

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

<u>VERENA KULL DE KAPELUSZ, Arnoldo Heim.....</u>	<u>271</u>
FRANCISCO FIDALGO Y JUAN CARLOS RIGGI, Los rodados patagónicos en la <u>Meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz).....</u>	<u>273</u>
WOLFGANG VOLKHEIMER, Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extra- <u>andino (zona Gastre-Gualjaina).....</u>	<u>326</u>
ROBERTO CAMINOS, Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata. <u>Cordillera frontal de Mendoza.....</u>	<u>351</u>
<u>LIDIA MALVICINI, Pirrotina en Capillitas y su significación genética.....</u>	<u>393</u>
<u>COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS.....</u>	<u>396</u>

DEDICADO A CONMEMORAR EL XX^o ANIVERSARIOBUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA—
1965

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. EDGARDO O. ROLLERI; *Secretario:* DR. ARTURO J. AMOS; *Tesorero:* DR. JOSÉ CARLOS BANCHERO; *Vocales:* DR. JUAN C. M. TURNER, DR. OSCAR RUIZ HUIDORO, DR. FÉLIX RODRIGO; *Vocales Suplentes:* LIC. HÉCTOR J. PÉNDOLA, DR. RENATO R. ANDREIS Y GEÓL. NORMA PEZZUTTI.

SUBCOMISION DE LA REVISTA: DR. ARTURO J. AMOS, DR. JUAN C. M. TURNER Y GEÓL. NORMA PEZZUTTI.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

1) 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.

ARNOLDO HEIM

El 27 de mayo falleció en Zürich (Suiza), luego de una prolongada enfermedad, el profesor Dr. Arnoldo Heim, a la edad de 83 años.

Había nacido en un hogar célebre; su madre fue la primera médica suiza y su padre, Alberto Heim, "el padre de la geología suiza", quien durante cuatro décadas determinó la fisionomía de la geología alpina de su país. Ser el "joven Heim" representaba una carga y una responsabilidad; estuvo obligado a buscar nuevos senderos entre las huellas que su padre había dejado en los Alpes suizos. Y esos senderos los encontró, pues puede decirse que Arnoldo Heim fue, junto con Pablo Arbenz, el iniciador de los métodos de investigación estratigráfica moderna en los Alpes suizos.

Para Alberto Heim y la mayoría de sus colegas contemporáneos, la estratigrafía era nada más que un medio para llegar a un fin. Fue Arnoldo Heim quien vio que en las rocas sedimentarias de los Alpes está la clave de la prehistoria del plegamiento y que sin la reconstrucción de las cuencas marinas fósiles tampoco puede ser explicada en forma satisfactoria la tectónica alpina. En sus trabajos se encuentran por vez primera datos exactos y fidedignos de los diferentes grupos estratigráficos. Fue él quien introdujo en su país el uso del microscopio en el estudio de las rocas sedimentarias.

Entre los años 1905-1918 entregó una serie de mapas en escala 1:25.000, de una extensa región de los Alpes, aún muy útiles en la actualidad, y una monografía que constituye la piedra fundamental para la investigación estratigráfica alpina.

Sin embargo, la obra de Arnoldo Heim abarca otra faceta que le asegura un renombre más amplio: fue probablemente el geólogo que más ha viajado; no en vano se le llamaba el "Humboldt suizo". Su espíritu inquieto y de investigador incansable lo llevó a recorrer prácticamente todo el mundo. Poseía una curiosidad investigadora admirable y ojos y oídos abiertos no sólo para su especialidad, sino para todos los ámbitos de las ciencias naturales descriptivas. Los viajes los llevó a cabo, en parte por encargos de compañías petroleras y de construcciones y en parte por intereses puramente científicos y costeados frecuentemente con su peculio. También fue durante algunos años profesor de geología en la Universidad de Sun-Yat-Sen, en Cantón (China).

Reflejo de sus observaciones e investigaciones realizadas en sus recorridos se encuentran en sus más de 200 publicaciones, todas escritas en un estilo depurado y acompañadas por excelentes dibujos y bellísimas fotografías, todos salidos de sus expertas manos.

