ac), como comunmente se encuentra en hornblenda de muchas rocas metamórficas (Knopf e Ingerson, 1938, p. 80). También podría esperarse que cristales de hábito prismático, cuya dirección de más rápido crecimiento

coincidiera con una dirección de mínima resistencia al crecimiento en una fábrica anisotrópica, desarrollarían una orientación preferida de la red cristalina, acompañada de orientación dimensional, con formación de máximos puntuales (point máxima). Pero en tal fábrica anisotrópica, por ejemplo, en una superficie de estratificación ubicada en un ambiente tranquilo, sin esfuerzos deformantes, no es probable que exista una dirección más apta que las demás para el crecimiento de cristales prismáticos; al contrario, todas las direcciones serían aptas y por lo tanto se formaría un anillo.

Igualmente, la coincidencia de simetría entre la fábrica micro y mesoscópica señala que la migración de fluidos y difusión iónica involucrados en los procesos de recristalización, están relacionados al cuadro de movimientos componentales directos (tectónicos), es decir, que los movimientos componentales directos e indirectos actuaron conjuntamente. Si fueran independiente uno de otro no se explicaría el ajuste entre la simetría de las subfábricas de sillimanita y cuarzo y la simetría mesoscópica.

El efecto de la variación de la litología y del tamaño del grano sobre la orientación preferida de los minerales es nulo; así en Las Águilas, por ejemplo, se nota que en rocas de diferente composición mineralógica los diagramas tienen un mismo estilo.

La orientación preferida mineral estaría relacionada directamente con la mayor intensidad de la deformación y con la posición estructural de la muestra analizada. Efectivamente, en Las Águilas, en los contactos rectos del cuerpo básico del lado occidental las señales de deformación son más notables (lineación, cataclasis) que las del lado este, donde la dispersión de los ejes ópticos de cuarzo (D. 8) es mayor y la densidad de los máximos más reducida. El mismo efecto se advierte en la zona de repliegues en el extremo

norte del cuerpo intrusivo de Las Aguilas y en los diagramas de la parte sud de la faja de granulitas ácidas; en Los Puquios, la orientación mineral en repliegues de cuarcitas micáceas se ha desvanecido.

b) *Mecanismo de deformación:*

La orientación del cuarzo en las granulitas es atribuida por la mayoría de los autores al mecanismo llamado aplastamiento ("Plättung"). Diagramas con sólo máximos III son interpretados como indicadores del predominio del aplastamiento sobre el transporte tectónico, mientras que la formación del máximo I, además del III, indicaría aplastamiento combinado con un moderado desplazamiento tectónico y alargamiento perpendicular a la dirección de transporte, como ocurre en las granulitas de Laponia (Knopf e Ingerson, 1938, p. 194-199; Turner, 1948, p. 205).

En las granulitas y cuarcitas de San Luis predomina el máximo I, es decir, la concentración de los ejes ópticos de cuarzo en la dirección del eje *a* de fábrica, que es la dirección de movimiento o transporte tectónico.

Este tipo de máximo es propio de las milonitas; en ellas la lineación coincide con el eje *a* de la fábrica aunque hay variedades que tienen sólo lineación *b* y otras que tienen ambas. Aparte, hay "pseudoslickensides", cuya estructura linear es paralela al eje *b*. En "slickensides mylonite" del granito de Melibokus, Odenwald, la lineación *b* está determinada por una fina corrugación y alineamiento de cristales de hornblenda mientras que los ejes ópticos del cuarzo, elongado, son paralelos al eje *a* (Turner, 1948, p. 202-203).

Esta orientación del eje *c* de cristales de cuarzo paralela al eje *a* de la fábrica fue explicada por numerosos autores, entre ellos Sander, Schmidt, Hietanen, Griggs y Bell, recurriendo a planos de deslizamiento hipotéticos paralelos a la zona del prisma y líneas de deslizamiento paralelos al eje *c* del cris-

tal, o bien proponiendo la fracturación del cuarzo en agujas paralelas al eje óptico, a su vez concentrado en el eje *a* de fábrica.

La tendencia actual (Turner y Weiss, 1963, p. 431) es considerar la simetría como la propiedad más significativa de la fábrica y evitar las hipótesis sobre los mecanismos de orientación del cuarzo. Solamente se acepta que, en la recristalización paratectónica, el cuarzo tiene modelos de orientación cuya simetría refleja la del sistema de esfuerzos, que generalmente es ortorrómbica. Cualquier desviación de esta simetría es atribuida a factores no dinámicos, entre ellos la anisotropía preexistente en la roca antes de la deformación. Igualmente se admite que en fábricas monoclinicas homotácticas el eje perpendicular a un anillo de cuarzo comúnmente coincide con el eje del plegamiento mesoscópico y con la lineación y que probablemente el esfuerzo mayor (σ_1) del sistema esté contenido dentro del plano paralelo al anillo.

VII. CONCLUSIONES

Las tectonitas estudiadas están caracterizadas, en general, por una fuerte orientación preferida del cuarzo y sillimanita y por la ubicación de los máximos en el plano de foliación, paralelos a la dirección de transporte tectónico. La lineación mineral mesoscópica coincide con los ejes de pliegues; en las zonas replegadas la orientación es menor y aparecen anillos de cuarzo cuyos ejes concuerdan con los de plegamiento.

A medida que se avanza hacia el extremo sur de la faja de granulitas y cuarcitas, los efectos de la deformación son menos intensos y por consiguiente se pierde toda traza de orientación preferida, o ésta es más débil. La orientación preferida del cuarzo alcanza su más alto valor en la zona del arroyo Las Aguilas, mientras que en el extre-

mo sur de la faja (Los Puquios) no ha alcanzado a formarse. En general, los polos de los anillos de cuarzo coinciden con los ejes de plegamiento. La variación de la litología y del tamaño del grano no influye sobre la orientación preferida del cuarzo, especialmente en Las Águilas. En este lugar las tectonitas están caracterizadas por las siguientes propiedades estructurales:

- 1) Fuertes máximos tipo I de cuarzo, del tipo de los hallados en milonitas y en algunas granulitas, con densidades que alcanzan al 27,5 %.
- 2) Orientación preferida del eje c de sillimanita que determina una lineación b.
- 3) Subfábrica de cuarzo y sillimanita homogéneas, ambas con simetría ortorrómbica.
- 4) Fábrica homotáctica.
- 5) Deformación paracrystalina.

EXPLICACION DE LAS LAMINAS

Los diagramas de orientación del cuarzo están realizados con 200 medidas de ejes ópticos, excepto D.14, que fue preparado con 300 medidas. En los diagramas de puntos de sillimanita, que llevan la letra c, una cruz (X) significa eje del elipsoide X y un punto (.) corresponde al eje Y; los puntos en el centro de este tipo de diagrama corresponden a Z.

LAS AGUILAS

LÁM. 1

- D.1: Granulita. Textura granoblástica. Curvas de densidad: a) cuarzo: 1-2-5-10-15-17 %; b) sillimanita: periferia 1-3-6-9-12 %; centro: 2-10-20-30-40 %.
- D.2: Granulita bandeada milonítica. Textura bandeada, de grano fino, en parte con aspecto microgneissico; a) cuarzo: 1-2-5-10-15-20-22 %; b) sillimanita: 1-2-4-6-8-9 %.

LÁM. 2

- D.3: Granulita bandeada milonítica. Textura microgneissica de grano fino a mediano, con bandas silíceas y micáceas alternadas; las bandas cuarzosas con textura de mosai-

co o ligeramente granulítica. a) cuarzo: 1-2-5-10-15-20-27,5 %; b) sillimanita: 1-2-4-6-8-9 %.

- D.4: Granulita bandeada milonítica. Textura similar a D.3, pero más milonizada. a) cuarzo: 1-2-5-10-15-16 %; b) sillimanita: 1-2-4-6-8-10 %.

LÁM. 3

- D.5: Granulita bandeada milonítica. Textura similar a D.4. Cuarzo: 1-2-5-10-13,5 %.
- D.6: Cuarcita micácea feldespática. Textura bandeada, de grano mediano. Las bandas de cuarzo con textura de mosaico; en parte la textura es microgneissica. Cuarzo: 1-2-5-10-15-20 %.
- D.7: Cuarcita feldespática. Textura bandeada, algo gneissica. Cuarzo: 1-2-5-10-15,5 %.
- D.8: Cuarcita feldespática. Textura subgranoblástica. Cuarzo: 1-2-5-10 %.
- D.9: Cuarcita feldespática micácea. Bandas irregulares de composición cuarzosa con textura de mosaico, en alternancia con bandas micáceas. En parte la textura es microgneissica. Cuarzo: 1-2-4-6-9,5 %.
- D.10: Cuarcita feldespática micácea. Textura semejante a D.9. Cuarzo: 1-2-4-6-8-11,5 %.

LÁM. 4

- D.11: Granulita bandeada milonítica. Textura semejante a D.3. Cuarzo: 1-2-5-10-15-20-22 %.

EL DURAZNO

- D.12: Cuarcita micácea feldespática. Textura subgranoblástica, en parte bandeada. Cuarzo: 1-2-4-6-8-10-12-13,5 %.

LA CANTERA

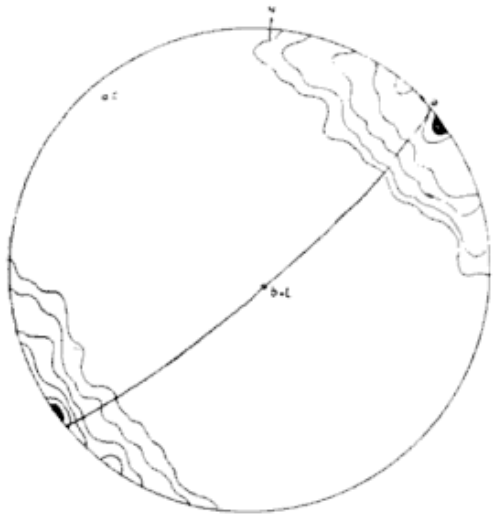
- D.13 y 14: Esquisto cuarzo-micáceo. Textura granoblástica, con bandeo fino, poco desarrollado. D.13: Cuarzo: 0,5-1-2-4-6-8,5 %. D.14: Cuarzo: 1-2-4-6-8 %.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

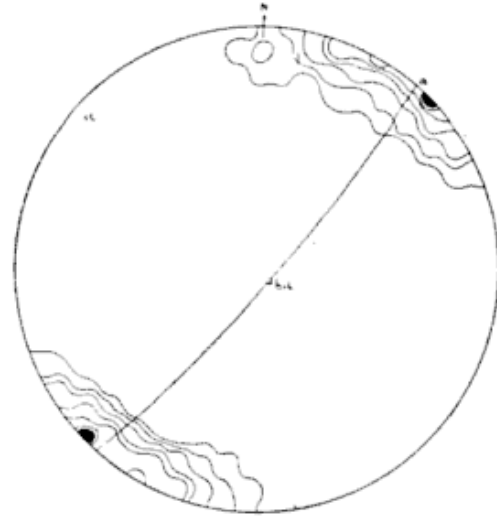
- Gerth, E., 1914. *Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación en la provincia de San Luis*. — An. Min. Agr. Sec. Geol. Mineral. Min., X, 2.
- González Bonorino, F., 1962. *Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., XVI, 61-106.

- Knopf, E. B. e Ingerson, E., 1938. *Structural Petrology*. — Geol. Soc. Am. Memoir 6.
- Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O., 1952. *Descripción geológica de la Hoja 24g., Saladillo (San Luis)*. — Bol. Dir. Nac. Minería, n^o 78 ,Buenos Aires.
- Paterson, M. S. y Weiss, L. E., 1961. *Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks*. — Geol. Soc. Am. Bull., v. 72, 841-882.
- Sahama, T. G., 1933. *Struktur und Bewegungen in der Granulitformation des Finnischen Lapplands*. — Comm. géol. Finlande Bull. 101, 82-90.
- Sander, B., 1930. *Gefügekunde der Gesteine*, Springer Verlag, Vienna.
- Tröger, W. E., 1956. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*.—Teil 1, Stuttgart.
- Turner, F. J., 1948. *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*. — Geol. Soc. Am. Memoir 30.
- Turner, F. J. y Weiss, L. E., 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*.—New York.

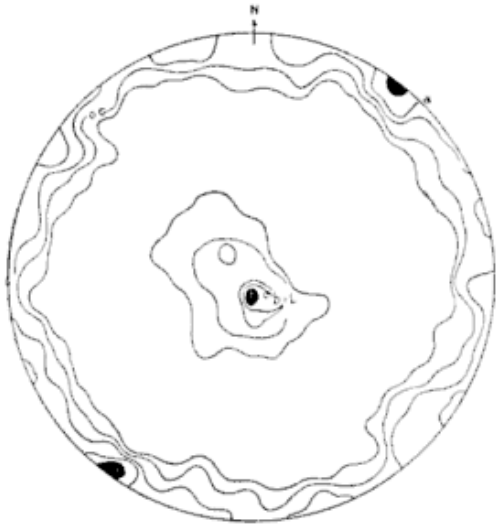
Manuscrito recibido en marzo 1964.



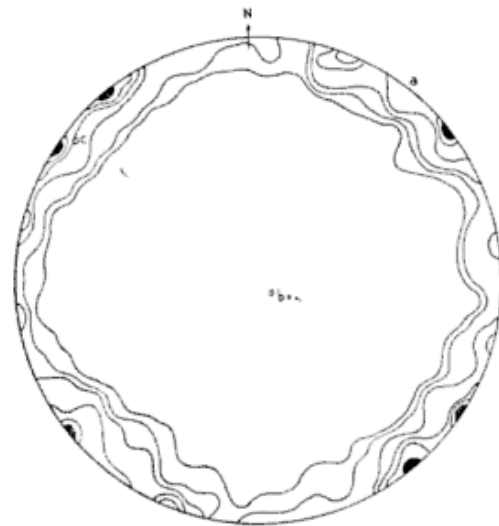
D. 1 a



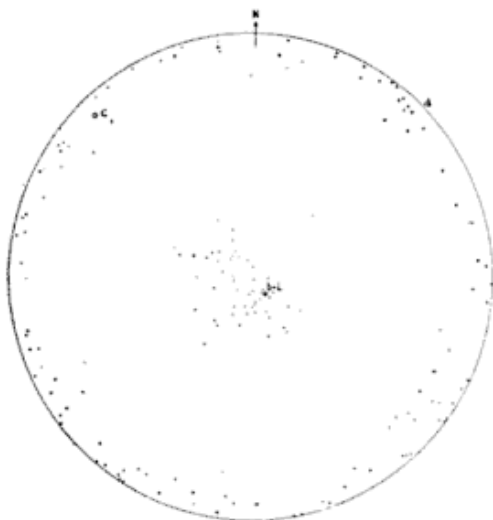
D. 2 a



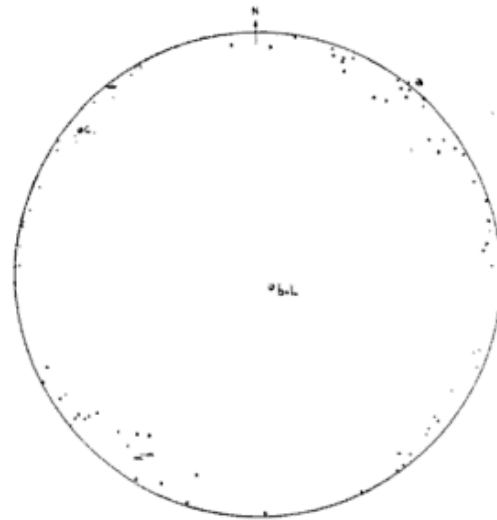
D. 1 b



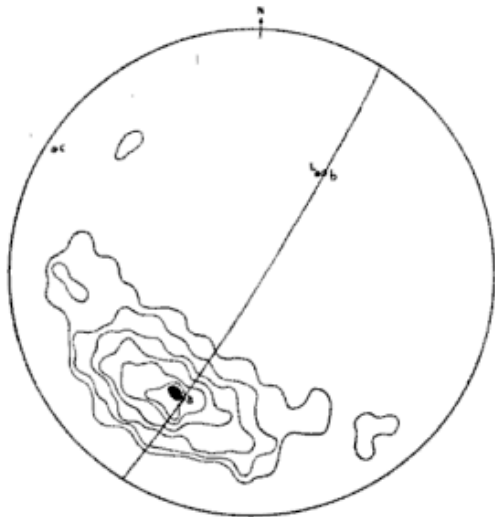
D. 2 b



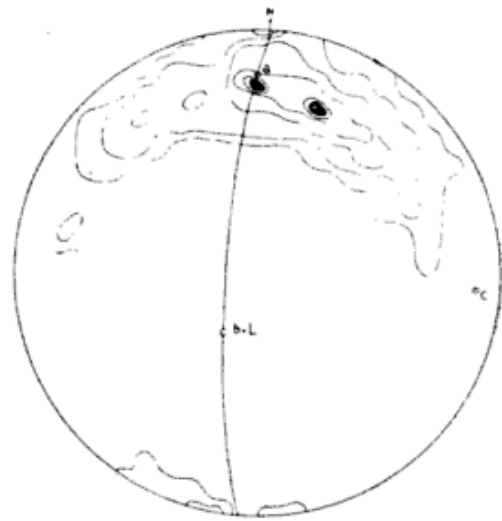
D. 1 c



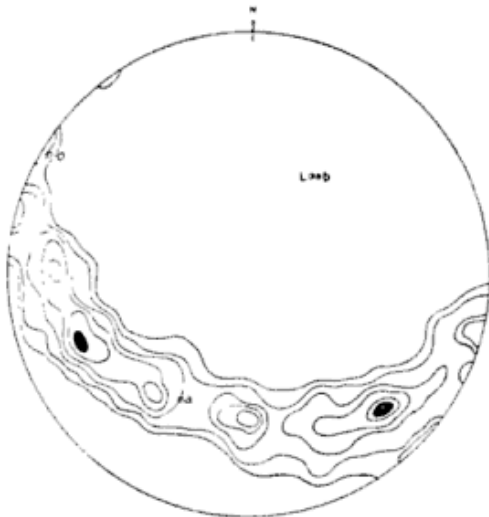
D. 2 c



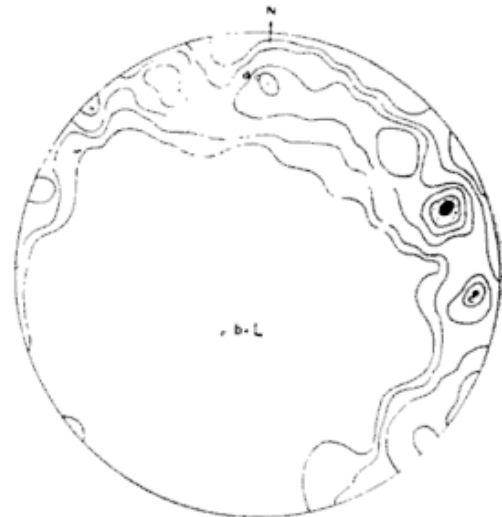
D. 3 a



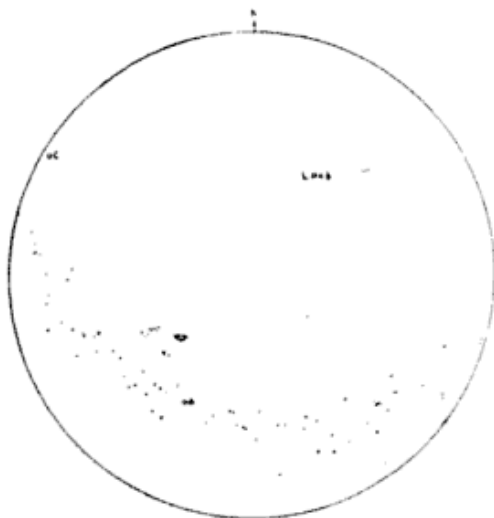
D. 4 a



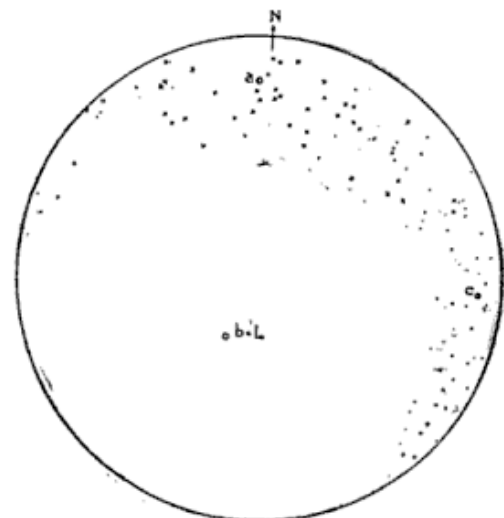
D. 3 b



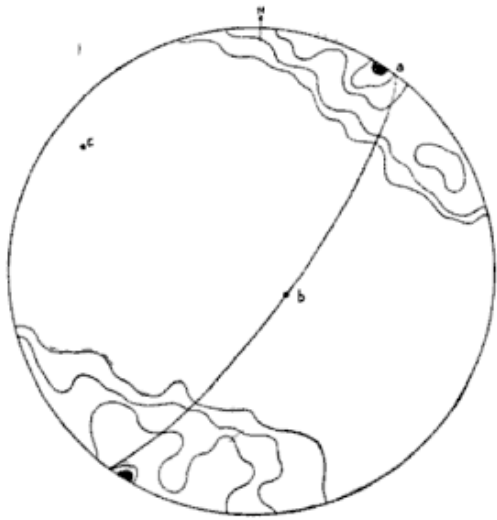
D. 4 b



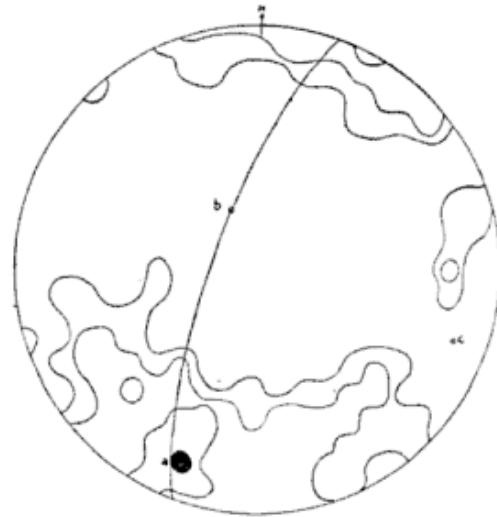
D. 3 c



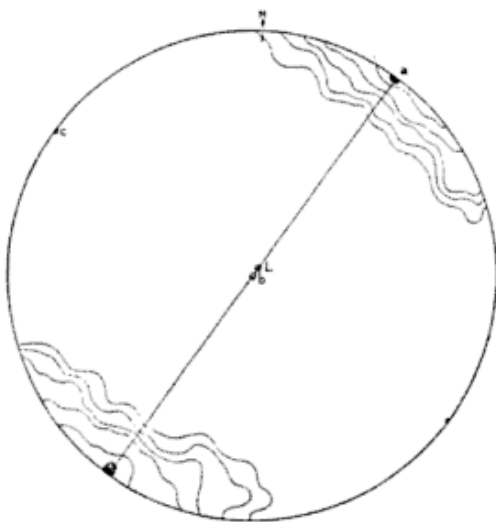
D. 4 c



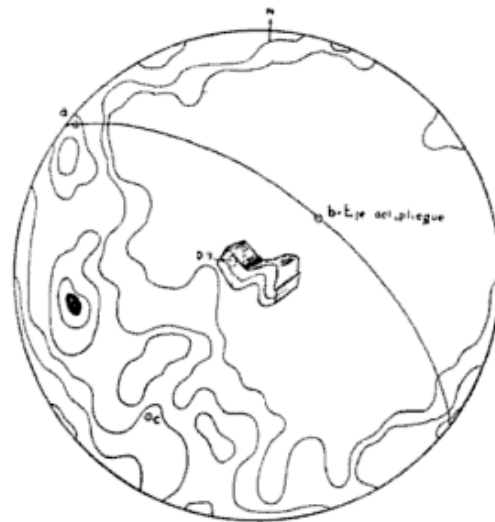
D. 5



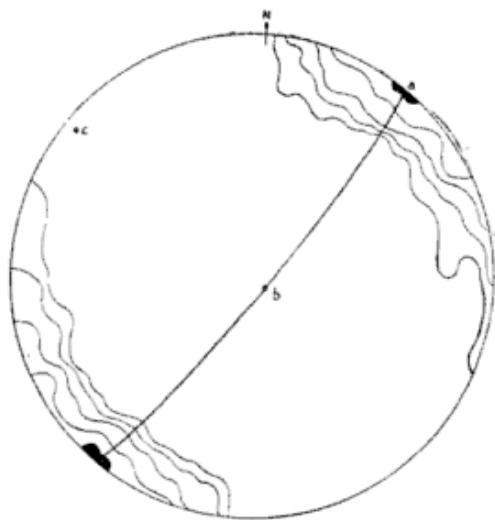
D. 8



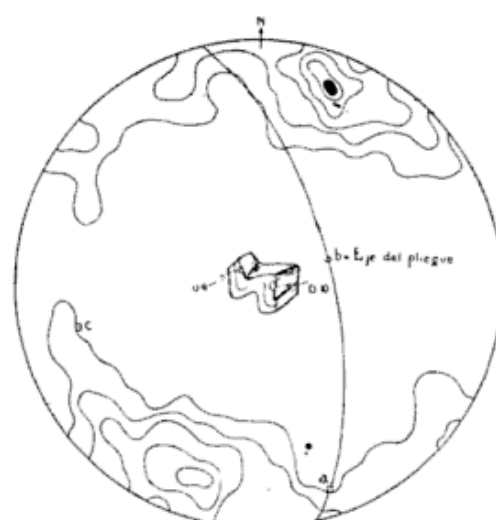
D. 6



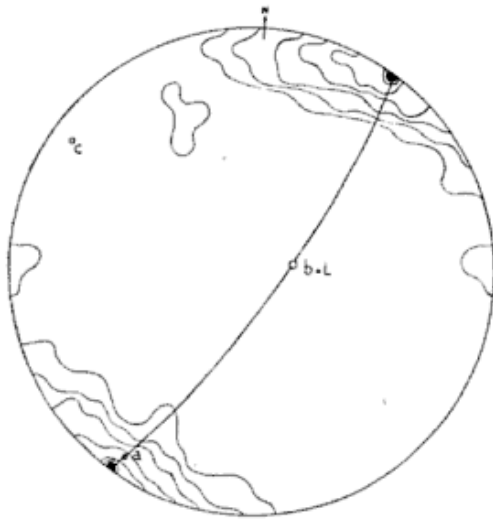
D. 9



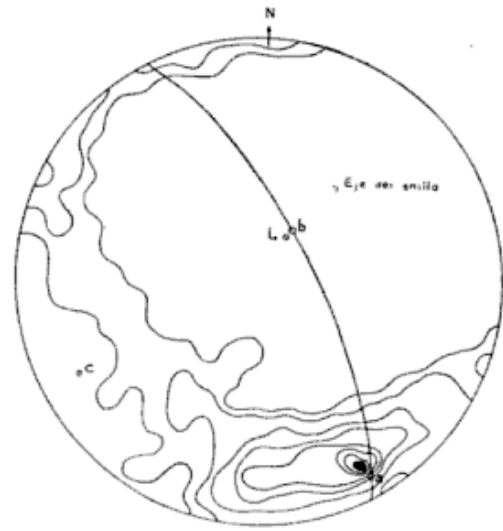
D. 7



D. 10



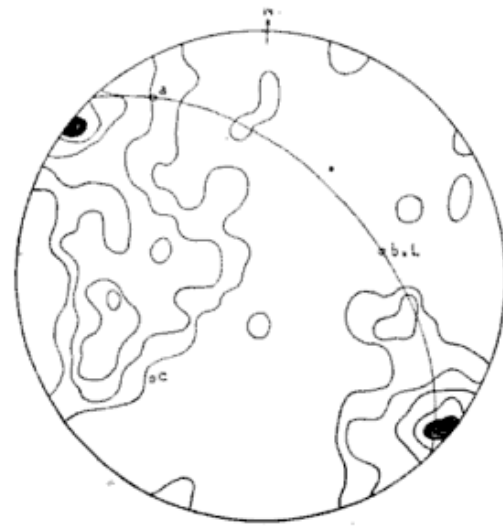
D. 11



D. 12



D. 13



D. 14

RASGOS GEOLOGICOS Y EVOLUCION GEOMORFOLOGICA
DE LA HOJA 27d (SAN RAFAEL)
Y ZONA OCCIDENTAL VECINA (PROVINCIA DE MENDOZA)

Por EMILIO F. GONZALEZ DIAZ
Dirección Nacional de Geología y Minería

RESUMEN

Se aplican los principios geomorfológicos de Polanski (1963) al sur del río Diamante. Se reconocen dos distritos geomórficos: Elevación Pedemontana o área elevada y la Depresión Externa o "La Travesía", describiendo nuevas unidades geomórficas. Estas son, para el primer distrito: 1. Peneplanicie exhumada del río Atuel, 2. Valle sobrepuesto del río Atuel, 3. Dorsal del río Atuel, 4. Huaiquerías, 5. Relieve volcánico, 6. Cañón del río Atuel; para el segundo: 1. Bajada Antigua del Puesto Moyano, 2. Planicie aluvial de la Colonia de los Coroneles, 3. Llanura Sanrafaelina, 4. Relieve suprimido de Huaiquerías del río Seco de las Tinajas, 5. Bajada Joven de la Colonia Las Malvinas, 6. Médanos y guadales.

Asimismo se trata de establecer la secuencia de acontecimientos diastróficos acaecidos en el Pleistoceno, de los que resultan los rasgos geomorfológicos actuales.

ABSTRACT

The geomorphologic ideas of Polanski (1963), are applied to the Piedmont area south of Diamante river in Mendoza Province.

In the absence of a complete sequence of the aggradational and degradational cycles of the Pleistocene it is necessary to introduce some modifications in the scheme of Atuel river's zone. Two fluvial cycles: the Pre-Canyon Cycle and the Canyon Cycle of the Atuel river, are distinguished.

Two geomorphologic Districts: *a*) the Piedmont Elevation and *b*) the External Depression of Mendoza Province are differentiated, divided in several geomorphic units.

For the first District the latter are: 1. Atuel river Exhumed Peneplain; 2. Superimposed Valley of Atuel river; 3. Arch of Atuel river; 4. Huaiquerías (or bad-lands?); 5. Volcanic relief; and 6. Atuel river Canyon. In the second District: 1. Old Bajada of Puesto Moyano; 2. Alluvial Plain of Colonia de los Coroneles; 3. San Rafael Plain; 4. Suprimed relief of Huaiquerías of río Seco de las Tinajas; 5. Young Bajada of Colonia de Las Malvinas and 6. Dunes and "guadales".

An intent to establish the sequence of diastrophic events in the Pleistocene, for the Piedmont region, following the new ideas of Neotectonic of Polanski, is proposed.

I. INTRODUCCION

La hoja 27d (San Rafael) se halla ubicada en la provincia de Mendoza, entre los meridianos 67° 45' y 68° 30' de longitud oeste y los paralelos 34° 30' y 35° de latitud sur. La zona de estudio fue extendida un poco más al oeste, hacia la vecina Hoja 27c (Cerro

Diamante), con el propósito de abarcar y contemplar áreas íntimamente relacionadas con las unidades geomórficas, reconocidas en el ámbito de nuestra Hoja.

Dividimos la región estudiada en dos ambientes fisiográficos de características netamente opuestas y bien definidas. El occidental es de reducidas pro-

porciones superficiales y corresponde a lo que llamamos "ambiente de serranías", o sea la Elevación Pedemontana; el otro, el oriental, de gran extensión (ya que abarca más de las 3/4 partes de la Hoja), comprende la "Llanura Sanrafaelina", que es un sector de "La Travesía".

El área serrana es representante de la unidad morfo-estructural ya conocida desde antiguo (Burckardt y Wehrli, 1900) como la "*Sierra Pintada*" (Desanti, 1956). La misma comprendía un grupo de elevaciones de escaso relieve absoluto y relativo, que alargadas en un sentido general paralelo al meridiano, se hallan antepuestas por el este a la Cordillera Frontal, ahogadas o rodeadas por acumulaciones modernas. Las situaban entre San Carlos y la región del cerro Nevado.

Con el transcurso de los años las nuevas investigaciones han permitido modificar parcialmente aquel concepto.

Así, por ejemplo, se ha separado de aquella entidad una nueva unidad morfo-estructural conocida bajo el nombre de "Bloque de San Rafael" (Feruglio, 1946; Polanski, 1954), siendo la Sierra Pintada sólo una pequeña parcela en el centro del Bloque.

Por otra parte, toma cada día más cuerpo la idea de prolongar más allá del Nevado, el límite sur de esta estructura. De este modo alcanzaría la zona de La Escondida, por debajo del llamado "martillo" del límite provincial de Mendoza y La Pampa.

De acuerdo con las investigaciones de Núñez, la misma se interna dentro de la Hoja 31e (Chical-có), desapareciendo por debajo de sedimentos muy modernos, en dirección al sudeste.

Existe también el criterio de incorporar esta entidad, a otra mucho más amplia y conocida, la llamada "Cordillera Frontal". Se interpretaría así que esta región —afín en cuanto se refiera al conjunto de rocas sedimentarias, tipo y edad de las manifestaciones ígneas y datación de los aconteci-

mientos diastróficos— no es otra cosa que el resultado de una desintegración diferencial de la antigua estructura variscica, originándose una unidad morfo-estructural de mucha menor expresión topográfica.

II. DIVISION GEOMORFOLOGICA

La historia geológica de la fracción aquí considerada, así como la evolución de los presentes rasgos geomorfológicos, es compleja.

La "zona elevada" exhibe diversos elementos de juicio como para rastrear la progresión de los acontecimientos. Estos se hallan, por lo común, bien datados y son concluyentes.

En cambio la "Llanura Sanrafaelina", presenta zonas donde las posibilidades de alguna modificación posterior de los conceptos aquí vertidos, son amplias. Muchos de esos puntos dudosos fueron resueltos gracias a la valiosa ayuda representada por la aparición de la publicación de Polanski (1963), referida al área pedemontana de Mendoza y que se halla inmediatamente al norte de la región estudiada.

Por ello, y dado el carácter regional y los años demandados para que este autor alcanzara los resultados expuestos, utilizaremos como base fundamental —en especial en lo que se relaciona con la zona de llanura— las conclusiones de Polanski.

Para un mejor entendimiento durante la exposición de este temario y prosiguiendo la tarea de identificación de diferentes unidades geomórficas, ya iniciada por Polanski como la más seria tentativa de regionalización geomorfológica en nuestro país —que deseamos se proyecte en el espíritu de nuestros estudiosos— diremos que aceptamos incluir dentro de una Provincia Geomórfica, ya conocida con el nombre de "*Provincia Pedemontana Mendocina*", a dos distritos: la *Elevación Pedemontana de Mendoza* y la *Depresión Ex-*

terna de Mendoza ("La Travesía"). El primero es homólogo con el distrito de la "Elevación Pedemontana Externa" de Polanski (1963).

Dentro de ellos hemos reconocido a las siguientes regiones geomórficas, o sea unidades esenciales, expuestas en el cuadro adjunto.

Provincia	Distrito	Región o unidad geomórfica
Pedemontana Mendocina	Elevación Pedemontana de Mendoza	<ol style="list-style-type: none"> 1) Peneplanicie exhumada del río Atuel 2) Valle sobreimpuesto del río Atuel 3) Dorsal del río Atuel 4) Huaiquerías 5) Relieve Volcánico 6) Cañón del río Atuel
	Depresión Externa de Mendoza ("Travesía")	<ol style="list-style-type: none"> 1) Bajada Antigua del Puesto Moyano 2) Planicie aluvial de la Colonia de los Coroneles 3) Llanura Sanrafaelina 4) Relieve suprimido de Huaiquerías del río Seco de Las Tinajas 5) Bajada Joven de la Colonia Las Malvinas 6) Médanos y guadales

El paisaje resultante no es función de la elaboración producida en un ciclo simple. Vemos que exhibe rasgos tan dispares como valles antecedentes, perfiles longitudinales de los ríos interrumpidos, planicies estructurales y de erosión yuxtapuestas a profundos "cañones", planicies aluviales y el adosamiento de superficies o relieves maduro-avanzados o seniles incipientes, a otros relieves que se hallan en un estado extremadamente juvenil.

La correcta interpretación de aspectos tan heterogéneos entre sí, involucra el cuidadoso reconocimiento de lapsos donde la degradación dominante fue reemplazada por la agradación o donde períodos de calma tectónica fueron sustituidos por otros de actividad diastrófica.

En otras palabras, cuando agrupamos y valorizamos rasgos geomórficos aparentemente no relacionados, delimitamos una secuencia de ciclos de erosión alternantes con otros de agradación, durante cada uno de los cuales han sido elaborados paisajes perfectamente distinguibles.

III. BREVE HISTORIA GEOLOGICA

Antes de entrar de lleno al aspecto de la evolución geomorfológica de la región, consideramos de utilidad para el lector la exposición de una breve reseña de la historia geológica de la zona y las formaciones aflorantes¹.

La misma se inicia con la Formación *río Seco de los Castaños*, que está integrada por areniscas micáceas oscuras y escasas limolitas verdes. Las sedimentitas son paleontológicamente estériles y han sido afectadas por un diastrofismo, que provisoriamente consideramos incluido dentro de la llamada orogenia Acádica.

Sus afloramientos se concentran en el margen occidental de la Hoja, sobre el río Atuel. La edad adjudicada en forma dubitativa, es quizás devónica.

Posteriormente se depositan los sedimentos (areniscas claras o rosadas, feldespáticas, lutitas, conglomerados, etc.) que Dessanti (1956) describe como Serie del Imperial, correspondiente al Infracarbónico. Aparecen en la pro-

¹ Ver González Díaz, 1963.

longación oriental de aquella misma zona, dentro de la Hoja 27d, incluyéndola dentro del llamado "Grupo del Valle Grande". En el mismo diferenciamos dos formaciones: la Formación Valle Grande, afín al "grupo inferior" de la mencionada Serie del Imperial, y la otra, Formación Agua del Puntano, que pese a la falta de mejores elementos de juicio, paralelizamos con el "grupo superior" de la Serie del Imperial.

Estos sedimentos son plegados, fracturados e imbricados sobre los sedimentos del supuesto Devónico, proceso éste relacionado con la orogenia variscica.

Luego de un período de calma tectónica, que permitió la elaboración de una superficie de erosión, se acumulan sobre ella las areniscas feldespáticas y conglomerados tal vez asimilables a la Serie de Cochicó (Dessanti, 1956), equivalente a la Formación Rincón Bayo. La edad fijada para la misma, a falta de mejores datos, se mantiene como un posible infrapérmico, o, mejor aún, se ubicaría en el límite Carbónico-Pérmico.

En esta zona las manifestaciones volcánicas duran un lapso que va desde el mencionado límite hasta alcanzar los fines del Paleozoico.

El vulcanismo del Paleozoico alto se inicia con las tobas de la Formación Agua de los Burros, dividida arbitrariamente en dos miembros. La secuencia se continúa con los productos ígneos del Grupo Cerro Carrizalito (Asociación Volcánica Tardío-variscica) cuya "suite" es la siguiente: básica-dacítica-ácida. Las respectivas formaciones que integran este Grupo y que han sido mapeadas en la Hoja 27d son las siguientes: Formación Quebrada del Pimiento, Formación Agua de los Noques y Formación Cerro Carrizalito. Luego se depositan, sepultando todo el relieve previo, las sedimentitas triásicas de la Formación Puesto Viejo. En ésta se ha tenido la fortuna de hallar restos de vertebrados fósiles correspondientes a Therápsidas, además de vegetales. Si

bien estos últimos no han sido determinados —dado su precario estado de conservación— en base a los vertebrados, ha sido posible asignarle, en forma provisoria, a esta formación, una edad no menor que Triásico medio, tomando como límite inferior el clásico ya aceptado de Triásico inferior ⁽¹⁾. El concepto de Triásico medio excluye al Ladinense.

En este complejo sedimentario se intercalan mantos de basaltos, algunas formas hipabisales de éstos, otras veces andesitas vesiculares y las más, mantos tobáceos ácidos (ignimbritas). Estos últimos se presentan con variado aglutinamiento.

A continuación describiremos con mayor detalle los sucesos posteriores que se hallan íntimamente ligados con la evolución del paisaje, o que por lo menos muestran aún, en forma reconocible, sus influencias sobre la morfología actual.

Una prolongada estabilidad tectónica —que aparentemente, en líneas generales, se extiende desde el Triásico hasta alcanzar casi el Terciario, facilitó el establecimiento de un prolongado y completo ciclo fluvial, sobre la antigua estructura variscica. Merced al mismo, el paisaje alcanzó el penúltimo estadio del esquema ideal davisiano, o sea el desarrollo de una planicie de destrucción de extensión regional o peneplanicie.

Sabemos que a partir del Eoterciario, toda la región baja, situada al naciente de la zona cordillerana, en Mendoza, se convierte en un amplio receptáculo de los materiales derivados de la destrucción de ésta y transportados hacia aquél, por medio de la acción fluvial. La zona en cuestión ha recibido el nombre de "Depresión de los Huarpes" (Polanski, 1963). Muestra una total integridad en su desarrollo en el

¹ Ver apéndice paleontológico del señor Rodolfo Casamiquela, en González Díaz (1963).

tramo comprendido entre Mendoza, por el norte, y el río Seco de Las Peñas por el sur.

Al alcanzar este punto la depresión se ve dividida en dos ramas menores. Esto sucede cuando la presencia del antiguo Bloque Variscico¹ se interpone, alzándose en la parte media de aquélla, emplazándose como una cuña elongada norte-sud, separando entonces dos depresiones menores. Una de ellas, la occidental, se ubica entre la Cordillera al poniente, estando limitada al naciente por el margen occidental del antiguo zócalo. Ella es la que ha acusado una mayor movilidad y exondación. La otra rama se sitúa al este del antiguo bloque, llegando a constituir parte del Distrito Geomórfico aquí considerado como "Depresión Externa de Mendoza".

En la primera de estas depresiones menores reconocidas, es factible seguir con minuciosidad los acontecimientos diastróficos y procesos morfológicos que permitieron alcanzar el actual paisaje.

Comprobamos así que ha sufrido un intermitente hundimiento a través de todo el Terciario, interrumpido por varios eventos tectónicos, que afectaron los sedimentos allí acumulados.

Polanski ha definido esta área de acumulación como una "antecuenca", adyacente a una antigua estructura (Cordillera). También hace algunas observaciones acerca del inconveniente de considerarla como un verdadero "geosinclinal continental", criterio sostenido por Frengüelli.