En nuestro país estuvo cinco veces, recorriendo en la mayoría de éstas la Patagonia; su sueño no logrado fue llegar a la cima del Fitz Roy.

Durante los años 1943-1945 fue contratado por la Dirección de Minas y Geología de la Nación. Arnoldo Heim dedicó ese período a estudiar especialmente la estructura de sectores de las provincias de San Juan y La Rioja. En mérito a sus trabajos en nuestro país la Asociación Geológica Argentina lo nombró Miembro Correspondiente.

El resultado de dichas investigaciones se encuentra en las siguientes publicaciones:

- (1945). Observaciones tectónicas en Barreal, precordillera de San Juan. — Rev. Mus. La Plata (N.S.), t. II, Geología nº 16, págs. 267-286.
- (1946). Problemas de erosión submarina y sedimentología pelágica del presente y del pasado. — Rev. Mus. La Plata (N.S.), t. IV, Geol. nº 22, págs. 125-178.
- (1946a). Granitización en la Sierra de La Rioja. — Rev. Asoc. Geol. Arg., t. 1, nº 1, págs. 17-18. (Buenos Aires).
- (1946b). El carbón de la mina La Negra, Villa Unión (La Negra) y su posición tectónica. — Dir. Min. y Geol., Bol. nº 60, págs. 1-19 (Buenos Aires).
- (1947a). El carbón del río Huaco (prov. San Juan). — Dir. Min. y Geol., Bol. nº 62. (Buenos Aires).
- (1947b). Bosquejo tectónico de la Sierra de Paganzo (prov. La Rioja). — Rev. Asoc. Geol. Arg., t. II, nº 2, págs. 122-126. (Buenos Aires).



- (1948). Observaciones tectónicas en La Rinconada, precordillera de San Juan. — Dir. Min. y Geol., Bol. n° 64, págs. 1-38. (Buenos Aires).
- (1949). Estudio geológico del carbón "Rético" y del valle de La Peña (prov. de La Rioja y San Juan). — Dir. Gral. Ind. Min., Bol. n° 69. (Buenos Aires).
- (1952a). Estudios tectónicos en la precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. — Rev. Asoc. Geol. Arg., t. VII, n° 1, págs. 11-70. (Buenos Aires).
- (1952b). Tectonic problems of the Andes. Observations 1939-1947. — XVIII° Int. Geol. Congr. 1948, pt. XIII, págs. 122-128. (Londres).
- Debe citarse además como una obra de carácter general, en la cual su autor acri-
soló sus observaciones y sus vivencias como sagaz viajero: "América del Sur",
Ed. Labor).

VERENA KULL DE KAPELUSZ

LOS RODADOS PATAGONICOS EN LA MESETA DEL GUENGUEL Y ALREDEDORES (SANTA CRUZ)

POR FRANCISCO FIDALGO Y JUAN CARLOS RIGGI

(Instituto Nacional de Geología y Minería)

Buenos Aires

RESUMEN

El presente trabajo comprende una descripción de Unidades Geomórficas Simples, vinculadas con el origen y distribución de los Rodados Patagónicos o Rodados Tehuelches en la Meseta del Guenguel, Provincia de Santa Cruz.

En esta región se hallan desarrollados dos pedimentos denominados *Pedimento C° Guenguel* y *Pedimento Cañadón Salado*, cuya cubierta clástica ha sido considerada de origen glacial por algunos autores.

Hacia el Sur de dichas unidades se encuentran indiscutibles depósitos glaciales y fluvioglaciales (morenas, planicies fluvioglaciales y terrazas). El relevamiento realizado coincide en general con el de Caldenius (1932), si bien con algunas diferencias.

Fueron estudiadas las características litológicas, de forma y redondez de los clastos en la fracción grava de los pedimentos y las planicies fluvioglaciales, que juntamente con los rasgos geomórficos de las distintas unidades constituyen argumentos importantes para la interpretación alcanzada.

Negamos el origen glacial de los denominados Bajos y se enumeran los procesos fundamentales que intervienen en su formación.