La historia del Terciario en esta zona del sur mendocino, se iniciaría con la elevación de la Cordillera, relacionada con una fase del Segundo Movimiento de Groeber (1951). La prueba indirecta de la misma la hallamos en

¹ Incluimos dentro de esta denominación, por razones de comodidad en la exposición, también a los sedimentos recientemente identificados como correspondientes al infra-meso Triásico continental, hallados al sur del río Diamante.

esta región, por la presencia de una espesa cubierta sedimentaria adjudicable al Mioceno (Santacruzense, en el sentido de Dessanti). Aquélla corresponde a nuestra Formación río Seco de la Frazada, equivalente a los Estratos de Aisol del mismo autor.

Esta agradación rellena todos los relieves negativos de la Depresión de los Huarpes (rama occidental), llegando al extremo de sepultar —por lo menos parcialmente— el antiguo substratum variscico peneplanizado.

Tenemos así formada una verdadera planicie aluvial, de extensión regional, de edad miocena.

Más tarde, durante el Mioceno alto, en respuesta a los movimientos que Groeber considera situados en la Tercera Fase del Segundo Movimiento (= Fase del Movimiento Tectogénico Mioceno de Polanski), aquellos sedimentos se ven perturbados. Ellos nos conducen a un plegamiento y dislocación de los mismos en la rambla occidental.

En efecto, los sedimentos acumulados en la antecuenca son plegados y fracturados; en cambio el esfuerzo deformante derivado del movimiento tuvo ninguna o escasa repercusión sobre aquellos que cubrían la vieja estructura. Esto se explica aceptando que dicho esfuerzo fue simplemente absorbido por el zócalo y que sólo podría haberse traducido en un leve acortamiento de la estructura general, merced a algún fallamiento menor en el bloque. Entendemos que ésta sería la correcta interpretación del hallazgo en posición horizontal, de la fracción de la Formación río Seco de la Frazada, que se apoya directamente sobre el rígido sostén en distintas partes de la Hoja 27d y 27c, ante el hallazgo de la misma formación plegada y dislocada en el ámbito de la depresión occidental abarcada por la vecina Hoja 27c - Cerro Diamante (Dessanti, 1956).

Así es que, en resumen, el bloque fue quien soportó los esfuerzos deformantes, no transmitiéndoselos al Mio-

ceno suprayacente, dada la rigidez evidenciada por aquél.

Posiblemente, en relación con este movimiento, ya existiera un leve ascenso del que con posterioridad se llamaría Bloque de San Rafael.

A partir de este momento todo el desarrollo estructural y morfológico cae dentro de la órbita de influencia de la llamada Neotectónica por Polanski (1963). Como sabemos, este autor ha reconocido cuatro fases, que desde la más antigua a la más moderna son las siguientes:

- 1) Fase Neotectónica Inicial.
- 2) Fase Neotectónica Principal.
- 3) Fase Neotectónica Póstuma.
- 4) Fase Neotectónica Final.

A consecuencia del primer movimiento de la Neotectónica (Fase Inicial) la Cordillera se eleva... "quizás un abovedamiento sin fracturación mayor"... (Polanski, 1963) mientras que la zona pedemontana sufre contemporáneamente un descenso, que se prolongó desde el Plioceno inferior (Tunuyanense) hasta más o menos el Plioceno más alto (Formación Mogotes = Formación Bajada Grande).

La agradación pliocena desarrolla una enorme planicie aluvial, con la pendiente dominante hacia el este.

Los detritos fluviales cubrirán todo el relieve mioceno perturbado y posteriormente erosionado, llegando a superar ocasionalmente el obstáculo representado por el Bloque de San Rafael. Este, es muy probable que haya soportado un leve ascenso, durante los acontecimientos previos.

Esta dispersión del Plioceno, inmediatamente al naciente de lo que hoy hemos denominado Distrito Geomorfológico de la "Elevación Pedemontana de Mendoza", se halla comprobada por la presencia de la Formación río Seco

del Zapallo, que aflora paralelamente al curso del río homónimo¹.

Este ciclo de agradación se ve interrumpido por los acontecimientos de la Fase Neotectónica Principal (Plioceno más alto).

La gruesa pila sedimentaria que colmó el bajo morfológico estructural (Depresión de Los Huarpes) durante el Plioceno, se ve convulsionada. El ascenso de la Cordillera Frontal... "según un abovedamiento anticlinal"... (Polanski, 1963), produce el fallamiento e imbricación de la misma sobre la Depresión, afectando las sedimentitas pliocenas, desarrollando una estructura de pliegues fallados y dislocamiento. Ello es bien visible fuera del ámbito de la Hoja 27d, al oeste de la misma, en la zona abarcada por la 27c.

Antes de entrar en el Pleistoceno, hacemos constancia que no poseemos elementos de juicio que permitan discutir sobre la Calma Tectónica del Final del Plioceno (Polanski, 1963).

Como consecuencia de un nuevo acontecer diastrófico (Fase Neotectónica Póstuma), se renueva vigorosamente el ciclo erosivo en la Cordillera, mientras que en la zona pedemontana adyacente domina la agradación y construcción de una amplia bajada, que se adosa a la región elevada.

Si prestamos atención a la descripción de Polanski, cuando se refiere a su Fase Neotectónica Póstuma (pág. 269), aparece la acumulación de la Formación Los Mesones (I Ciclo de agradación pleistoceno) como una respuesta al ascenso cordillerano acaecido durante la primera etapa de esta Fase.

Testimonios de esta acumulación paleopleistocena no han sido datados en nuestra región; en cambio, han sido debidamente reconocidos en las Hojas geológicas ineditamente situadas al

¹ La correlación pertinente la hemos realizado tomando en cuenta la evidente analogía de estos sedimentos, con los Estratos del Diamante o Araucanense de Dessanti (1956).

oeste y noroeste (Hojas 27c - Cerro Diamante y 26c - La Tosca, respectivamente).

En la segunda etapa de la Fase aquí en consideración, tiene lugar un ascenso general del área pedemontana. Ello trae como inmediata consecuencia la exhumación de la vieja superficie peneplanizada.

El mencionado ascenso, se traduce en un esfuerzo deformante que disloca los sedimentos pliocenos de la Formación río Seco del Zapallo, asociado con la falla inversa o "Falla de El Jilguero" (González Díaz, 1963). Esta se observa en la Hoja a partir del puesto Moyano, y luego de un recorrido general hacia el sur, se pierde en la quebrada de la Bajada Fuerte, al sur del río Atuel. Provisoriamente incluimos en esta fase, la dislocación de los sedimentos triásicos en la quebrada de la Bajada Fuerte.

Merced a la elevación indicada, se inicia un nuevo ciclo de agradación. En la zona de nuestro estudio, la deposición origina la Formación Puesto Moyano, constituyendo la Bajada Antigua del Puesto Moyano. Todavía se la reconoce en el tramo ubicado entre el puesto homónimo y el río Atuel. Al sur de éste, y a partir del puesto Agua del Puntano, con dirección al cerro Guadalupe, aflora en forma saltuaria una acumulación similar y que incorporamos provisoriamente a la misma unidad geomórfica.

Al igual que en la zona adyacente al puesto Moyano, se halla integrada exclusivamente por elastos del umbral vecino. Sería por otra parte, correlacionable con el II Ciclo de agradación pleistoceno (Formación La Invernada).

Volviendo al proceso de exhumación de la peneplanicie sepultada por la acumulación terciaria, decíamos que comienza su exhumación que se hace más notable durante el 2º Ciclo fluvial mesopleistoceno.

Así, los colectores principales (ríos Atuel y Diamante entre otros), al ascender el área pedemontana comienzan

a entablar —con éxito por cierto—, una dura lucha por mantener el equilibrio con dicho ascenso. Se lleva a cabo una rápida y profunda exhumación de sus valles.

Estos, labrados en las sedimentitas terciarias, son profundizados de tal modo que, comienza a ser descubierto en el fondo de los mismos, el substratum variscico sobre el que se apoyaron aquellas y que, pasivamente fueron desplazadas a mayor altura durante el ascenso.

Se inicia así, el verdadero ciclo de denudación y exhumación de la antigua peneplanicie preterciaria, que se iniciaría más al norte, ya en el Terciario bajo (según Polanski, 1963, pág. 305).

De este modo los ríos Atuel y Diamante (si bien cerca del área cordillera surcaban las bajadas eo- y mesopleistocenas al llegar a la zona pedemontana correspondiente a nuestra "Elevación Pedemontana de Mendoza" adoptan las características geomorfológicas que distinguen a los valles sobrepuestos, cuando se descubre en su fondo la vieja superficie de erosión.

El último episodio diastrófico importante del Pleistoceno, se establece con la llamada Fase Neotectónica Final. Merced a ella, el paisaje de la región estudiada, adquiere los rasgos morfológicos que le son peculiares en la actualidad. Esto se reconoce esencialmente en el área de la serranía ("Elevación Pedemontana").

Durante la primera etapa de esta Fase, se produce un nuevo ascenso general del Bloque de San Rafael, que extendemos a nuestra "Elevación Pedemontana". Los ríos aceleran su profundización, manteniendo el equilibrio con el ascenso. Toman entonces las características de los ríos antecedentes, dada su relación con esta fase de la Neotectónica, al mantener sus cursos.

La exhumación de la peneplanicie, se intensifica y comienza el retroceso de los frentes de pendiente, desarrollados

en los sedimentos terciarios, de acuerdo a un nuevo nivel de base local, constituido por los ríos principales.

A continuación (segunda etapa) se establece el movimiento de capital importancia para la evolución hacia el paisaje actual.

Al norte de nuestra zona, el mismo se halla caracterizado por ... "un fracturamiento y descenso del Graben del Tunuyán"... (Polanski, 1963). Aquí el antiguo sostén variscico peneplanizado que aún mantenía su integridad —pese a las vicisitudes por las por las que atravesó— ve destruida su unidad, de resultas de un episodio diastrófico que se caracteriza por un fuerte fracturamiento tensional de extensión regional. El desmembramiento producido, deja a distintos niveles, tramos elongados del viejo zócalo. Se produce coetáneamente el descenso de la depresión oriental.

De esta manera, se elabora un paisaje que escalonadamente descende hacia ambas depresiones menores —la occidental y la oriental— a partir de una culminación representada por la parte más alta de la Dorsal. Hacia el poniente, es factible el reconocimiento de esos escalones de escaso rechazo. No alcanzan a los setenta metros de altura en la máxima y abrupta pared desarrollada al oeste del cerro Carrizalito, por la "Falla del cerro Carrizalito".

Hacia el sur se pierden al llegar al límite de la Hoja 28d (Soitué). En cambio, hallamos por el borde oriental un solo escalón, limitado por la "Falla del cerro Negro", mientras que el siguiente bloque se hallaría parcialmente sepultado por depósitos del Holoceno. Tal vez datos de sismica nos permitirán detectar nuevas fallas hacia el naciente, continuando ese "escalonamiento".

Que aparentemente tenemos líneas de debilidad estructural, parecería estar comprobado por los acontecimientos sísmicos que afectaron la zona de la Colonia de Las Malvinas y Villa Atuel durante el año 1942.

Por otra parte, es llamativa la presencia de un aislado conito volcánico basáltico, en medio de la llanura sanrafaelina llamado El Cerrito, indicio éste que puede señalar otra línea de debilidad.

Conectadas con este fracturamiento tensional, ubicamos las manifestaciones basálticas correspondientes a la Formación Cerro Negro (Asociación Volcánica Neopleistocena), cuyos principales representantes son el cerro Negro y el cerro Guadalito, que enmascaran parcialmente detalles de la estructura relacionada con la "Falla del Cerro Negro". El cerro de la Quebrada y el de la Huitrera, se emplazan según líneas tectónicas contemporáneas ("Falla quebrada Lavada - Puesto Viejo").

El ascenso de la primera etapa de esta Fase, reinicia la erosión del área cordillerana y lleva a la degradación de la Formación La Invernada y al mismo tiempo se desarrolla una nueva acumulación en el área pedemontana, que corresponde al III Ciclo de agradación pleistoceno, que deja en nuestro sector la cubierta de los fanglomerados y arenas correspondientes a la Planicie aluvial de la Colonia de los Coroneles. La misma es correlacionada con la Formación Las Tunas (Polanski, 1963), que aparece al norte del río Diamante. De acuerdo a un perfil levantado frente al dique derivador, vecino a la Villa 25 de Mayo, el vulcanismo neopleistoceno se ubica intercalándose en el Tercer nivel, equiparable a la mencionada planicie.

Esta nueva fase acumulativa se ve favorecida por el hundimiento inmediatamente posterior del bajo oriental que que al rebajar el nivel de base local, permitió el rellenamiento de aquél.

El cambio del nivel de base en el área oriental, establece las condiciones para el 3^{er}. Ciclo fluvial, como ya adelantáramos.

El resultado visible en la actualidad del mismo, es el aterrazamiento o formación de escalones morfológicos bien

desarrollados al norte del río Diamante, entre la Villa 25 de Mayo y el cruce con el camino de la ruta a Mendoza.

Estos han sido desarrollados sobre el material correspondiente a la Formación Colonia de los Coroneles.

La historia geológica continúa con un ... "período de agradación preferentemente eólica"... (Polanski, 1963), merced al que se depositan en los bajos los... "limos parecidos al loess"... , entre los que reconocemos intercalaciones de sedimentos fluviales.

Esta sedimentación aparentemente mixta, constituye nuestra Formación Villa Atuel.

La edad de este período de agradación (el IV), ha sido situada en el límite entre el Pleistoceno y el Holoceno. Esto gracias al análisis del contenido en C_{14} de una gyttja, rica en material orgánico, logrando así Polanski (1963), establecer una edad absoluta para la misma, de 9.625 ± 200 años.

El paisaje resultante de esta sedimentación, sin mayor relieve relativo, se ve sometido a un corto epiciclo de erosión, con la subsiguiente fase de acumulación de fangos, arenas y conglomerados de origen fluvial.

La discordancia erosiva que separa esta agradación (Formación río Seco de La Hedionda) de la Formación Villa Atuel, es nítida en numerosos lugares.

En su construcción participaron las principales vías de agua de la región.

La suma de ambas formaciones constituye la actual "Llanura Sanrafaelina".

Finaliza la historia geológica, con el epiciclo de degradación actual, que condujo al "encajonamiento" del río Atuel en la llanura sanrafaelina.

Quizás la presencia de las pequeñas terrazas halladas en el cauce del mencionado río, nos estén indicando que el proceso no fue continuo, sino que tuvo breves "altos" o interrupciones,

adjudicables a variaciones cíclicas en el régimen del río.

Lo expuesto aclara la necesidad de agrupar las descripciones de los acontecimientos geológicos y de las unidades geomorfológicas en tres capítulos. De ellos los dos primeros abarcan unidades de evolución cíclica y el último capítulo, aquellas unidades que no muestran una clara vinculación con los ciclos fluviales. Tendríamos entonces:

1º *Ciclo Precañón del río Atuel*, que comprende a las unidades desarrolladas entre los fines del Triásico y los principios de la Fase Neotectónica Póstuma (mesopleistoceno).

2º *Ciclo Cañón del río Atuel*, que engloba las unidades geomórficas, originadas durante la Fase mencionada y posteriores a ella.

3º *Unidades acíclicas.*

Esta división discrepa algo de la que hace Polanski (1963), ya que en el ambiente del río Atuel, no hay criterios para discriminar en el Ciclo Precañón, los dos ciclos fluviales del paleo- y mesopleistoceno (1º y 2º) que independientes entre sí, se destacan así, en el área situada al norte del río Diamante.

Trataremos en lo posible de seguir los delineamientos establecidos por Polanski (1963), distinguiendo las llamadas unidades geomórficas, única solución viable para superar el obstáculo —aparentemente insalvable por el momento— constituido por la interferencia que resulta de la superposición de dos ciclos distintos (fluvial y eólico), actuantes en una misma región, bajo las condiciones que imperan en un clima árido a semiárido, a partir por lo menos del límite Plio-Pleistoceno.

Los resultados acerca de la evolución geomorfológica, de la zona situada al norte de nuestra región, e investigada por Polanski (1963), son extendibles a esta última.

IV. UNIDADES GEOMÓRFICAS

A) CICLO PRE-CAÑÓN DEL RÍO ATUEL

A este ciclo corresponden las siguientes unidades geomórficas:

1) *Peneplanicie exhumada del río Atuel*

Durante el ciclo Pre-cañón, la más extensa y antigua época de degradación de la que tenemos claras evidencias, la vieja estructura variscica, a la que se suma en esta región, áreas sedimentarias atribuibles al Triásico medio (Formación Puesto Viejo), estuvo sometida a una prolongada degradación fluvial. En condiciones de larga quietud tectónica, se elaboró una extensa planicie de destrucción¹, descrita en el informe de Polanski (1963, págs. 304-306) como Peneplanicie exhumada del Bloque de San Rafael.

Debemos señalar aquí, que la altura de nuestra peneplanicie, que es prolongación de la anterior, disminuye progresivamente hacia el sur.

Los remanentes de la cubierta terciaria indican que sobre el nivel de esta superficie de agradación terciaria se levantaban algunas aisladas elevaciones, posiblemente "monadnocks" en la peneplanicie, luego sepultados. Uno de ellos, podría ser lo que hoy denominamos cerro Carrizalito y la Sierra Pin-

¹ El desarrollo regional de la misma será objeto de un próximo estudio. Podemos adelantar que la existencia de esta peneplanicie está datada fuera de los límites de este trabajo. Así, este antiguo paisaje —hoy exhumado— aparece en las Hojas Geológicas 27c y 26c por el oeste, se prolonga al sud en la Hoja 28d (Soitué) y en asomos saltuarios se manifiesta a través de más de 300 km en línea recta, alcanzando el sud de la Hoja 30e (La Escondida). Aquí desaparece por debajo de los sedimentos marinos asignados al Rocanense (Wichmann, 1928). Esto nos facilitaría la posibilidad de datar el límite superior del prolongado ciclo erosivo iniciado en el Triásico.

tada situada en los costados australes del río Diamante.

Restos de esta cubierta primitiva hallamos en la zona del río Seco de la Frazada, cerca del puesto abandonado homónimo (al oeste de la Pampa de los Noques), en tramos aislados de la "Dorsal del río Atuel", entre el puesto Viejo y el puesto abandonado de Julio Montes, y en el borde oriental de la serranía hallamos estos remanentes frente al puesto Moyano.

En el Pleistoceno bajo, comienza el ascenso de la estructura sepultada y la lenta eliminación de la cubierta sedimentaria terciaria.

El río Atuel, cuya incisión en las sedimentitas terciarias alcanzó su primer auge en la Fase Neotectónica Póstuma desarrollando un valle sobreimpuesto, con posterioridad se convierte en un valle antecedente en relación a la tectónica de la Fase Final.

Aquí la elevación del área pedemontana origina tensiones que se traducen en el fallamiento directo del bloque variscico. Algunos (Polanski, 1963), creen ver una conexión genética con los volcanes basálticos que marginan por ejemplo, el borde oriental del Bloque San Rafael y su hidrotermalismo póstumo.

Los diversos bloques resultantes de este fallamiento tensional de la Fase Final se desplazaron diferencialmente, ubicándose en forma escalonada en alturas cada vez menores, con respecto a un sector elongado más elevado y mediano.

Esta disposición estructural, al desmembrar la antigua unidad de la vieja peneplanicie puede confundir al investigador, llegando a establecer la errónea idea de que se halla en presencia de varias peneplanicies parciales, al considerar sus distintas alturas relativas actuales. Este fenómeno es el resultado del desmembramiento tectónico posterior. Así, un sector de la antigua

peneplicie mantenido a mayor altura, constituye lo que llamamos ahora Dorsal del río Atuel, que será tratada en otro capítulo.

Tramos amplios correspondientes al antiguo paisaje de la peneplicie, pueden aún reconocerse, en el sector de la planicie ubicada al oeste de la Dorsal y al sur del río Atuel.

Se conservan allí los rasgos de una superficie de escaso relieve, suavizada más aún por sedimentos recientes, sólo incidida por profundos cañones en las partes que marginan el cañón del río Atuel. Constituye allí la llamada Pampa de los Noques, que coronada por la curva de nivel de los 1150 metros, pierde altura hacia el sur, a través de varias "pampas" innominadas.

Detalles del rejuvenecimiento experimentado por la planicie de destrucción antigua, se verán más adelante en el capítulo Valle sobrepuesto del río Atuel.

A continuación trataremos algunos argumentos en favor de la identificación de la peneplicie del río Atuel.

Vecina a la Hoja 27d, dentro de los límites de la 27c, más o menos 1 kilómetro al oeste de la margen occidental, la superficie de erosión hoy exhumada, puede observarse con todo detalle¹, en el tramo del río Atuel que va desde el llamado Valle Grande hasta el escalón morfológico representado por la "Falla del cerro Carrizalito". La planicie de destrucción ha sido labrada truncando rocas de variada litología y edad (por ende de diversa resistencia a la meteorización y erosión). Esta comprobación resulta ser la prueba crucial para toda aquella superficie de erosión de amplitud regional, que se supone sea una legítima peneplicie primaria.

Así en la margen norte del río, la vemos recortando sucesivamente (a lo

¹ Buenas fotografías de esa planicie de erosión pueden verse en el informe inédito de Dessanti (1947).

largo del río y aguas abajo del dique nivelador del Valle Grande) a sedimentos areniscosos de la Serie de Cochicó, a una brecha andesítica —donde se ha emplazado el dique—, al paquete sedimentario del grupo inferior de la Serie del Imperial y ya, casi debajo del abrupto escalón o escarpa de falla que limita al cerro Carrizalito por el oeste, vémosla elaborada sobre tobas de la facies básica del Grupo Cerro Carrizalito y de las tobas dacíticas de la Formación Agua de los Burros.

En la banda sur del río se presenta grabada sobre las tobas últimamente mencionadas y la facies ácida del vulcanismo tardío-variscico.

En otras zonas alejadas de esta región (zona al N del Diamante), vemos la peneplicie truncando rocas de la Serie de La Horqueta, donde se conserva bastante bien, mostrando amplias extensiones aún no afectadas por la erosión posterior. Si bien suponemos que la superficie de destrucción se continuaba sobre las sedimentitas infracarbónicas adyacentes, no mantiene su uniformidad a causa de la dispar litología que caracteriza estas formaciones, o sea alternancia de capas duras y friables, que permitió el establecimiento de un drenaje subsecuente que aprovechó las ventajas ofrecidas por los estratos más débiles.

Dado que una sola prueba no es definitiva para la presencia de una peneplicie primaria, podemos argüir en apoyo de lo anterior, la notable concordancia de niveles de destrucción puesta de manifiesto por amplios tramos de los interfluvios y/o planicies elevadas. Un pequeño sector, se expone dentro del área abarcada por la Dorsal del río Atuel, un poco al SW del puesto Viejo, subiendo por la senda que lleva al puesto de Julio Montes.

Si lo prolongamos hacia el sur, notamos la paulatina pérdida de altura hacia el SE, donde alcanza niveles de

1150 metros, más allá de la loma de los Molles¹.

Además el paisaje al oeste de la Dorsal, también muestra una acordancia de nivel que es extraordinaria, con rasgos de escasos desniveles, achatado, dando lugar al desarrollo de varias pampas sin nombre, que suelen hallarse a distinta altura.

Esta última característica se debe al diverso desplazamiento de los bloques, durante el fallamiento directo que afectó a toda la estructura, rompiendo así la unidad de la peneplanicie.

Las argumentaciones presentadas en favor de la presencia de una peneplanicie primaria de extensión regional, desmembrada, hoy resurrecta, son valideras.

En realidad, sería más correcto hablar de una peneplanicie parcialmente exhumada.

2. Valle sobreimpuesto del río Atuel

De resultas de la mencionada colmatación del área ubicada al naciente de la Cordillera y el sepultamiento de la peneplanicie del río Atuel por la planicie aluvial terciaria, prodújose el reordenamiento de la red de avenamiento.

La reorganización de las líneas de drenaje desde el alto cordón cordillero hacia el este, trajo como lógica consecuencia el establecimiento de una serie de ríos consecuentes, que surcaban la mencionada planicie.

De esos ríos, el que trataremos con mayor detalle es el río Atuel.

Polanski (1963, pág. 305) sostiene que su peneplanicie del Bloque de San Rafael, que correlacionamos con nues-

tra peneplanicie, comenzó a exhumarse en su parte marginal, ya en el Terciario bajo. Sin embargo, este ciclo de denudación se interrumpió como consecuencia de la nueva y fuerte agradación pliocena, que sepultó definitivamente a la antigua estructura. Estos datos son aceptados y extendidos a la zona de nuestro estudio, ante la estrecha relación existente entre el paisaje considerado por este autor al norte del río Diamante y la unidad aquí considerada.

Si el río Atuel corría elaborando su valle en medio de las sedimentitas terciarias s. l., al producirse el ascenso del antiguo bloque subyacente conjuntamente con su cubierta cenozoica, se revitaliza el proceso erosivo del mismo.

Este movimiento ascensional lo ubicamos dentro del ámbito correspondiente a la segunda etapa de la Fase Neotectónica Póstuma. Aquí el río Atuel comienza a profundizar activamente su valle en las rocas no muy resistentes del Terciario, en una competencia que tiende a equilibrar el valor del mencionado ascenso del área pedemontana.

Estamos en una etapa, durante la que, la erosión linear dominante con respecto a la lateral, expone en los fondos del valle una vez atravesado todo el paquete sedimentario terciario, porciones de la antigua planicie de destrucción.

O sea, que tenemos al río Atuel comportándose desde ese instante, como un río transversal a una estructura, que desarrolla un valle sobreimpuesto.

Este caso es considerado por muchos autores, como una derivación especial de valles antecedentes².

Este momento de la evolución del paisaje, se prolonga hasta alcanzar el hito señalado por la Fase Neotectónica Final, que configura los delineamientos generales del actual paisaje.

² Actualmente existe una tendencia general a considerar la mayoría de los valles anteriormente considerados antecedentes, como valles sobreimpuestos (Atwood, 1938).

¹ Según Núñez (comunicación verbal) es posible identificar restos de esta peneplanicie muy disectada en la zona abarcada por las Hojas 28c-28d. Allí constituyen las planicies elevadas correspondientes a los cerros de los Llorones y su extremo oriental, el cerro de Sosa. Además incluye los cerros del Planchón, en las proximidades del puesto Los Pozos.

En el ambiente del río Atuel, el desarrollo geomorfológico, acusa peculiaridades distintas de las que se ponen de manifiesto en la parte boreal del Bloque de San Rafael.

Durante el prolongado Ciclo Pre-cañón, el río Atuel indudablemente mantiene su curso transversal a la estructura, en forma similar al actual y elabora un amplio y maduro valle sobreimpuesto, cuyos restos se reconocen todavía, bien conservados, en alturas que oscilan entre los 1.300 y 1.350 metros, aguas arriba de los "saltos" de El Nihuil.

Aguas abajo de este último punto, el panorama cambia y el valle sobreimpuesto se halla escasamente conservado, apareciendo restos o parcelas desconectadas del mismo, como pruebas de su anterior presencia.

Esto último es debido a la intensa disección soportada por la zona del valle, durante el Ciclo Cañón del río Atuel (erosión retrógrada).

En verdad, en ambas partes superiores de los laterales del "cañón" del río Atuel, no se observan esas características y amplias "hombreras" o explanadas, que en cambio se hallan tan maravillosamente conservadas en algunos sectores del ambiente del río Diamante. Por ejemplo, al oeste de la zona denominada La Jaula. Esto configura el esquema típico de un valle-en-valle (valley-in-valley).

Pero eso sí, se notan sectores reducidos, elaborados de formas similares a unas "terrazas" o explanadas, las que no acusan ninguna relación genética con el desarrollo de un valle-en-valle.

Esos sectores, que están encajonados en medio de los restos de la planicie aluvial terciaria, están relacionados con la reexposición de la antigua superficie de erosión y su ulterior disección. Luego, por retiro paulatino de los frentes de pendiente del paisaje terciario, con respecto al cauce del Atuel, se produce la exhumación progresiva de esos tramos casi planos, que

posteriormente son atacados por la erosión lateral.

Como ya hemos destacado, en este ambiente del río Atuel, faltan afloramientos conectados genéticamente con los dos primeros ciclos de agradación fluvial pleistocena, conocidos generalmente bajo los nombres de I y II nivel. Son equivalentes a las Formaciones Los Mesones y La Invernada (Polanski, 1963), respectivamente.

Esta circunstancia impide por completo seguir la evolución geomorfológica detallada del valle sobreimpuesto durante el Pleistoceno inferior y medio, no siendo posible diferenciar en el ambiente del río Atuel, los dos primeros ciclos de erosión fluvial pleistocenos, que tan bien se presentan desarrollados en la zona del río Diamante.

Lo expuesto justifica entonces, la necesidad de reemplazar esos ciclos, por uno equivalente, al que hemos denominado Ciclo fluvial Pre-cañón.

3) *Dorsal del río Atuel*

Si bien genéticamente se muestra relacionada con la evolución de la peneplanicie exhumada del río Atuel — cuyas características esenciales ya han sido descriptas — sus rasgos morfológicos tan particulares, nos inclinan a considerarla como una unidad geomórfica aparte.

Penetra en el ámbito de la Hoja 27d por el sud, a la altura del puesto Carrizal y con un rumbo general hacia el NNW cruza la garganta del río Atuel. A partir de este punto, se desplaza en forma más clara hacia el oeste, invadiendo la Hoja vecina 27c (Cerro Diamante). El último asomo de la misma por el norte de la Hoja, se encuentra bien sobre el margen occidental, estando indicada por el puesto Moyano.

El límite oriental de la Dorsal, está representado por una larga falla tensional, que con un recorrido aproximado norte-sur, separa el ambiente de serranía de aquel de la llanura.

Ella es perfectamente identificable por la brusca desaparición de las distintas formaciones por el este y el abrupto escalafón morfológico, que se levanta frente a la llanura. Además el emplazamiento de dos grandes aparatos volcánicos basálticos (cerro Negro y Guadalito), amén de otros menores, nos pone en evidencia una línea de debilidad estructural (Falla del cerro Negro). El margen occidental, coincidiría en grandes rasgos con la Falla del cerro Carrizalito y sus derivaciones menores (Quebrada Lavada-Puesto Viejo, entre otras).

La peneplanicie exhumada (total o parcialmente, según las zonas) soporta durante el final del Pleistoceno medio y en los comienzos del Neopleistoceno, un fallamiento tensional que desmembra la uniformidad exhibida hasta ese momento por aquélla. Queda como elemento más significativo un delgado bloque de la Dorsal (probablemente un horst), elongado en sentido noroeste-sud-sudeste, que constituye la zona más elevada del relieve montañoso de la Elevación Pedemontana de Mendoza.

Por lo tanto merece ser tratada y destacada como una unidad geomorfológica distintiva bajo la denominación de Dorsal del río Atuel. La misma pierde altura paulatinamente en dirección sur.

El valor del desplazamiento directo vertical de los distintos bloques, ubicados escalonadamente cada uno de ellos a menor altura con respecto al bloque superior de la Dorsal del río Atuel, puede ser medido en algunos casos. Si interpretamos que las planicies elevadas de la Dorsal, constituídas por el cerro Colorado, y quizás el cerro La Guardia con alturas cercanas a los 1.300 metros, representan remanentes de la antigua peneplanicie al norte del río Atuel, tendríamos una diferencia de casi 200 metros con respecto a la planicie de erosión conservada en el bloque descendido que se halla inmediatamente al oeste. Esta última superficie

es la que se reconoce en ambas márgenes del río Atuel, entre el Valle Grande y el Rincón Bayo, circundada por la curva de nivel de los 1.100 metros. Pero no debemos olvidar la rápida pérdida general de altura de la superficie de la peneplanicie hacia el sur, de modo que esos 200 metros de posible descenso, alcanzan en la zona del cerro Carrizalito solamente a unos 70-80 metros.

Este abrupto escalón morfológico, que constituye una escarpa de falla, es el límite occidental natural de la Dorsal del río Atuel. La línea tectónica —que llamamos Falla del cerro Carrizalito, y cuyo plano tiene fuerte inclinación al poniente— se proyecta desde el norte, a partir de la Hoja 27c (C^o Diamante), pasando por el oeste del cerro Colorado y ya sobre el río Atuel, alcanza el cerro Carrizalito también por el oeste. Se prolongaría más al sud (atravesando el río) por Agua de los Noques, constituyendo una falla menor, que afecta las riolitas y dacitas del Grupo Cerro Carrizalito, originando las áreas molidas, que saltuariamente aparecen ubicadas a poco más de 2 kilómetros al NNW del puesto Viejo.

Frente a la quebrada Lavada tiene su origen la Falla quebrada Lavada-Puesto Viejo (con plano de desplazamiento buzando al naciente) que pasa por el oeste del puesto y puede ser prolongada más al sur del río Seco de la Quebrada, alcanzando aparentemente el puesto Agua del Carrizal. Los cerros volcánicos basálticos neopleistocenos de la Huitrera y la Quebrada, se emplazarían según esta línea tectónica.

Esta disposición estructural da lugar a escalones menores, como ser, el que se observa cuando se avanza desde el poniente hacia el bloque más alto de la Dorsal. En las proximidades del cerro Cortao, el escalón o resalto es de unos 50 metros.

Otro escalón se sitúa ya casi en los límites occidentales de la Hoja, aunque se manifiesta mucho mejor en la

Hoja vecina. Está originado por la llamada Falla del Rincón del Molle, que deberíamos prolongar hacia la banda norte del río Atuel en la mencionada Hoja. La topografía expuesta por el plano topográfico correspondiente, no permite su proyección más allá del Rincón del Molle, donde ha sido fehacientemente comprobada, afectando la facies riolítica de la Asociación Tardío-Variscica. Hacia el sur tomaría un rumbo casi paralelo al cauce principal del río Seco de la Frazada. Quizás el aparato volcánico del cerro Aisol, sea una prueba más a favor de la existencia de esta línea de debilidad estructural.

El hecho de que la altura de los escalones o diferencia del desplazamiento vertical de los bloques disminuya hacia el sud, puede deberse a movimientos de los bloques del tipo tijera, de tal modo que el eje de esos movimientos se hallaría más bien al sur. Núñez (comunicación verbal) si bien ha comprobado estos escalones en la Hoja 27d, llega a la conclusión que los mismos desaparecen cuando nos internamos —siguiendo esas líneas estructurales— en su Hoja 28d (Soitué) ubicada inmediatamente al sur.

Entre la falla menor ya mencionada y la Falla del Rincón del Molle, se observa una planicie de destrucción bien conservada en el bloque limitada por ambas, que se inicia con una serie de pampas —siendo la más septentrional la Pampa de los Noques— que pierden altura hacia el sur. Debemos aclarar que en esta zona, la presencia de un manto riolítico de amplia difusión, coadyuda a dar un rasgo prácticamente horizontal a una parte del paisaje. Este carácter local, puede ser considerado por otros autores simplemente como un plano estructural y no como sostenemos, que esta zona es parte integrante de una gran peneplanicie. El límite occidental de este bloque, desde el río Atuel hasta el río Seco de la Frazada, se halla marginado por unas lomitas, cuya máxima eleva-

ción está acotada por un punto situado a 1.184 metros.

Tal vez pudieran representar restos salvados de la erosión o monadnocks que se alzaban sobre la planicie de erosión antigua, tan bien conservada en la Pampa de los Noques. Por el este de estas lomitas, aparece una línea estructural que desarrolla zonas de trituración (brechas y "harina" tectónicas).

Algo similar sucedería en el cerro Carrizalito (1.138 metros), que se levantaría aislado como un otero, sobre el monótono y achatado paisaje de la peneplanicie de la Dorsal. Incorporamos con estas características, pero mucho más atenuadas, la loma de los Molles, situada al SW del puesto de Julio Montes.

Tomando en consideración el fondo actual del río Atuel, la erosión posterior ha profundizado su cauce en tal magnitud, que supondría una adición de 100 metros más, con respecto al momento en que se descubre el viejo substratum peneplanizado.

En consecuencia, consideramos la Dorsal como un sector de la vieja peneplanicie, que resultó quedando a mayor altura luego de los acontecimientos tectónicos de la Fase Neotectónica Póstuma y tallada en la Final. En razón del mantenimiento de áreas extensas, cubiertas aún con los sedimentos triásicos y la mayor competencia erosiva de los ríos secos y arroyos que drenan el borde oriental de la Dorsal, el paisaje que se observa en él difiere fundamentalmente del reconocido al oeste de la misma, donde la antigua peneplanicie se mantiene escasamente modificada.

La peneplanicie tan bien conservada, que se halla esculpida en las resistentes rocas de la Asociación Tardío-Variscica o las tobas riolíticas, ha sido totalmente destruída o al menos perdido la mayor parte de su uniformidad, en las zonas donde afloran los sedimentos inframesotriásicos tan heterogéneos. Este es un fenómeno similar al que se obser-

va en las vecindades del río Diamante, cuando contemplamos los paisajes elaborados en la Serie de la Horqueta y en la Serie del Imperial. En el primer caso, amplios tramos de la peneplanicie son fácilmente reconocibles, mientras que en el segundo, la erosión diferencial sobre los heterogéneos sedimentos, destruye rápidamente la uniformidad de la peneplanicie.

Aceptando que la ya mencionada superficie de erosión, se esculpió también sobre las sedimentitas triásicas, luego del fallamiento tensional de la peneplanicie según bloques desplazados verticalmente a distintos niveles, el sector correspondiente a la Dorsal se halló situada a mayor altura; por lo tanto, de inmediato estuvo sometida a un proceso más acentuado de degradación. De este modo comienza la exhumación del relieve pre-triásico, al erosionarse la cubierta triásica. En la actualidad, donde ésta ha sido totalmente eliminada, el relieve pretriásico aparece formando verdaderos "montes testigos", rodeados y cubiertos por los sedimentos de la Formación Puesto Viejo.

Un buen ejemplo de esta situación puede observarse en la parte alta de la quebrada de la Bajada Fuerte (en el paraje denominado Bajada Blanca).

Por otra parte, la presencia alternante de bancos duros y friables en la secuencia de los sedimentos triásicos de la Dorsal, lleva al desarrollo de pequeñas mesas y terrazas estructurales.

El manto resistente (sedimentario o ígneo) que cubre a la porción inferior más friable, forma un escalón abrupto que resalta sobre los faldeos elaborados en la roca friable.

Aplicando el esquema utilizado por King y Fair (en Thornbury, 1954) para definir los elementos de una pendiente, el primer tramo del faldeo aquí considerado correspondería a la free face (frente libre) y la segunda a la constant slope (pendiente constante o de detrito).

En la parte occidental de la Dorsal, los rasgos geomorfológicos corresponderían a un paisaje maduro avanzado o senil, poco modificado posteriormente. En cambio en el frente oriental de la misma, la disección por rejuvenecimiento del paisaje, ha sido más fuerte, mostrando un relieve más fino, con una pared de drenaje más densa, que fue favorecida especialmente por la litología (tobas y areniscas friables) y un nivel de la base local, situado en un nivel topográfico más bajo.

Aquí también, al igual que en el valle principal del río Atuel, los pequeños valles del sector superior de la Dorsal, exhiben en los perfiles transversales, formas escalonadas. Pero en este caso ello se debe a la formación de pequeñas explanadas o terrazas estructurales, y no a la exhumación del paisaje peneplanizado. Numerosos riachos de esta Dorsal, que se hallan fuera el control del río Atuel, nacen en anfiteatros de meteorización de reducido tamaño (alcoves), limitados por abruptas paredes, cuyo origen debe buscarse en un control litológico.

Hacia ellos suele concurrir el agua pluvial —generalmente producto de breves, pero violentas tormentas— colectadas por pequeños valles colgantes situados a un nivel superior, respecto de la alcove. Los bancos resistentes suelen comportarse como verdaderos niveles de base transitorios. Durante una tormenta es posible observar una verdadera sucesión escalonada de cascadas —por el pasaje de un vallecito a otro inferior— hasta que por último se produce la conjunción de varias cascadas, que se vuelcan en la alcove.

Un buen ejemplo lo representa el curso de agua que, teniendo sus cabezas en la zona del Manal Negro (o Grande), forma posteriormente el río Seco del Agua del Puntano. Se inicia en la mesa basáltica del Manal Negro, y cae por medio del Salto Negro a un vallecito inferior y de allí, por otro salto —ubicado frente a la senda que

lleva al puesto Viejo saliendo desde Agua de los Burros— alcanza el anfiteatro donde se origina la quebrada de los Fósiles, que integra el sistema del río Seco del Agua del Puntano. En su caída a la quebrada de los Fósiles¹ el agua salta por encima de un espeso manto ignimbrítico, intercalado en la Formación Puesto Viejo. Ello da lugar en los días de precipitaciones intensas a una hermosa cascada de unos 50 metros aproximadamente de alto.

Asimismo en la Dorsal, suele hallarse en algunas de las quebradas que bajan hacia el este, en la parte alta de las finas divisorias que separan dos valles adyacentes, restos de sedimentos fluviales estratificados. Así, a lo largo de un extenso tramo de la quebrada del río Seco de la quebrada, hallamos esos sedimentos situados a mayor altura con respecto al fondo actual del río Seco, cubriendo la divisoria que la separa de una quebrada situada inmediatamente al sud. Estos son interpretados como restos del material aluvial que rellenaba el valle en tiempos anteriores y que posteriormente fue disectado, respondiendo a cambios en el régimen del río o a variaciones en el nivel de base (probablemente el descenso que señala Polanski (1963), como rasgo diastrófico que caracteriza la segunda etapa de la Fase Neotectónica Final)².

Este río intermitente que corre por el valle del río Seco de la Quebrada, con dirección hacia el este de la Dorsal, merece un párrafo aparte.

A la altura de la llamada “estrechura”, este río ha cavado un corto tramo de su valle, que ha sido clasificado

¹ Lo llamamos así a falta de una denominación local, pues fue allí donde encontramos los primeros restos fósiles, ya sea vertebrados o plantas.

² El escalón o resalto que se halla a unos 500 metros aguas abajo del puesto Julio Montes, indicaría el punto superior alcanzado por el río en su erosión retrógrada, durante esa etapa de rejuvenecimiento.

genéticamente como un valle antecedente. Su desarrollo longitudinal no supera los 1.500 metros, siendo muy estrecho, a tal extremo a veces, que su ancho sólo alcanza a 4-5 metros. La secuencia de acontecimientos que lo llevaron a tal situación es interpretada de la siguiente manera. En tiempos pasados, este río drenaba el área abarcada por la antigua planicie de destrucción al oeste de la Dorsal, o sea al poniente de la Falla del cerro Carrizalito, siguiendo la línea tectónica que pasa por Agua de los Noques (esta es la falla menor anteriormente mencionada). Al producirse el ascenso del zócalo variscico, durante la Fase Neotectónica Póstuma, este río tuvo la suficiente competencia como para mantener su curso inicial a través de dicho acontecimiento. De este modo el río fue capaz de cortar una pequeña garganta, conocida localmente como la “estrechura”, en un islote constituido por las riolitas antiguas, sepultadas por debajo de las sedimentitas triásicas.

Con posterioridad, durante la Fase Neotectónica Final se reordena la red de drenaje de esta zona.

Así todo el tramo superior del río Seco de la Quebrada es desviado —por captura de sus cabeceras— muy probablemente por el actual río Seco de la Frazada, volcando a partir de entonces sus aguas al valle del río Atuel.

Esto trajo lógicamente aparejado una merma en el régimen del río Seco de la Quebrada. Esta interpretación explica claramente el porqué del hallazgo de un río que, potencialmente tan reducido, haya tenido suficiente capacidad erosiva como labrar su valle, atravesando el umbral natural representado por la presencia de la riolita de “la estrechura”.

Por otra parte, en las lomas del Divisadero, hallamos unas acumulaciones conglomerádicas, que nos indicarían el curso del antiguo cauce del río Seco de la Quebrada, previo a su decapitación.

En resumen, la Dorsal se expone al

observador como un horst alargado en sentido NNW-SSE, mostrando al mismo tiempo un escalonamiento que disminuye tanto al naciente como al poniente. Esto se reconoce mejor en el flanco occidental. Las márgenes de la Dorsal han sido parcialmente disectadas, con preferencia el borde oriental, por los efectos de la erosión retrógrada, durante el Cielo Pre-Cañón. En su límite oeste la disección mencionada, se muestra disminuída en el sector sur, mientras que aumenta hacia el norte, donde la Dorsal parece engranar con la Sierra Pintada propiamente dicha, acusando un mayor relieve relativo y una disección más intensa. Estos rasgos serían la consecuencia inmediata de la reducción de los rechazos verticales de los bloques, durante sus movimientos diferenciales del Pleistoceno alto, puesto que el eje del movimiento tijera identificado, se halla en las cercanías de la Hoja Soitué, por el sur. Pasando a las consideraciones cronológicas de la formación de la Dorsal, podemos afirmar que se halla conectada con la segunda etapa de la Fase Neotectónica Póstuma, siendo por lo tanto, casi contemporánea con la acumulación correspondiente a la Bajada Antigua del Puesto Moyano. Esta que se adosa por el pie oriental de la Dorsal o bloque elevado, se presenta en la actualidad como un remanente del estadio juvenil que alcanzó el paisaje en su faz inicial, como respuesta a los acontecimientos diastróficos de la Fase Neotectónica Póstuma, que se caracteriza durante su segunda etapa, por el ascenso del área podemontana.

4) *Bajada Antigua del Puesto Moyano*

La misma se desarrolla según una estrecha faja que aparece nítidamente al norte del río Atuel (inmediatamente al norte del Rincón del Atuel) y que se prolonga marginando por el este la antigua estructura variscica, hasta alcanzar el puesto Moyano. Su pro-

yección hacia el este la lleva a tocar los alrededores de la Finca Civit.

Un ente morfológico similar —pero pobremente conservado y que nos ha impresionado como afin a esta bajada— lo hallamos al sud del río Atuel, en el tramo que se sitúa al naciente de la Dorsal, entre el puesto del Agua del Puntano y el río Seco de la Quebrada. En el sector norte, el infrayacente de la bajada está constituido principalmente por el Terciario (Plioceno) de la Formación río Seco del Zapallo, fracturado y dislocado, y asimismo por las vulcanitas de la Formación Agua de los Burros.

Este infrayacente ha sido disectado y sobre ese relieve hallamos una gruesa capa de arenas y fanglomerados que integran la Formación Puesto Moyano. Estos sedimentos clásticos, constituyen una orla que festonea la serranía. La superficie de esta formación se presenta como una bajada cuyos restos se distribuyen en forma muy saltuaria. Ella resulta de la coalescencia de los conos aluviales formados por los ríos o riachos que drenaban hacia el oriente la región elevada de la Dorsal. No sabemos cuál es la participación real, en la construcción de ella, de los ríos principales.

La litología que caracteriza a los rodados integrantes, es la misma que aparece en la vecina elevación occidental. No hallamos clastos de la Cordillera y por ello separamos esta unidad de la planicie de acumulación aluvial más moderna de la Formación Colonia de los Coroneles, donde domina la litología cordillerana.

Volviendo a la zona situada al norte del río Atuel, que es la más importante, sólo quedan en la actualidad restos más o menos conservados de la primitiva planicie de la bajada. Esto es consecuencia de la acción retrógrada, realizada por una red de ríos secos que vuelcan sus aguas al Atuel. Estos, luego de un corto recorrido hacia el naciente sufren un brusco giro de sus trayecto-

rias hacia el sur. Recorren el llamado paisaje suprimido de Huaiquerías, que ya describiremos. A ello se suma la acción de los ríos Seco del Zapallo y del Bote y de otros innominados que derivan al este.

El relieve —salvo en la zona ya prácticamente destruida— exhibe fajas interfluviales alargadas en sentido W-E, como resultado de la intensa disección de la bajada.

Su red de drenaje es aún gruesa, y concentrada en 3 colectores principales. Sus cursos se hallan encajonados; son de aguas intermitentes, salvo en las partes adyacentes a las pequeñas vertientes, dispuestas según líneas de debilidad estructural.

Los arroyos corresponden al tipo consecuente clásico (relacionados con la pendiente primaria de la bajada), de disposición paralela, no mostrando ningún aporte de importancia por parte de algún tributario. Este último aspecto has ido modificado parcialmente por la actividad del hombre.

Explicaremos esto último: las aguas que arribaban por las quebradas que se inicia al norte del puesto Moyano se reunían en el mismo para constituir el río Seco del Zapallo. Durante las crecientes o avenidas, aquéllas causaban estragos en las plantaciones de la zona de Rama Caída. Para evitar esto se ha realizado un paso o captura artificial, de tal modo que en la actualidad esas aguas se vuelcan al cauce del río Seco de las Tinajas, quien las deriva hacia el Atuel a través de una porción de campo inculto. Además se construyó un “tapón” o muro, para impedir el acceso de las crecientes hacia el antiguo curso.

En la zona marginal de la bajada, los riachos, si bien son consecuentes y paralelos, apenas han inciso el relieve de la misma. Dado el carácter permeable de la litología, se insumen rápidamente, y sólo eventualmente, con

grandes precipitaciones, alcanzan a formar un curso transitorio.

Los interfluvios no son muy amplios. Un perfil transversal los muestra presentando un escalonamiento hasta alcanzar el dorso de los mismos. Ese escalonamiento se debe exclusivamente al aterrazamiento soportado por los pequeños valles de la antigua bajada, proceso éste que conectamos con el tercer ciclo erosivo fluvial de edad pleistocena superior.

La parte superior de los interfluvios, de escaso relieve, se halla cubierto por un delgado manto de arena fina y rodados sueltos (derivados de los propios conglomerados) y un suelo no maduro.

La parte media de la bajada ha sido sometida a fuerte disección, probablemente a partir del 3^{er} ciclo erosivo fluvial. De este modo expone su substratum constituido por los sedimentos terciarios de la Formación río Seco del Zapallo. Se elaboró así lo que llamamos “anfiteatro de las Tinajas”, que representa el límite natural de donde se pasa del ambiente de la Bajada Antigua hacia el relieve suprimido de las Huaiquerías. Entre ambos se interpone una delgada zona con un relieve joven de Huaiquerías.

Ese amplio anfiteatro puede ser explicado de la manera siguiente: todos los cursos de agua que consecuentemente descendían hacia el este por la planicie aluvial fueron progresivamente capturados y desviados hacia el sur. Esta captura fue realizada por un conjunto de ríos secos innominados que tenían como nivel de base local controlante el curso del río Atuel. En respuesta a un cambio de este nivel de base, como consecuencia de un descenso del bajo oriental o de una mayor actividad erosiva por modificación del régimen, la erosión retrógrada de esos ríos secos se vio fuertemente reactivada, y en corto lapso elaboraron el valle que muestra el paisaje suprimido de las Huaiquerías. Al mismo tiempo destru-

veron toda la porción sur de la bajada entre el anfiteatro y el Atuel, proceso que más atenuado, aún continúa.

Al sud del Atuel no se dan esas características tan particulares, resultantes de la participación de los sedimentos terciarios y del drenaje controlado por el río Atuel.

Allí solamente observamos los actuales interfluvios o remanentes de la antigua bajada, que se proyectan como delgadas lenguas hacia el naciente. Su extensión no supera los 2 kilómetros como máximo. Encajonada en ella tenemos la Bajada Joven de la Colonia de Las Malvinas. El carácter aterrazado se pierde, tal vez por erosión posterior, no constituyendo un rasgo tan sobresaliente.

La historia de la formación de esta bajada puede resumirse así: se produce un ascenso en la zona pedemontana durante la segunda etapa de la Fase Neotectónica Póstuma. Esto degrada el bloque elevado, pero al mismo tiempo en el borde oriental de esta elevación de la Dorsal se deposita el material resultante de la erosión de esta última.

La porción inferior de la acumulación es de granulometría más fina que la superior. Esto podría responder a una mayor aceleración de la elevación en las postrimerías del levantamiento o a factores climáticos.

Se forman así varios conos aluviales, que derraman sus materiales sobre el yacente terciario y/o el material depositado por el río Atuel, a la salida del cañón, sobre el bajo oriental. Posteriormente la evolución del paisaje lleva a la coalescencia de los abanicos, desarrollándose de esta manera la Bajada Antigua del Puesto Moyano. Su ulterior disección ocurrió durante el Pleistoceno superior; la bajada debe considerarse como maduramente disecada.

La edad aproximada de la deposición de los fanglomerados que consti-

tuyen la bajada puede deducirse de las relaciones estructurales y estratigráficas que poseemos. Aún así debemos proceder con cautela, pues las mismas no son definitorias. No nos cabe duda —eso sí— de que los sedimentos de la Formación Puesto Moyano son de mayor edad que los fanglomerados y arenas de la Formación Colonia de los Coroneles (= III Nivel).

No existe ningún dato disponible con respecto al límite cronológico inferior, pero el adosamiento de la bajada a la Dorsal —de la que proviene el material detrítico que integra la bajada— permite suponer que es posterior a la Fase Neotectónica Póstuma (segunda etapa de ascenso pedemontano) siendo provisoriamente considerada como equivalente con la Formación La Invernada (= II Nivel) de Polanski.

II. CICLO CAÑÓN DEL RÍO ATUEL

1) *Cañón del río Atuel*

Esta unidad muestra un corto trayecto en la Hoja 27d, haciéndose mucho más extenso en la Hoja vecina occidental, la 27c. Alcanza en su totalidad aproximadamente unos 45 kilómetros de longitud.

Por lo general constituye un profundo "cañón" o garganta, de un ancho que oscila entre los 60 y 100 metros, en la parte superior. La principal excepción la constituye el llamado Valle Grande, donde vuelcan sus aguas el arroyo Cochicó y el río Seco de la Frizada. Allí el ancho es mayor y en un corto recorrido supera los 800 metros.

La secuencia de acontecimientos que condujo a la elaboración del cañón puede sintetizarse de la siguiente manera:

El desarrollo del valle sobreimpuesto del río Atuel ha sido interrumpido por movimientos, principalmente relacionados con la Fase Neotectónica Final. Esta tuvo como consecuencia un importante descenso del nivel de base

situado al naciente. Como un efecto lógico, se produjo el rejuvenecimiento del ciclo fluvial a lo largo del río Atuel.

Forma y disposición de los valles. — Hacemos aquí la descripción fisiográfica de los numerosos valles que hallamos en la zona de estudio y que concurren al río Atuel, como así también del mismo valle principal.

Si consideramos el perfil longitudinal del río Atuel a partir de la salida a la llanura sanrafaelina (Rincón del Atuel), observamos que, aguas arriba, a través de un recorrido de cerca de 45 kilómetros en la masa variscica, el perfil no exhibe interrupción alguna.

Pero al llegar a los "saltos" de El Nihuil (Hoja 28d, Soitué) nos encontramos un abrupto cambio en el gradiente.

Esta inflexión no se debe —como sucede a menudo— a la presencia de bancos resistentes que se disponen transversalmente al curso del río, sino a una complicación del ciclo fluvial. Esto pone nuevamente en evidencia que salvo raras excepciones, la mayoría de los paisajes son multicíclicos.

El tipo de complicación aquí considerada es conocida con el nombre de interrupción del ciclo fluvial, y se debe exclusivamente a la participación de acontecimientos diastróficos.

Estos, al elevar el zócalo antiguo, y con él la planicie aluvial terciaria que lo cubría, interrumpieron el desarrollo del Ciclo fluvial Pre-cañón, motivando la revitalización del ciclo erosivo y un nuevo rejuvenecimiento del paisaje.

La expresión en el paisaje de esta complicación se halla representada por la llamada discordancia topográfica de El Nihuil, con su abrupto cambio del perfil longitudinal del río y el no menos abrupto pasaje desde una zona con rasgos morfológicos jóvenes —ubicada aguas abajo de los "saltos"— a un relieve de rasgos seniles, dispuestos aguas

arriba de ese punto, pero cubierto parcialmente por acumudaciones modernas.

Este resalto (nickpoint) lo interpretamos como el límite superior alcanzado por la erosión retrógrada, en respuesta al levantamiento de la masa antigua peneplanizada, con el fin de reestablecer el equilibrio según el nivel de base, representado por el bajo oriental.

Debemos agregar que la construcción del dique El Nihuil permitirá el mantenimiento, en forma casi indefinida, de esta inflexión del perfil longitudinal, al reducir al mínimo el poder erosivo del río por contención y desvío del caudal. Si a ello agregamos la erección del dique compensador del Valle Grande, no hay razones para pensar que aquello no sea posible.

Ahora bien, la peneplanicie exhumada presenta algunos tramos bien conservados y a veces totalmente desnudos, otros cubiertas por formaciones modernas de escaso espesor.

Estas parcelas menores y desnudas de la peneplanicie —en especial en el bloque al oeste del río Seco de la Frizada y oeste de la Falla del Rincón del Molle—, cuando son observadas desde cierta distancia, parecen ser continuas, sin interrupción alguna aparentemente.

Pero esto no es cierto, pues se hallan recortadas por profundos "cañones", pero éstos son tan cortos y estrechos, que dan la impresión de que la planicie es íntegra, sin disección. La excepción la constituye la parte más alta de la Dorsal del río Atuel.

Trazando un perfil transversal del río Atuel, a la altura del Valle Grande, la simetría puesta de manifiesto permitiría la clasificación o interpretación del mismo como un valle de dos ciclos o valle-en-valle. Esto no es siempre lo correcto.

Aquí se desarrolla un paisaje totalmente similar al resultante de la acción erosiva de un río, que elabora su valle en un complejo sedimentario en el que

alternan bancos duros con otros friables.

Así, en determinado estadio del ciclo, el retiro del frente, formado por las paredes laterales del valle, es dispar. El banco friable retrocede más rápidamente que el duro, dando lugar —por esa alternancia— a un relieve “escalonado” en el lateral del valle.

De resultas de esto suele a veces formarse, bajo el control de esos bancos duros estructurales (“structural benches”), una superficie más o menos amplia, sin relieve, casi plana, que coincide con la cara superior del banco duro, formando una terraza estructural, que se extiende desde la margen del valle hasta el frente del banco sedimentario superior friable.

Por lo común la persistencia y extensión de las mencionadas terrazas estructurales es reducida, habiendo sido a veces confundidas con peneplanicies parciales. Aquí el papel jugado por el banco estructural está realizado en cortos tramos por la superficie de la peneplanicie. Suele hallarse parcialmente enmascarada por la presencia de médanos y guadales.

Los cursos de ríos secos y arroyos, que salen del relieve finamente disectado de los afloramientos terciarios, al circular por sobre la superficie de la peneplanicie exhumada, comienzan a adaptarse a los planos estructurales más favorables de ésta (diaclasas, fallas menores), cayendo por medio de abruptos saltos (hasta de 30 metros en el Rincón del Molle) al valle rejuvenecido del río Atuel. Esto es debido a la imposibilidad de esos afluentes, de carácter transitorio o efímero y de escaso caudal, de mantener la acordancia con el valle del colector mayor, que en este caso es un río permanente, de gran caudal, pese a atravesar una amplia región desértica a semidesértica. Donde la incisión sobre la planicie de erosión ha sido intensa y concentrada se observan esos estrechos y profundos cañones ya mencionados. La presencia

de saltos puede explicarse entonces, tomando en cuenta los distintos valores de la erosión linear, existentes entre esos afluentes y el río Atuel.

En su perfil longitudinal todos los tributarios que concurren a la cuenca del río Atuel en esta región, muestran numerosos resaltos. Ninguna de esas numerosas corrientes transitorias se presentan gradadas a lo largo de su curso, y muy pocas de ellas durante un tramo que se pueda considerar extenso.

A veces algunos laterales principales del río Atuel, si bien muestran un pequeño tramo concordante en su desembocadura, a corta distancia de la misma sus fondos se ven cruzados por rampas y saltos elaborados en la roca desnuda. El mismo aspecto exhiben los tributarios de segundo y tercer orden. De este modo un perfil longitudinal, prolongado a través de los afluentes menores, adopta una forma similar a una escalera (“stairlike”). El perfil transversal de los mismos da un valle que forma una garganta estrecha, con paredes verticales y fondo plano, debido a la acumulación del material integrante de la “cola” de las crecientes, que normalmente corren por esos cauces. Los rasgos aquí apuntados se cumplen aun para los mayores cañones, que hallamos en un progresivo rejuvenecimiento.

Las condiciones climáticas del presente ciclo geomórfico favorecen el desarrollo de ese tipo de valles, en las rocas resistentes, muy diaclasadas. Un buen ejemplo de esto se observa en la red de avenamiento que drena hacia el río Atuel, en el área cubierta por el manto riolítico entre el Agua de los Noques y la margen sud del río Atuel.

Como consecuencia de la predominancia de estas rocas, los valles en forma de V o abiertos, son raros; por el contrario, son comunes gargantas modelada en forma de U, de laterales muy empinados.

Puede considerarse como la más probable fecha de iniciación del poderoso

rejuvenecimiento del cañón del río Atuel, la correspondiente a la etapa de la Fase Neotectónica Final.

La única explicación lógica de este fenómeno se halla en el descenso del nivel de base controlante —registrado por el bajo oriental— en consonancia con el hundimiento soportado más al norte, por el Graben del Tunuyán.

El monto total del proceso de profundización del cañón del Atuel alcanza aproximadamente a los 100 metros, superando por algo los datos anotados por Polanski (no mayor de 60 a 80 metros) para la Fase Final en la zona del Diamante.

2) *Planicie aluvial de la Colonia de los Coroneles*

Yendo hacia el oeste —partiendo de San Rafael— hallamos sobre ambas márgenes del Diamante restos más o menos disectados de una forma construccional fluvial¹. Integraban una antigua y amplia planicie aluvial, derivada de un ciclo agradacional, que en la región tuvo como principal gestor al mencionado río.

Como su extensión va más allá de la zona abarcada por este estudio, hemos preferido utilizar un término ambiguo: planicie, en lugar de definirnos por un gran abanico aluvial o una bajada, por carecer de mayores datos.

La planicie desaparece al naciente, por debajo de las acumulaciones pertenecientes al IV Ciclo de agradación, que constituye la Llanura Sanrafaelina.

La planicie está constituida predominantemente de rodados fluviales (hasta 10 cm de ϕ), que se reclutan esencialmente de rocas de la Cordillera Frontal y Principal. Para su mejor interpretación dividimos la planicie en dos sectores. Uno, situado al sur del río Diamante, en el área de la Colonia de los

Coroneles. El otro se halla en la banda septentrional del río.

Su desarrollo en la Hoja 27d, en sentido W-E, alcanza los 4 kilómetros; su ápice se halla en la Colonia 25 de Mayo y su extremo oriental a la altura de Las Paredes, o de la ruta 143 a Mendoza.

Los paisajes que se observan en los dos sectores son contrastantes. Así, en la parcela sur vemos que lo que antiguamente era una superficie de agradación continua, fue sometida a una fuerte disección. A tal extremo alcanzó ésta, que por sobre la planicie correspondiente al IV Ciclo de agradación sólo logramos localizar aisladas lomas o montículos, de reducido tamaño, integradas por las acumulaciones de rodados, por lo general cementadas por yeso y en otras oportunidades por carbonatos. Aquellas elevaciones son los remanentes de esta planicie de los Coroneles, salvados de la destrucción total.

El paisaje demuestra haber alcanzado un estado de madurez, no compartido por el sector septentrional.

Este se propaga como una entidad continua, constituyendo la barranca izquierda del río Diamante, hasta llegar al canal de Las Paredes; aquí su uniformidad comienza a desaparecer; notamos sólo montículos diseminados entre este canal y el del Usillal. Hacia el naciente se hunde bajo los sedimentos de la Llanura Sanrafaelina.

Los rasgos morfológicos actuales de la planicie se deben exclusivamente a la disección posterior, durante el tercer ciclo fluvial, que se ubica en el Pleistoceno superior. En la margen izquierda observamos una disposición aterrazada; amplios planos se disponen escalonadamente hacia el norte, hasta alcanzar lo que sería la parte superior de la superficie de acumulación.

Esta última la hallamos limitada por la curva de nivel de los 860 metros. Su desnivel con respecto al fondo del río es de unos 60 metros. Los tres es-

¹ Ha sido denominada Formación Colonia de los Coroneles, en el levantamiento de la Hoja 27d (González Díaz, 1963).

calones no muestran, durante el pasaje de uno a otro, diferencias altimétricas mayores de los 20 metros.

La falta de un relieve similar en la banda sur, por la destrucción casi total del lateral del río, nos impide arribar a alguna conclusión acerca de si son terrazas acíclicas o cíclicas (o emparejadas). La presencia de la terraza inferior en ambos márgenes parecería ser comprobada, si aceptamos que la superficie tope de los montículos aislados de la Colonia de Los Coroneles (\pm 820 metros), es equivalente a la parte superior del plano inmediatamente por encima de la barranca norte. Esto permitiría entonces suponer un carácter cíclico de las terrazas.

El paisaje del sector norte, aparte del mencionado aterrazamiento, muestra escasa disección, con una red de drenaje rala, lo que origina un relieve grueso con amplios interfluvios.

Esto nos permite considerarlo como hallándose en un estadio de juventud. Cubriendo la planicie yace un delgado manto de arena fina y escasas gravillas, acumuladas por las aguas laminares y por la acción eólica. Aparece indicada en el plano con círculos cortados. Asomos menores de esta unidad, pero sin representación morfológica, se distinguen más al este.

Los datos de varias perforaciones nos permiten seguir hacia el naciente, la formación que constituye la planicie, cuya superficie disminuye altimétricamente en forma progresiva hacia el este. Así la hallamos en la perforación de Rama Caída por debajo de los 700 metros de altura absoluta; más al este, en San Rafael, entre los 690 y 680 metros; en Cuadro Nacional y El Cerrieto, que se hallan algo más al naciente, pero en una misma línea norte-sud, se encuentra entre 645 y 620 metros y 615 y 550, respectivamente¹. Por ello, en

¹ En un perfil realizado, más que un escalón geomorfológico parecería que nos halláramos ante un escalón tectónico de escaso

el plano hemos marcado en forma provisional la probable extensión de la planicie. Estos últimos datos poseen pruebas fehacientes, mientras que un mayor desarrollo hacia el este (Resolana, Colonia Elena, Goudge) requeriría un estudio más detallado y orientado en ese sentido. En las perforaciones descriptas de estos últimos puntos u otros más al naciente (Jaime Prats, Real del Padre), comienza a aparecer material pumíceo granudo, redepositado, que suele mezclarse con material de diverso tamaño. Esto es considerado por Polanski (1963) como la base sobre la que se depositan los fanglomerados del III Cielo de agradación, al que incorporamos esta planicie. El material de grava, arena y arcilla que se halla por encima, tal vez pudiera corresponder a una facies lateral o distal de los fanglomerados aquí considerados.

La destrucción casi total de los rasgos primitivos de la planicie en la orilla derecha del río Diamante podría explicarse de la manera siguiente: esta zona² es drenada por numerosos riachos y ríos secos, que tienen como punto de convergencia y nivel de base al río Diamante. La acción erosiva de aquéllos eliminó rápidamente el material pobremente consolidado de la planicie aluvial. A ello debemos sumar la erosión lateral, realizada por el colector principal.

En cambio el sector norteño se halla drenado por escasos y pequeños ríos secos o cursos apenas definidos, que corren decididamente hacia el naciente, de acuerdo a la pendiente primaria de la planicie.

Además, muestran un nivel de base local muy por encima del curso actual

rechazo, similar en un todo a los resultantes de la Fase Neotectónica Final.

² Se extiende desde el arroyo del Tigre (Hoja 27c) hasta las cercanías de la estación Pedro Vargas, en nuestra Hoja.

del río Diamante, constituido por la Llanura Sanrafaelina.

Si bien Polanski no la considera en su bosquejo morfológico que acompaña a su estudio (1963), nosotros asimilamos esta unidad a su Formación Las Tunas, resultante del III Ciclo de agradación del Pleistoceno superior. Esta planicie se debería entonces al rellenamiento parcial del bajo oriental y áreas adyacentes. Es la consecuencia de la revitalización del ciclo erosivo en la región cordillerana y en su bloque de San Rafael, durante la Fase Neotectónica Final. Si bien la fase erosiva es dominante en la región de la Cordillera, una acumulación correlativa impera en el naciente.

Observando el plano geológico de la Hoja 27c (Dessanti, 1956), vemos la coincidencia del área cubierta por sus "Rodados fluvioglaciales" en la región de 25 de Mayo, con la unidad aquí tratada. También mapea los mismos "Rodados fluvioglaciales" sobre una colada basáltica proveniente del cerro Diamante, considerada como correspondiente al Basalto IV. Esto sucede en las cercanías del cerro Malal, sobre el curso del río Diamante.

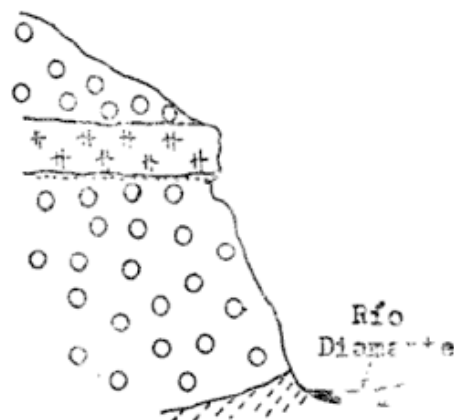
Además en el texto (págs. 46 y 47) considera a la terraza que aparece al sud del río Diamante —frente a la Villa 25 de Mayo— como perteneciente a su formación de "Rodados fluvioglaciales". Pero cuando leemos el capítulo correspondiente a Geomorfología (pág. 56), nos hallamos con la sorpresa de que la mencionada terraza está integrada por remanentes del Tercer nivel de pie de sierra. Este concepto es reforzado al leer los párrafos siguientes, donde al tratar de la Llanura de 25 de Mayo, la reconoce como encajada en el tercer nivel.

Resulta evidente una incongruencia entre lo representado en el plano geológico y lo expresado en varias partes del texto; esto da lugar a que una misma formación sea una vez conceptuada como "Rodados fluvioglaciales" y en

otras como "Tercer nivel de pie de sierra", lo que trae como secuela una lógica confusión.

Consideramos que la separación en Rodados fluvioglaciales y Tercer nivel de pie de sierra no es muy feliz y deben ser reagrupadas como si fuera una sola formación, adjudicable al Tercer nivel.

Para sostener este último criterio, contamos con un perfil relacionado con este último nivel (Perfil n° 1), levantado en la margen sur del río Diamante, al lado del dique derivador de la Villa 25 de Mayo. Por otra parte nos resultará también de gran utilidad para la reubicación del Basalto IV (Asociación Volcánica Neopleistocena) en la escala cronológica.



- | | |
|--|--|
| | III Nivel |
| | Basalto IV |
| | Zona de alteración
térmica por el basalto |
| | Terciario |

Perfil n° 1. — Margen Sur del Río Diamante vecina al dique Derivador de la villa 25 de Mayo

Hallamos por debajo y por encima del manto basáltico, dos espesos bancos conglomerádicos, constituidos por rodados de rocas que pertenecen preferentemente a la litología de la Cordillera Frontal y Principal. Además tienen la

particularidad de presentar numerosos clastos de la pumiceita de la Asociación Piroclástica Pumícea. Esta, como bien lo sabemos, es inmediatamente posterior al II Ciclo de agradación pleistoceno (La Invernada, Polanski, 1963).

Por lo tanto, este basalto que Dessanti conceptúa como IV, resulta ser una intercalación en la depositación de la Formación Colonia de los Coroneles, que constituye la planicie aluvial homónima y que ha sido edificada durante el III Ciclo de agradación fluvial del neopleistoceno.

Esto último repetimos, la hace equivalente al II Nivel o Formación Las Tunas (Polanski, 1963).

El presente perfil, debe ser entonces considerado como típico, para la reubicación exacta del Basalto IV de Groeber o Asociación Volcánica Neopleistocena de Polanski. De esta manera, el Basalto IV sería sincrónico con la depositación de la Formación Colonia de los Coroneles.

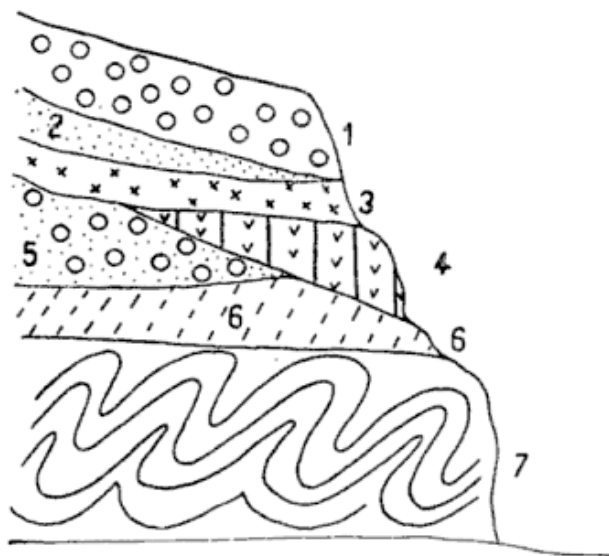
Polanski no tenía en su zona de estudio, un perfil que indicara en forma incuestionable, la relación entre su Formación Las Tunas y la mencionada Asociación Volcánica, y aceptaba el punto de vista general, que sostenía la posterioridad de estas erupciones, con respecto al III Ciclo de agradación.

Dessanti (en 1956, págs. 44 y 45, respectivamente), se sitúa en una dualidad evidente, al afirmar que el Basalto IV, que asoma en la zona del río Diamante, sobre la margen derecha antes de llegar al arroyo La Josefa, se apoya sobre el "Tercer nivel de pie de sierra" y en la página siguiente, el mismo basalto y en la misma zona, es reconocido como cubriendo al II nivel de pie de sierra.

Es en vista de la visible confusión y disparidad de criterios sostenidos, en lo que respecta a la ubicación estratigráfica del Basalto IV, que reveemos en los párrafos siguientes, el perfil levantado por Polanski (1963) en las cercanías de Agua del Toro, sobre la margen izquierda del río Diamante, frente

al cerro homónimo. Puede vérselo identificado con el nº 4, en la página 227, del trabajo anotado. Por encima del zócalo paleozoico y del Terciario suprayacente a éste, se acumulan rodados poco consolidados pertenecientes al II Nivel.

Por encima afloran retazos discontinuos del material piroclástico de la Asociación Piroclástica Pumícea; más arriba hallamos elementos piroclásticos que Polanski adjudica al Basalto IV. Remata el perfil con una capa de gruesos rodados fluviales, donde reconocemos clastos del Basalto IV, como así también observamos la profusión de rodados correspondientes a la Asociación Piroclástica Pumícea.



Perfil nº 2. — Corte del Cañón del Río Diamante margen norte, a la altura del puesto Agua del Toro

- III Nivel
- 1) 0.50-3.00 m. Capa conglomerádica fluvial con rodados gruesos poco consolidados, matriz arenosa, con clastos de la Asociación Piroclástica Pumícea (ignimbritas), de basalto olivínico (BIV) y con material de la Cordillera Frontal y Principal.
 - 2) 1,00 m-3,00 m. Arena conglomerádica fluvial con estratificación visible (tal vez la porción basal de 1).
 - 3) 1,00 m. Manto continuo de escoria y lapilli de Basalto IV (Asociación Volcánica Neopleistoceno).
 - 4) Ignimbritas (tobas aglutinadas) de la Asociación Piroclástica Pumícea (Mesopleistoceno).

- II Nivel {
- 5) Capa conglomerádica con matriz arenosa con clastos reclutados principalmente de la Cordillera Frontal y Principal. Hay grandes bloques de hasta 1 m de diámetro, que se asemejan a las andesitas del Cº Diamante.
 - 6) Terciario.
 - 7) Zócalo Variscico.

Si bien se sostiene que el basalto del cerro Diamante no alcanzó el lado norte del profundo cañón por donde corre el río homónimo, limitándose solamente a su margen derecha (criterio que también se lee en el trabajo de Polanski), hemos podido comprobar que aguas abajo del puesto Agua del Toro, algo al este de la desembocadura del arroyo de las Vacas en el río Diamante, en la mencionada margen septentrional, yacen restos de una colada basáltica que hemos asimilado a la Asociación Volcánica Neopleistocena. A esta última aseveración llegamos, dado que presenta la misma posición estratigráfica que en la orilla sur (en el punto donde el arroyo La Josefa vuelca sus aguas temporarias en el curso del río Diamante); por otra parte, no hay otras manifestaciones basálticas en las vecindades.

Por lo tanto, nos es permitido adelantar la idea de que en alguna oportunidad, las coladas del cerro Diamante alcanzaron la margen opuesta del río, provocando —aunque más no sea en forma temporaria— el endicamiento del río, obstruyendo su curso en forma natural.

Esta última hipótesis, nos permite explicar correctamente el perfil de Agua del Toro. Recordamos que allí, un manto conglomerádico con rodados de rocas de la Cordillera Frontal, Principal y que muestra además una copiosa participación de rodados de ignimbritas (Asociación Piroclástica Pumícea), cubre al Basalto IV.

Se hace difícil —por su posición en la pila estratigráfica— asignar este manto al III Nivel. Pero sus caracterís-

ticas litológicas, el concepto nuevo de considerar al Basalto IV como una intercalación lávica en el III Ciclo de agradación (III Nivel) y el valioso argumento del endicamiento natural del río Diamante por las coladas del cerro Diamante, nos permiten superar la aparente incongruencia de la presencia en un valle, de un nivel de acumulación más joven (III) depositado por encima del más antiguo (II Nivel), en vez de hallarse encajonado en este último.

De resultas de la obstrucción del río Diamante, éste trató de superar el obstáculo —que para el tramo superior constituyó un nivel de base temporario— y lo hizo acumulando a partir del mismo, hacia aguas arriba. Una vez superado ese umbral, el río prosiguió la excavación del actual cañón del Diamante, en respuesta a la modificación del nivel de base en la llanura oriental.

Con respecto a este último paisaje, debemos suponer que la elaboración del cañón del río Diamante, es contemporánea con la del cañón del río Atuel.

Los hechos indican su posterioridad nuevamente, con respecto a la deposición del III Nivel, en estrecha relación con la segunda etapa de la Fase Neotectónica Final, caracterizada al norte del Diamante por el hundimiento del Graben del Tunuyán.

Nosotros interpretamos un acontecimiento similar en el gran bajo oriental, que al modificar sustancialmente el nivel de base controlante de esos grandes ríos, revitalizó fuertemente el proceso de insición vertical. En el caso del río Atuel, la erosión retrógrada sólo llegó hasta los saltos de El Nihuil, en cambio la profundización del cauce del Diamante, se vio notablemente favorecida por la litología predominantemente friable, a partir del arroyo Hondo.

Las sedimentitas terciarias y pleistocenas, situadas a lo largo del cauce del río Diamante, fueron fácil presa de los procesos erosivos fluviales.

Como conclusión podemos decir en-

tonces, que los cañones de los ríos Atuel y Diamante, son posteriores a las coladas del Basalto IV y al III Nivel, encajando perfectamente dentro de nuestro Ciclo Cañón, que iniciamos en el llamado 3^{er}. Ciclo fluvial de degradación (Polanski, 1963), del Neopleistoceno.

3) *Planicie de acumulación correspondiente al IV Ciclo de agradación. Llanura Sanrafaelina.*

Su integración es heterogénea. Resulta ser la suma de dos formaciones geológicas —que corresponden a distintos epiciclos de agradación— separadas por un epiciclo de erosión fluvial.

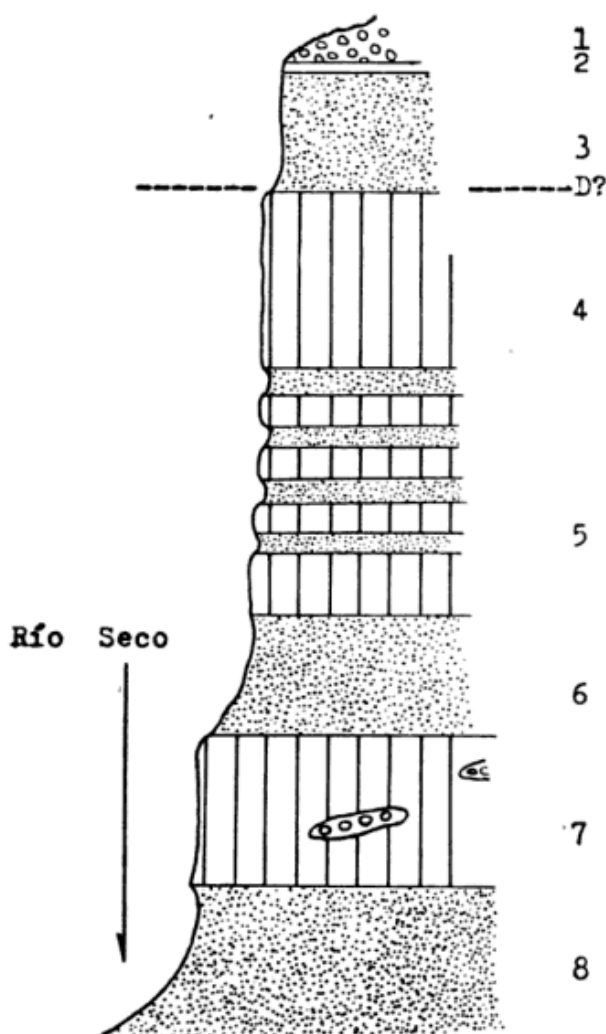
La inferior o Formación Villa Atuel, es parte integrante del IV Ciclo de agradación, situado en el límite Pleistoceno-Holoceno, La paralelizamos con las formaciones La Estacada y El Zampal de Polanski (1963), sin llegar a realizar separación alguna en porción basal y superior como este autor. En su zona este autor, caracteriza a la deposición como... “preferentemente eólica”... y da como edad absoluta, la cifra menor de 9.625 ± 200 años, basada en datos de C_{14} .

Esta parte inferior se halla integrada por varios bancos de “limos parecidos al loess”, entre los que se intercalan otros de origen fluvial.

Un buen lugar para ver estas características litológicas se encuentra sobre el río Seco de la Hedionda, unos 500 metros al oeste de la ruta 143, a través de un corte natural del río. Además nos muestra sus relaciones con la fracción superior (Formación río Seco de la Hedionda), con la que constituye la llanura oriental.

De arriba hacia abajo el perfil (nº 3) se inicia con:

- 1) 0,30 m de arena fluvial y grava y arenas sueltas, sobre las que se desarrolla una rala vegetación.
- 2) 0,05 m de un banco cinerítico de color blanco.



Perfil nº 3. — Margen Sur, del río Seco de la Hedionda, al W de la ruta a Mendoza

- 3) 1,20 m de arena castaño-claro a grisácea, en partes algo limosa, con delgadas bandas de rodaditos (gravilla). No muestra estructura visible alguna. Algo friable.
- 4) 1,30 m de “limos parecidos al loess”, sin estructura, algo calcáreo; se observan algunos nódulos o “muñecos” de carbonato de calcio. Sobre la barranca forma los característicos perfiles abruptos de los bancos totalmente integrados por loess típico.
- 5) 0,80 m de lo que llamamos “zona de alternancia” por la presencia de una sucesión alternante de arenas de supuesto origen fluvial, con bancos de “limos parecidos al loess”. Estos últimos son también algo calcáreos. Los espesores de los mantos oscilan entre los 0,06 y 0,10 m. Se destacan las zonas limosas de las arenosas, no sólo por su tono castaño, sino por el distinto perfil que dan a la barranca. Las primeras originan un perfil saliente, recto, abrupto, mientras que las segundas lo

muestran entrante, cóncavo hacia la barranca. En la parte inferior, el banco limoso es mayor: 0,40 m de espesor.

- 6) 0,65 m de un banco arenoso, algo limoso sin estructura.
- 7) 0,80 m de "limos parecidos al loess". Aparecen hacia abajo algunas intercalaciones de rodaditos (con granulometría hasta grava), en forma lenticular.
- 8) Arena algo limosa, parecida a 6). Potencia visible hasta el fondo del "río seco", 1,80 m.

Un poco al este, por encima del banco (5) de este perfil, o "zona de alternancia", aparece una discordancia erosiva, derivada de un epíclodo de erosión, que ha labrado sobre los "limos parecidos al loess" un relieve. Este ha sido sepultado con posterioridad por un material fluvial, del que participan arenas finas algo limosas, como así también numerosas lentes conglomerádicas. Es común la presencia de estructuras de estratificación entrecruzada.

El origen o fuente del material limoso, podría buscarse en las sedimentitas terciarias, cuya erosión y posterior deposición coincidiría a la integración de los mencionados bancos.

Como vemos, la porción superior, integrante también de la planicie, exhibe las características típicas de una acumulación, debida a procesos de agradación fluviales.

Donde predominan las arenas muy finas en la constitución de esta formación —como es el caso a lo largo del curso del río Seco de la Hedionda— debido a la participación de material limoso, los cauces secos elaborados por estas vías temporarias, presentan laterales abruptos (barrancones) de hasta 15 metros de altura. Parecería probable también la redeposición parcial de la parte inferior (Formación Villa Atuel), durante la fase acumulativa de la fracción superior.

En otros puntos al sur del mencionado río seco, la participación de elementos clásticos de mayor granulometría, es el rasgo sobresaliente.

La planicie de agradación así formada, es continua e inclinada suavemente hacia el naciente. De no hallarse interrumpida su observación por las plantaciones de la larga faja de cultivos, que casi sin interrupción se extiende desde San Rafael hasta General Alvear, por el sur, podríamos observar nítidamente sus características morfológicas.

Estas las extraemos de zonas menores no cultivadas, sólo interrumpidas en su monótono paisaje, por elevaciones medianosas.

No hallamos ningún relieve trascendental; representa lo más cercano a un plano llano ideal. El estadio de evolución geomórfica la muestra como una planicie muy joven, apenas disectada por ríos secos estrechos y profundos. Esto sucede al norte del río Diamante, en la zona drenada por los cauces de La Nora, La Hedionda y de los Chanchos. La posición de los mismos muestra un diseño paralelo y consecuente con la pendiente inicial de la planicie. Los barrancones son los aspectos más llamativos de este paisaje, como también los interfluvios muy amplios, con respecto a los valles que surcan la planicie.

En la zona de los colectores principales (Atuel y Diamante), es en sus márgenes, donde notamos una acentuación del relieve. Pero como esto último acontece dentro del valle de aquellos, no afecta el paisaje juvenil de esta planicie de acumulación postglacial.

Es posible entonces hallar, por ejemplo en el Atuel, una serie de terrazas, dispuestas por encima de la terraza de inundación actual del río, encajonadas dentro del valle principal. Por lo general estos rasgos erosivos caracterizan las zonas, donde el río Atuel ha excavado su cauce en la parte de la planicie constituida por los limos parecidos al loess.

Restos similares mal conservados o de dudosa identificación, se hallan en el valle del río Diamante. Este muestra el clásico diseño de los ríos anasto-

mosados o trenzados. Una posible razón de este rasgo, se debe a la notable merma de sus caudales que sufre el río, por la desviación de gran parte de agua para los fines de regadío. Es decir, que de este modo el régimen del río se modifica artificialmente, careciendo de competencia para el transporte de su carga, entrando en una faz netamente acumulativa.

Aguas abajo del punto donde se desvían las aguas al canal Elena, el río se encajona en la planicie sanrafaelina, adquiriendo aspectos similares a los observados en el Atuel.

Un detalle de interés geomorfológico, lo constituye la zona de la llanura drenada por el arroyo de Las Aguaditas. Representa un ejemplo de los llamados ríos mal ajustados al valle por donde circulan (misfit river). En efecto, lo desproporcionado de su valle —de unos 500 metros de ancho— en relación al curso de agua que actualmente lo recorre (no mayor de los 4 metros) y a la amplitud de las curvas de los antiguos meandros que pueden reconocerse sobre los laterales del valle, nos permite su identificación como un río desproporcionado en menos.

Siempre se ha esbozado la idea de que era una antigua conexión entre el Diamante y el Atuel, actuando este último como el colector principal. Una hipótesis para explicar este aspecto, sería la de pensar en una posible obstrucción del Diamante por sus propias acumulaciones y el pasaje a través de una baja divisoria, hacia el Atuel. Procesos similares, debido a la progresiva colmatación por agradación, de una planicie de valle (valley-plain), por el río y su desvío, a través de bajas divisorias, tomando así un nuevo recorrido, han sido considerados por varios geomorfólogos.

Constituye la llamada desviación por aluviamiento (diverted by alluviation), por Gilbert (en Cotton, 1941).

Ese gran caudal así desviado, explicaría la anormal desproporción que

hoy hallamos entre el valle y el arroyo que lo recorre.

Nos falta agregar que la planicie sanrafaelina se encajona hacia la serranía, entre los restos del tercer nivel (zona de Colonia de los Coroneles).

11) *Bajada Joven de la Colonia Las Malvinas.*

Se presenta al sur del río Atuel, marginando el borde oriental de la Dorsal homónima. Hacia el este se prolonga hasta alcanzar las estribaciones occidentales de los Médanos de Picardo.

Esta planicie de acumulación resulta de la coalescencia de conos aluviales, erigidos por los ríos secos que drenan la adyacente serranía, que por crecimiento lateral han llegado a unirse, construyendo una sola bajada.

Su superficie se halla cubierta por una rala y achaparrada vegetación, del tipo xerófila, localmente muy densa, asentada sobre un suelo no maduro. Todo el material sedimentario que la integra, se colecta entre arenas y rodados arrancados de la vecina Dorsal. La presencia de estas formas de acumulación, bajo condiciones áridas, nos indica un estadio inicial en la evolución del actual ciclo geomórfico a que está sometida la región.

Su superficie no muestra mayores relieves, predominando en éstos las formas construccionales. Los ríos secos suelen distribuirse y trenzarse al alcanzar las partes más bajas de la planicie, insumiéndose antes de llegar a la Colonia Las Malvinas.

A veces las grandes avenidas pueden llegar hasta esta colonia y causar grandes destrozos —como sucedió este último verano—, en especial en las fincas más australes de la colonia.

Se observan algunos cauces abandonados por desvío de los ríos por su propia acumulación; también reconocemos en la parte sur de la Hoja, ya casi frente a los Médanos de Picardo, la presencia de varios ramblones, hacia

donde convergen las aguas de las crecientes importantes, llevadas por los ríos Seco de la Quebrada y de otros que juntan las aguas del área del cerro Carrizal y Guadalito.

La parte central de esos ramblones se halla cubierta por una delgada capa de material finísimo, arrastrado por las aguas que suele ser "volado" en los días de fuertes vientos.

En tiempo, podríamos considerarla como contemporánea con la deposición de la fracción superior de la llanura sanrafaelina. Las únicas relaciones reconocibles concretamente son, su posición encajonada dentro de las acumulaciones de la parte sur de la Bajada Antigua del Puesto Moyano y su ubicación por encima de los "limos parecidos al loess", que en las cercanías del puente de El Escorial, integran la banda sur del río Atuel.

III. *Unidades acíclicas* (unidades diversas)

Este grupo de unidades geomórficas constituyen parajes no relacionados directamente con un ciclo de erosión fluvial, sino más bien con los procesos actuantes, que son independientes del ciclo erosivo (como son por ejemplo los relieves relacionados con la intervención glaciaria, eólica y también los paisajes volcánicos).

Estas unidades traspasan también los límites cronológicos de los ciclos fluviales, así que deben eliminarse de la agrupación puramente cíclica, o sea en nuestro caso, de los ciclos Pre-cañón y Cañón.

1) *Huaiquerías* (bad-lands o "mal país")

Hallamos en la zona de estudio el relieve típico de "mal país" o similares a las descritas bajo esta misma denominación, por Polanski (1963).

Su inclusión y descripción en este informe, pese a lo reducido del área

que abarcan, se justifica, ya que permite prolongar la extensión de esta unidad geomórfica, mucho más al sur del límite anteriormente fijado. Encontramos así asomos discontinuos de sedimentitas terciarias, que por ulterior disección muestran los ragos típicos de las huaiquerías. Ubicamos dos zonas principales en este relieve, en ambos márgenes del río Atuel, a la altura del Valle Grande. Otra menor, asoma en el borde del llamado anfiteatro del río Seco de las Tinajas, al norte del Rincón del Atuel.

La primera, situada al norte del río, se ha retirado por retroceso del frente, unos 800 metros del borde que abruptamente cae al Atuel; se halla más o menos al oeste del cerro Carrizalito y dentro de la Hoja 27c.

La segunda se sitúa al sur del río, en la zona occidental del río Seco de la Frazada. Para ambas zonas, el nivel de base —muy local y transitorio— está representado por la superficie de la planicie de erosión, hoy resurrecta.

La textura del relieve huaiqueriano, en especial en el frente en retroceso que margina como una orla, el brazo principal del río Seco de la Frazada, es muy densa. Por encima, se implantan los guadales. La textura es el resultado del rápido encauzamiento del agua de las precipitaciones, en finísimos y numerosos colectores pequeños, densamente agrupados. Esto, que se halla favorecido por la fácil erodabilidad del material sedimentario por donde circulan, conduce a una profusa disección del relieve, que alcanzó rápidamente un estado de madurez.

El paisaje exhibe cauces de escasa profundidad, no más de 10 metros. A medida que nos alejamos del frente, las porciones aún conservadas de la vieja planicie aluvial terciaria, muestran en este sector mayor uniformidad, por su escasa disección. De este modo es posible hallar amplios interfluvios entre los estrechos cañadones principales.

Aquí nos hallaríamos frente a un paisaje en estado de juventud avanzada.

Pero en los frentes, donde se observa con toda nitidez y detalle la fuerte interposición fluvial bajo las condiciones imperantes de un clima árido, se notan rasgos de madurez.

Se presentan en las huayquerías espolones afinados, con curiosos perfiles longitudinales, agudas crestas, constituyendo finas divisorias entre vaguadas vecinas. Otras veces, los espolones aparecen con sus proyecciones escalonadas, que es en muchas ocasiones, el medio de acceso más fácil y seguro para alcanzar la porción superior de la planicie terciaria, cubierta por material arenoso suelto.

Esta disposición particular, se halla controlada exclusivamente por la mayor o menor dureza de los bancos intercalados en las sedimentitas terciarias, que conduce a fenómenos de erosión diferencial.

Son comunes también los pilares, los testigos, separados de la masa principal.

Excepto en los colectores mayores, los canales de desagüe son sumamente estrechos y a menudo con pequeños saltos o escalones, que hace difícil el transitar a caballo por ellos.

Todos los ríos o arroyos —aún los principales— corresponden al tipo de vías de aguas intermitentes. Se apartan de este carácter general, aquellos tramos de los ríos secos, por donde aparecen vertientes (Rincón del Molle, Agua de la Frazada o Rincón de la Overa Castaña), lo que motiva el desarrollo de un delgado hilo de aguas prácticamente permanentes, que rápidamente se insume en el material suelto que forma el fondo de los cauces.

El desarrollo de este paisaje se halla en estrecha relación, con la exhumación paulatina de la vieja estructura variscica peneplanizada y perdura desde los principios del Pleistoceno hasta la fecha. La zona al norte del Rincón del Atuel, con escasas variantes, es similar a la descripta.

2) *Relieve suprimido de Huaiquerías del río Seco de las Tinajas.*

Es una entidad geomórfica de reducidas dimensiones, y aunque destacable, es de difícil clasificación geomorfológica. Se ubica al norte del lugar conocido como Rincón del Atuel, extendiéndose desde el río Atuel hasta el puesto Moyano por el norte.

El río Seco de las Tinajas lo margina por el norte —constituyendo el llamado anfiteatro— por el nacimiento. Por el sur, hallamos el río Atuel y por el oeste, el área elevada de la Dorsal.

Representa en esencia una planicie con aspecto de un abanico girado hacia el sur, surcada y disectada por ríos transitorios que vuelcan sus ocasionales aguas en el río Atuel; el principal es el río Seco de las Tinajas.

Los restos de esta planicie abanicoforme, alcanzan en el puesto El Jilguero y de la Totorá la curva de los 850 metros sobre el nivel del mar, descendiendo paulatinamente hacia el sudeste, hacia el Atuel, por debajo de la curva de los 700 metros.

Sin embargo, las alturas relativas del relieve son muy reducidas (no más de 4 metros), así que el relieve se puede clasificar como sumamente bajo y oprimido. Este fenómeno es debido al insignificante relieve disponible, que junto con la friabilidad de la roca terciaria disponible causó un rápido paso de la juventud a una madurez muy avanzada del relieve huaiqueriano.

Además este desarrollo “prematureo” ha sido complicado por la cubierta fanglomérica mesopleistocena que corona el sustrato terciario. Ella suministra gran cantidad de clastos y arenas, que cargan las aguas esporádicas que corren por las cauces. Esta carga queda inmovilizada en el fondo de aquellos, protegiéndolos de la erosión vertical y facilitando cambios de cursos (especie de anastomosis) lo que facilita la erosión lateral y el ensanchamiento prematuro del valle de un río seco.

De esta manera el paisaje huaiqueriano no puede desarrollarse en una secuencia normal, resultando oprimido y atípico. La historia de la formación de este relieve tan raro se puede sintetizar de esta manera.

Inicialmente, todo el frente oriental de la serranía que aquí consideramos, se halla marginado por los sedimentos de la Bajada Antigua del Puesto Moyano, que sepultaban los estratos terciarios.

El drenaje de los ríos que por ella corrían era paralelo, y su disposición era consecuente con la pendiente primaria de la bajada. También para ese entonces, algunas vías de agua de poca monta, orlaban la parte sur —sobre el Atuel— de esta bajada.

Cuando se produjo la profundización del valle del río Atuel en la llanura sanrafaelina, esos ríos menores respondieron inmediatamente a ese desajuste, ya que el curso del Atuel representaba el nivel de base local para los mismos. Se acentúa la erosión vertical de ellos, para mantener su acordancia de nivel con el colector principal.

Esto se traduce en una veloz progresión de la erosión retrógrada, favorecida principalmente por las características litológicas de las formaciones que atraviesan.

De este modo, se produce una sucesión de desviaciones de aquellos cursos consecuentes que surcaban la bajada antigua, hacia el control del Atuel, situado en un nivel inferior, con respecto a aquélla.

Comienza así una lenta, pero segura destrucción de la parte austral de la bajada y el "destape" del substratum terciario, que también es eliminado. Al mismo tiempo la divisoria migra rápidamente hacia el norte, alejándose del curso del Atuel, al tiempo que progresa la erosión retrógrada en los ríos secos.

Hoy día, la divisoria se sitúa frente al puesto Moyano y ha quedado redu-

cida a una delgada y larga faja, de sólo dos kilómetros de ancho. Esta representa los restos de la antigua bajada, que cubren el Terciario aflorante en la parte inferior de los laterales de los vallecitos de ríos secos, que aún derivan al naciente.

Al norte de estos afloramientos, el drenaje es controlado por la cuenca del río Diamante. Se puede calcular el retroceso de la divisoria en unos 9 kilómetros, según la máxima elongación de este paisaje.

La superficie del mismo no muestra rasgos dignos de destacar.

Entre los ríos efímeros que los atraviesan se establecen anchos y achata-dos interfluvios transitorios o temporarios, sin relieve. Estos suelen mudar de posición de acuerdo a la acción de las grandes avenidas. Sirven de asiento a una vegetación que origina un monte denso y achaparrado. A tal extremo llega su densidad, que los fondos de los ríos secos son las únicas vías de acceso, para los puestos asentados en el margen de la sierra.

Un material de la más diversa granulometría, integra los interfluvios, al igual que rellenan las vaguadas mal definidas.

Son comunes los cambios de sus cursos por obstrucción debida a sus propias acumulaciones.

Estas resultan por lo general, de la deposición del material integrante de la "cola" de la creciente o avenida última; puede ser eliminada total o parcialmente por la próxima creciente.

La construcción del ya mencionado pasaje que conecta el curso superior del río Seco del Zapallo con el de las Tinajas, permitiéndole derivar sus aguas al Atuel, constituye en reducida escala del procedimiento seguido por la naturaleza, para la elaboración de este relieve y desvío del drenaje oriental hacia el sur.

La edad de desarrollo de esta uni-

dad debe ubicarse en el Pleistoceno alto y el Holoceno.

Al finalizar este capítulo debo subrayar que el desarrollo del paisaje de una huaquería depende de muchos y variados factores, como por ejemplo la friabilidad de la roca, densidad del avenamiento de arroyos transitorios, diversos valores del relieve disponible, intensidad de los procesos destructivos actuantes, etc., y que, por lo tanto, pueden producir relieves bastante heterogéneos. Estas circunstancias indujeron a Polanski (1963) a discriminar también relieves huaiquerianos atípicos, como por ejemplo la Serrillada de Tupungato.

3) *Relieve Volcánico*

Tiene escasa proyección en el área estudiada, constituyendo relieves salientes sobre la banda sur del río Atuel, en la salida de éste a la Llanura Sanrafaelina, donde se emplaza el aparato volcánico del cerro Negro. Ya en los límites australes de la zona, y también en el borde este de la Dorsal, el cerro Guadalito es otro volcán basáltico, integrante de un mismo proceso construccional endógeno, pero de menor cuantía que el anterior.

En el cerro Negro es posible el reconocimiento del cono piroclástico del antiguo volcán, con la disposición periclinal del material eyectado. Marginalándolo tenemos un paisaje mesetiforme que muestra una mayor elongación en sentido norte-sur, extendiéndose entre el río Atuel y el puesto Agua del Puntano. Estos rasgos y sus inevitables bardas que los acompañan, han sido desarrollados a expensas de las distintas coladas, que manaron del volcán y sepultaron el antiguo relieve elaborado en el complejo litológico de la Dorsal del río Atuel.

Situados en las nacientes del río Seco de la Quebrada, encontramos los cerros de la Huitrera y de la Quebrada,

exponentes aún menores de la actividad ígnea. Vale la pena considerar en especial el cerro de la Quebrada, que se presenta como una terraza estructural, o "mesa" controlado exclusivamente por el derrame de una colada basáltica sobre un relieve prebasáltico, elaborado predominantemente en las sedimentitas miocenas. Estas, que las vemos aflorando en las cercanías del puesto de Julio Montes, han sido salvadas de la erosión total por la cubierta basáltica protectora.

Las formas de este paisaje volcánico —en especial en el cerro Negro— son juveniles, con un diseño de avenamiento consecuente con las nuevas pendientes establecidas. El drenaje es denso, sin colectores principales bien definidos; el proceso de abstracción tiene aún fuerte importancia.

Como nota curiosa, debemos hacer mención de la presencia de un mogote basáltico —verdadero otero— aislado en medio de la Llanura Sanrafaelina. Este se ubica al norte de la ciudad de San Rafael, en el paraje conocido como El Cerrito, donde un pequeño aparato volcánico, se proyecta no más de 20 metros por encima de la planicie sanrafaelina.

La actividad volcánica en nuestra zona, acusa una estrecha vinculación con el fallamiento tensional que desmembró la antigua peneplanicie en bloques, desplazándolos a diversos niveles y también por lo tanto, con el fallamiento en el borde oriental del Bloque de San Rafael, ubicado más al norte (Fase Neotectónica Final). Con esto último se relaciona el vulcanismo del final del Pleistoceno o Asociación Volcánica Neopleistocena (= Basalto IV), representado por el Cerro Negro de la Salina, Cerro Diamante y otros.

Es probable, sin embargo, que algunos centros efusivos basálticos, se hayan emplazado en nuestra zona, también sobre las fallas que han causado la elevación como "un todo" del antiguo zócalo variscico, o sean las corres-

CUADRO COMPARATIVO DEL PLEISTOCENO						
EDAD	FORMACIONES	CICLOS DE		CICLOS Y RASGOS GEOMORFOLOGICOS DEL PRESENTE ESTUDIO	NEOTECTONICA	POLANSKI (1963)
		AGRADACION	DEGRADACION			
HOLOCENO		EPICICLOS	EPICICLOS	<p>BAJADA JOVEN DE LA COLONIA DE LAS MALVINAS</p> <p>LLANURA DE LA COLONIA DE LAS MALVINAS</p> <p>SAARRAFANELINA (IV NIVEL)</p>		<p>LOS ALAMITOS C 14 1400-1300</p> <p>EL ZAMPAL</p> <p>LA ESTACADA IV CICLO</p> <p>ASOC. VOLC. NEOPLEISTOCENA (BIV)</p>
	2025 ± 200	RIO SECO DE LA HEDIONDA ATUEL	IV CICLO	<p>PLANICIE ALUVIAL</p> <p>RELIEVE VOLCANICO (BIV) DE LA COLONIA LOS CORONELES (IINIVEL)</p>	<p>FASE NEOTECTONICA FINAL (FALLAMIENTO TENSIONAL)</p>	<p>LAS TUNAS</p> <p>EL TOTORAL (III NIVEL) Y EL CHILLANTE</p> <p>2º CICLO FLUVIAL ASOC.</p>
PLEISTOCENO				<p>PRE-CAÑON DEL RIO ATUEL</p>		
		CEURO NEGRO (BIV) DE LOS CORONELES	III CICLO	<p>BAJADA ANTIGUA DEL PUESTO MOYANO (IINIVEL?)</p> <p>RELIEVE VOLCANICO? (BIII)</p>	<p>ELEVACION DEL AREA PLEISTOCENA (ELEVACION AREA PLEISTOCENA)</p>	<p>LA INVERNADA (II NIVEL)</p> <p>ASOC. VOLCANICA PALSOPLISTOCENA (BIII)</p>
		PUESTO MOYANO	II CICLO		<p>FASE NEOTECTONICA POSTUMA (ELEVACION AREA PLEISTOCENA)</p>	
INFERIOR	FALTAN EVIDENCIAS					LOS MESONES (I NIVEL)
	LIMITE CONDICIONAL					

Diagrama I

pendientes a la Fase Neotectónica Póstuma.

En tal caso tendríamos algunos relieves debido a las efusiones del Basalto III, o sea la correctamente denominada Asociación Volcánica Paleopleistocena por Polanski (1963).

Estas circunstancias nos obligan a no asignar una edad demasiado concreta al relieve volcánico presente.

Siguiendo las ideas expuestas por Polanski (1963), podríamos considerarlo como una entidad geomórfica de menor cuantía, o sea un *rincón* o *paraje geomórfico*.

4) Médanos y "Guadales"

Sólo existe una zona definida; el resto constituyen manchones que se distribuyen saltuariamente por toda la zona de estudio. La mayor extensión se halla cubierta por los Médanos de Picardo, al este y sur de la Colonia Las Malvinas.

Parecería existir una estrecha relación entre la granulometría del material integrante del médano y la de las sedimentitas de la planicie aluvial terciaria. Su composición de acuerdo con los datos de Polanski (1963) refuerza más aún esta idea.

Por lo general las formas resultantes de la agradación eólica, toman un aspecto de pequeños montículos, sin formas definidas y que no se asemejan a los rasgos de los médanos típicos. Su altura máxima alcanza a los 25 metros, en los Médanos de Picardo.

En este lugar, es donde el médano tiende a adoptar formas más afines con un médano tipo. Así hallamos un paisaje, que muestra su máxima altura marginando por el este en toda su longitud —en sentido norte-sur— a la Colonia Las Malvinas.

De allí hacia el este, desciende en forma ondulada hasta alcanzar la colonia de Soitué y algo más al norte, la colonia de Jaime Prats.

Mirando lateralmente la silueta de los médanos desde el puente de la Cañada Seca, sobre el río Atuel y aguas abajo del mismo, es posible identificar el margen abrupto del médano mirando hacia el oeste y la rampa suave en barlovento, dispuesta hacia el este.

Esto indica que la dirección de los vientos dominantes ha sido desde el este.

En el interior de los médanos de Picardo es posible ubicar varios bajos o depresiones que no corresponden a cuencas de deflación y también cañadas¹ que cruzan con rumbo al río *Atuel* el área de médanos. (De Los Loros, de la Bolsa).

Por lo común se hallan cubiertos por una vegetación rala; Polanski (1963) sostiene que la acumulación eólica se realizó en "pugna continua con la vegetación...". Son en su mayoría médanos inmovilizados, considerándolos este autor como del "tipo fitogenéticos".

Su elaboración corresponde a un período muy árido del comienzo del Holoceno (posterior a los "limos parecidos al loess") y que se prolonga hasta nuestros días.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Atwood, W. W. y Atwood, W. W. (Jr.). 1938. Working hypothesis for the physiographic history of the Rocky Mountain Region. — *Geol. Soc. Am. Bull.* 49, pp. 957-980.
- Blackwelder, E. 1931. Desert Plains. — *Jour. of Geology.* Vol. 39, pp 133-140.
- Burckardt, C. y Wehrli, H. 1900. Profils géologiques transversaux de la Cordillère Argentino-Chilienne. — *Anales Museo de La Plata.*
- Cotton, C. A. 1941. Climatic accidents in landscape making. — John Wiley & Sons, Inc., N. Y.
- 1941. *Landscape.* — Cambridge Univ.
- Dessanti, R. N. 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante, prov. de

¹ Sólo es una denominación local, ya que no reúnen los atributos típicos de una cañada.

- Mendoza. — Bol. n° 85. Direc. Nac. Geol. y Min., Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1946. Sistemas orográficos de la Argentina, tomo IV, págs. 220-225, en Geografía de la República Argentina. GAEA. Soc. Arg. de Est. Geográf., Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. 1963. Descripción geológica de la Hoja 27d, San Rafael (prov. de Mendoza). — Informe inédito Direc. Nac. de Geología y Minería, Bs. Aires.
- Groeber, P. 1952. Mesozoico, en Geografía de la República Argentina. — T. II, GAEA, Soc. Arg. de Estud. Geográf. Bs. Aires.
- Polanski, J. 1949. El Bloque de San Rafael. — Informe inédito en la Direc. de Minas de Mendoza.
- 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la prov. de Mendoza. — Inst. de Invest. Económ. y Tecnol. Cuaderno de Estudios e Investigaciones n° 1.
- 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (prov. de Mendoza). Rev. Asoc. Geol. Arg., tomo XVII, nos 3-4.
- Thornbury, R. N. 1954. Principles of Geomorphology. — John Wiley & Sons Inc., N. Y.
- Wichmann, R. 1928. Contribución a la geología de los departamentos de Chical-có y Puelén, de la parte occidental de la Pampa Central. — Public. n° 40. Direc. General de Minas, Geol. e Hidrología. Buenos Aires.

Manuscrito recibido en septiembre de 1964.

EL SILURICO FOSILIFERO DE GUALILAN

(PROVINCIA DE SAN JUAN)

Por BRUNO A. J. BALDIS

Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires.

RESUMEN

Se describe y localiza geográficamente el afloramiento Silúrico de "Gualilán", compuesto de lutitas verdosas y moradas, areniscas y areniscas calcáreas, que contienen: *Stropheodonta (Brachyprion) fascifer* (Kaiser), *Chonetes fuertensis* Kaiser, *Clarkeia antisimensis* (d'Orb.), *Atrypina acutiplicata* Kaiser, *Australina jachalensis* Clarke y *Orthoceras* sp.

ABSTRACT

The Silurian green-purple shales and sandstones of "Gualilán" are described together with their fossil content: *Stropheodonta (Brachyprion) fascifer* (Kaiser), *Chonetes fuertensis* Kaiser, *Clarkeia antisimensis* (d'Orb.), *Atrypina acutiplicata* Kaiser, *Australina jachalensis* Clarke and *Orthoceras* sp.

INTRODUCCION

Existe en la literatura geológica argentina un número de citas geográficas de localidades fosilíferas que por lo vagas e imprecisas no han podido ser localizadas hasta la fecha, o bien son sólo conocidas por aquellos paleontólogos que estudiando sus faunas recibieron comunicaciones verbales o inéditas de sus descubridores, y, una vez desaparecidos éstos, no han quedado mayores referencias sobre las mismas.

Valga como ejemplo la localidad fosilífera Silúrica de "Gualilán" que, descubierta en 1875 por Stelzner (1923), ha sido mencionada numerosas veces en la literatura sin que se hayan aportado mayores datos sobre la ubicación de los bancos fosilíferos.

Con esta nota se amplía el conocimiento sobre esta área en base a un perfil detallado de la sección Silúrica, determinándose también su contenido faunístico.

La relativa facilidad de acceso a los

afloramientos, unida a la gran cantidad de ejemplares que de su fauna pueden ser recolectados, hace que la zona de Gualilán deba considerarse de interés para los paleontólogos y los estudiosos del Silúrico de la Precordillera.

Este trabajo ha sido realizado con parte de los fondos otorgados por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, por lo cual dejamos constancia de agradecimiento a tan esencial ayuda. Asimismo se agradece a la Dra. H. Castellaro por sus sugerencias y al señor A. Leveratto por su ayuda en campaña.

UBICACION Y ANTECEDENTES GEOLOGICOS

El área descripta está ubicada en el departamento de Ullún (prov. de San Juan), en una serie de pequeños contrafuertes alargados, de rumbo N-S, que configuran las primeras estribaciones de la Sierra de Las Invernadas y deli-

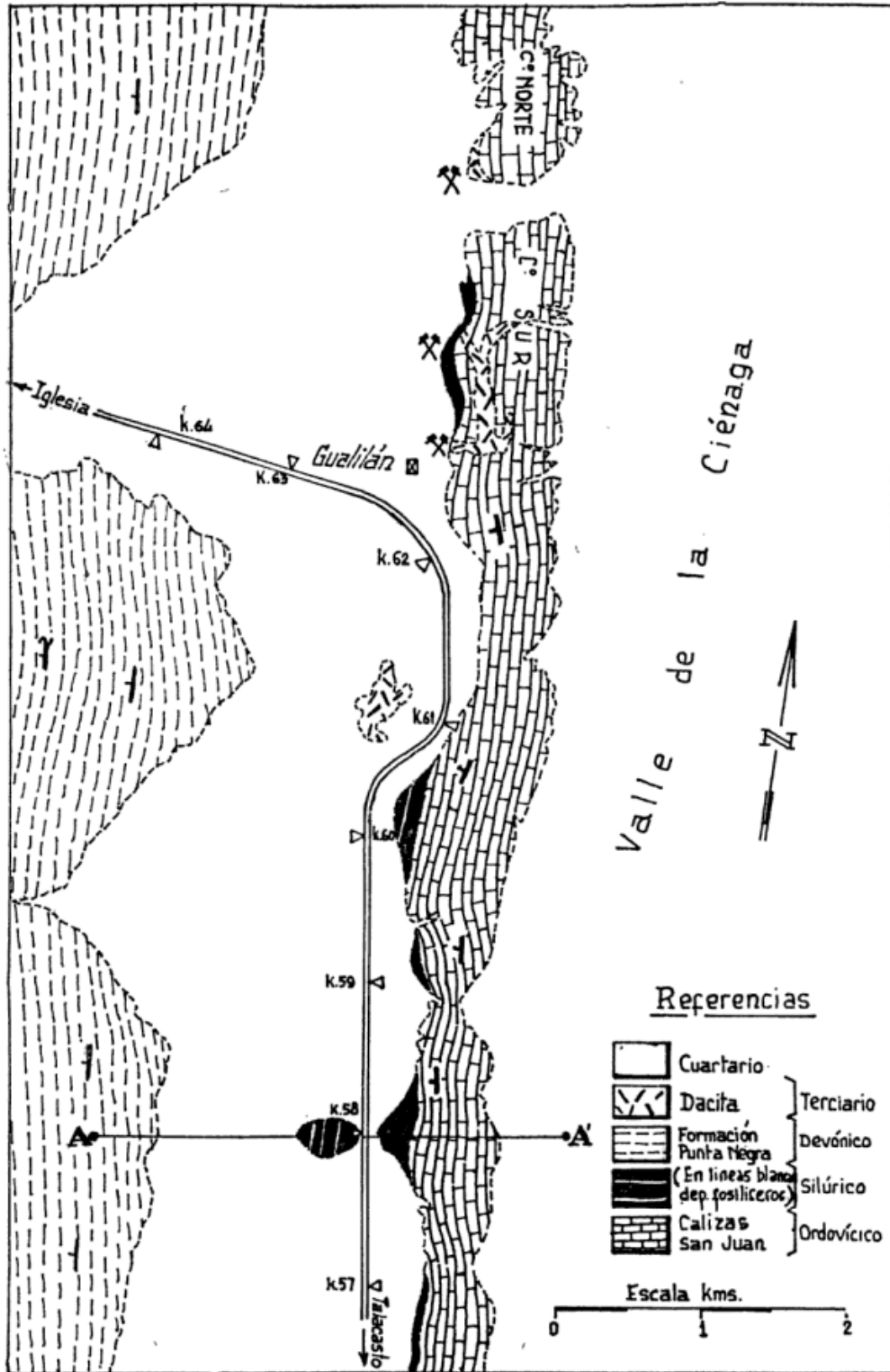


Figura 1

mitan el borde occidental del Valle de La Ciénaga o Valle de Gualilán. Estas serrilladas bordean la ruta que une las localidades de Talacasto e Iglesia, desde pocos kilómetros al norte de la localidad de La Ciénaga hasta las minas de Gualilán.

Las sedimentitas Silúricas motivo de esta nota se hallan dispuestas en la ladera occidental de estos contrafuertes, a la altura del Km 58, y el perfil correspondiente a este punto se describe más adelante.

En 1875 fue Stelzner (1923) quien primero menciona estos sedimentos, y posteriormente Stappenbeck (1910, 1913) vuelve a citarlos. Ambos autores los describen como "arcillas esquistosas y grauvacas", incluyendo a las sedimentitas silúricas, juntamente con la Formación Punta Negra, en el Devónico. En sus reconocimientos Stelzner (op. cit.) colecciona restos fósiles en las calizas ordovícicas, pero no menciona haber hallado fósiles en las "arcillas esquistosas". Stappenbeck (1913) colecciona los primeros ejemplares en "Gualilán", los que, juntamente con los recolectados en el área de Jachal, son determinados por Clarke (1913) como pertenecientes al "Siluriano superior", y en base a esta determinación aquel autor corrige la edad de estas sedimentitas (Stappenbeck, 1918), separándolas de las "Grauvacas Devónicas".

Las únicas publicaciones con referencias de detalle a áreas próximas se refieren al yacimiento aurífero de Gualilán (Angelelli: 1936, 1943 y 1950).

El mapa geológico de la figura 1 ha sido completado al norte del Km. 62 con el relevamiento efectuado por Fernández Lima y Oliveri (1951) en el distrito minero de Gualilán.

ESTRATIGRAFIA

Las sedimentitas Silúricas se disponen análogamente a casi todos los afloramientos de esa edad en esta área de la Precordillera, es decir, como una

faja alargada de rumbo N-S, adosada a cerrilladas de sedimentitas Ordovícicas de las Calizas San Juan, cuya configuración es debida a la disposición de estructuras dominantes N-S.

En el área que mencionamos afloran sedimentitas de edad Ordovícica, Silúrica y Devónica, como así también pequeños cuerpos de dacitas terciarias y depósitos cuaternarios.

Ordovícico: Se halla representado por las Calizas San Juan, sedimentitas litológicamente similares a los afloramientos de la Sierra de Talacasto. Son calizas gris-azuladas a grises, bien estratificadas, con intercalaciones de caliza arcillosa y concreciones de ftanita como masas negras de tamaño variable, sin formas definidas. En estas calizas se han hallado restos de corales, *Orthis* sp. y *Maclurites* sp.

Silúrico: Apoyándose aparentemente en concordancia sobre las calizas aparece una serie de sedimentitas de colores verde oliva, verde negruzco y pardo, las que habían sido descritas como "pizarras" o "arcillas esquistosas" por Stelzner (1923) y Stappenbeck (1910, 1913, 1918).

Las rocas del perfil descrito más adelante se hallan dispuestas en forma homoclinal, con rumbo general N-S e inclinación de 30° a 40° hacia el oeste.

A la altura del Km. 58 del camino Talacasto-Iglesia, el Silúrico aflora con su mayor desarrollo, y es en este sitio donde se levantó el perfil que se detalla a continuación (fig. 2) y donde se efectuó la recolección de la mayoría de los ejemplares fósiles:

Sedimentitas Silúricas:

Techo desconocido.

- a) Areniscas verde oliva, de grano mediano, a veces pardas por alteración, con algunas intercalaciones de lentes de lutitas de 0,5 a 5 cm de espesor y bancos areniscosos calcáreos, a veces coquinoides, con numerosos restos de: *Stropheodonta*, *Chonetes*,

Clarkeia, *Atrypina*, *Australina* y *Orthoceras*. El género *Atrypina* aparece disperso a través de todo el banco. 150 m

Sección desconocida cubierta por derrubio 60 m

b) Lutitas verde oliva, algo areniscosas, con nódulos calcáreo-ferruginosos, cuyo núcleo es generalmente fosilífero, dispersos, o bien alineados paralelamente a la estratificación; restos de corales y muy escasos de *Atrypina* 50 m

c) Lutitas verdosas y moradas, muy deformadas, carentes de fósiles 20 m

d) Arenisca gris verdosa, de grano mediano, con abundante impregnación ferruginosa en sus diaclasas, algo plegadas 15 m

Espesor 295 m

Base: Calizas San Juan (Ordovícico).

Los restos fosilíferos que se encuentran en los nódulos de la parte inferior de la sección no han sido determinados por su mal estado de conservación.

Devónico: Corresponde a la Formación Punta Negra, conocida también como "Grauvacas del Río San Juan". Su relación en el área descrita con respecto al Silúrico no ha podido determinarse por estar el contacto cubierto por derrubio.

Las intrusiones dacíticas que completan la litología de la zona ya han sido descritas con bastante detalle por los autores precedentes (Angelelli, 1936; F. Lima y Oliveri, 1951), por lo cual no se insiste aquí sobre ellas.

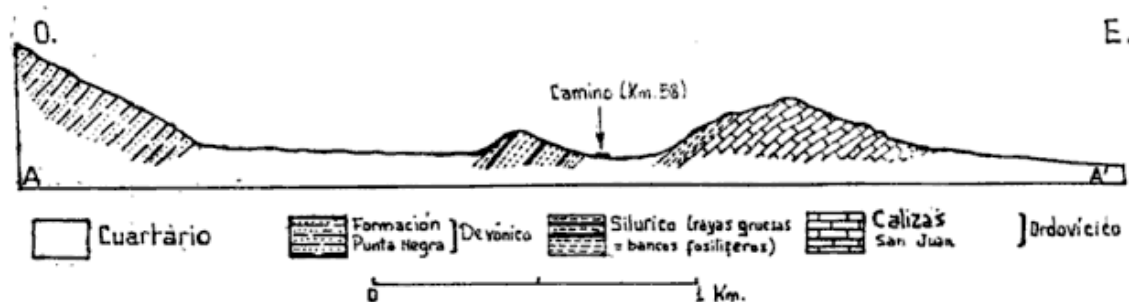


Figura 2

La recolección de fósiles se realizó principalmente en la parte superior de la sección, y la determinación se efectuó tomando como base la actualización de la fauna Silúrica de la Precordillera descrita por Castellaro (1958).

En el siguiente cuadro se especifican las formas recolectadas y aquellas determinadas por Clarke (1913) para el área de Gualilán, en base a las colecciones de Stappenbeck:

Forma	Clarke	Km 58
<i>Stropheodonta (Brachyprion)</i>		
<i>Fascifer</i> Kaiser	X	X
<i>Chonetes fuertensis</i> Kaiser . . .		X
<i>Clarkeia antisiensis</i> (d'Orb.)..	X	X
<i>Atrypina acutiplicata</i> Kaiser..	X	X
<i>Australina jachalensis</i> Clarke..	X	X
<i>Orthoceras</i> sp.		X
<i>Tentaculites</i> sp.	X	

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Angelelli, V., 1936. *Las minas de oro de Gualilán (prov. de San Juan)*. — Dir. de minas y Geología, Publ. 113, Bs. Aires.

— 1943. *Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación de la Rep. Argentina*. — Dir. de Minas y Geología, Bol. 50, Bs. Aires.

— 1950. *Recursos minerales de la República Argentina. I: Yacimientos metalíferos*. — Rev. Inst. Nac. de Inv. de las Cs. Nat., Ciencias Geológicas, II, Bs. Aires.

Castellaro, H., 1958. *Braquiópodos gotlándicos de la Precordillera de San Juan*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., XIII, nº 1-2, Bs. Aires.

Clarke, J. M., 1913. *Fosiles Devonianos do Paraná*. — Serv. Geol. e Mineral. do Brasil, Mon., vol. I, Rio do Janeiro.

- Fernández Lima, J. C. y Oliveri, J. C., 1951. *Informe geológico-económico de las minas de Gualilán*. — Dir. Nac. de Minas (inf. inédito), Bs. Aires.
- Stappenbeck, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. — An. Min. de Agric. Sec. geol. mineral y min., IV, n° 3, Bs. Aires.
- 1913. *El agua subterránea del pie de la Cordillera Mendocina y Sanjuanina*. — An. Min. Agric. Sec. geol. mineral y min., VIII, n° 5, Bs. Aires.
- 1918. *Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación de la República Argentina*. — Dir. Gen. de Min. Geol. e Hidrol., Bol. 19, ser. B (Geología). Bs. Aires.
- Stelzner, A., 1923. *Contribuciones a la Geología de la República Argentina*. — Actas Ac. Nac. de Cs. en Córdoba, VIII, Córdoba.

Manuscrito recibido en abril de 1964.

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

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STOLNI; *Vicepresidente:* DR. MARIO E. TERUGGI; *Secretario:* LIC. HÉCTOR J. PÉNDOLA; *Tesorero:* DR. EDUARDO J. METHOL; *Vocales:* DR. EDUARDO ROLLERI, DR. FÉLIX RODRIGO Y DR. VÍCTOR MAURIÑO; *Vocales suplentes:* DR. ARTURO AMOS, DR. OSCAR RUIZ HUIDOBRO Y DR. RAÚL ZARDINI.

SUBCOMISION DE LA REVISTA: DR. ARTURO AMOS, DR. RAÚL ZARDINI Y DR. VÍCTOR MAURIÑO.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

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

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

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

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

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

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

La correspondencia de la Asociación deberá ser dirigida a

PERU 222, Buenos Aires (Rep. Argentina)

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

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

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

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

Servicio de Hidrografía Naval. Publicación N° 1019

DICCIONARIO DE LA TERMINOLOGIA DEL PLANCTON MARINO

(en cinco idiomas : inglés, español, alemán, francés y ruso)

por ESTEBAN BOLTOVSKOY

Buenos Aires, 1964, XIX, 114 p. Encuadernado.

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

GUIA PALEONTOLOGICA ARGENTINA

Elaborada por los investigadores argentinos, doctores ARTURO J. AMOS,
HORACIO H. CAMACHO, HILDEBRANDA A. CASTELLARO, CARLOS A.
MENÉNDEZ

Comprenderá tres partes dedicadas, respectivamente, al PALEOZOICO,
MESOZOICO, CENOZOICO. Cada una de ellas integradas por varios fas-
cículos, de los cuales se han publicado recientemente :

PARTE I : PALEOZOICO

Sección I : Faunas Cámbricas

Sección II : Faunas Ordovícicas

por HILDEBRANDA CASTELLARO

Buenos Aires, 1963 (1964), 165 p., 1 mapa

Reimpresión de tomos agotados

GAEA. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GEOGRAFIA DE LA REPUBLICA ARGENTINA

TOMO III : JOAQUÍN FRENGUELLI, *Las grandes unidades físicas del territorio
argentino.*

FEDERICO A. DAUS, *Morfografía general de las llanuras argen-
tinas.*

PEDRO S. CASAL, *El litoral argentino y las islas.*

TOMO IV : EGIDIO FERUGLIO, *Los sistemas orográficos de la Argentina.*

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CEREALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Postal :

Casilla de Correo 5047

YPF CALIDAD DE EXPORTACION

Una marca que abastece al país y
traspone nuestras fronteras
conquistando nuevos mercados.

Confíe en **YPF**
COMPRELE AL PAIS!