Son descriptos ventifactos ubicados sobre las morenas y planicies fluvioglaciales, así como dos tipos de Relieve de Rocas Deslizadas.

Finalmente, incluimos un cuadro de Unidades Geomórficas Simples con sus equivalentes Unidades tiempo-estratigráficas.

ABSTRACT

A description of the geomorphic units on the Meseta del Guenguel, Santa Cruz (lat. 46° and 46° 30', between the international boundary and long. 70°) is given in connection with the "Rodados Patagónicos" or "Rodados Tehuelches" problem.

Two pediments are present in the area around Meseta del Guenguel: *Pedimento Cerro Guenguel* and *Pedimento Cañadón Salado*. We do not agree with the glacial origin of the gravel on these pediments by some authors proposed.

To the south of these units real glacial and fluvio-glacial deposits such as moraines, outwash plains and terraces are present. We agree with slight differences with Caldenius' points of view (1932).

Lithology, shape and roundness of the clasts that mantle the pediments and the fluvio-glacial are described, together with the geomorphic characteristics of the units that give us evidences for our interpretation.

We reject the idea of a glacial origin for the so-called "Bajos", as we believe that several nonglacial processes were responsible for their shaping.

Several ventifacts lying on the present surface of moraines and outwash plains and two rock-slides are also described.

A table is included in which these simple geomorphic units are correlated with the time stratigraphic units.

I. INTRODUCCION

El presente trabajo comprende una parte del total proyectado que abarca desde el límite internacional con Chile hasta la costa atlántica, entre los paralelos 46° y $46^{\circ}30'$. La elección de esta amplia faja de carácter regional, tuvo por finalidad la realización de un estudio sobre los llamados "Rodados Patagónicos", comúnmente considerados por nuestros investigadores como una unidad geológica a lo largo de la Patagonia.

En esta primera parte ubicada en el sector NW de Santa Cruz, alcanzando una superficie aproximada de 11.000 kilómetros cuadrados entre los 46° de latitud sur, el río Deseado, los 70° de longitud oeste y el límite internacional con Chile, se dan a conocer sucintamente los primeros resultados del trabajo regional, complementado con un relevamiento expeditivo de Unidades Geomórficas Simples en escala 1 : 100 mil, volcado a 1 : 200.000.

Al iniciar el estudio de los "Rodados Patagónicos", se vislumbró la posibilidad de efectuar un relevamiento geológico del Pleistoceno con el consiguiente mapeo de sus materiales o en su defecto llevar a cabo un levantamiento de Unidades Geomórficas Simples. Debido al carácter expeditivo del estudio, a la extensión areal y al material topográfico con que contábamos, fue preciso adoptar el segundo criterio, pues un relevamiento del Pleistoceno habría insumido mayor tiempo del disponible. Este último tipo de trabajo debe realizarse sobre cartas de mayor escala, a fin de facilitar la representación en detalle de la totalidad de los materiales. No obstante, hemos considerado conveniente agregar en el cuadro de Unidades Geomórficas Simples, las unidades correspondientes a un relevamiento geológico del Pleistoceno, con su probable ubicación estratigráfica (cuadro V).

Debe aclararse que si bien el estudio

de algunos temas incluidos no se circunscribe específicamente a los "Rodados Patagónicos", los resultados obtenidos han suministrado elementos importantes utilizados en las conclusiones del último capítulo. Por ello, en la bibliografía correspondiente a Trabajos Anteriores, sólo son citadas aquellas obras relacionadas con el objetivo fundamental de este estudio.

Fueron observados dos grupos bien definidos de Unidades Geomórficas Simples cuyos rasgos aportan elementos significativos en la interpretación del probable origen y distribución de los "Rodados Patagónicos".

El primer grupo comprende áreas típicas desarrolladas por procesos que conducen a la elaboración de *Pedimentos*, correspondiendo a las unidades de más antigua data. En cambio, en el segundo, figuran aquéllas relacionadas con fenómenos de englazamientos acaecidos posteriormente.

El *Pedimento* más antiguo está representado por escasos remanentes, testigos de una amplia superficie de transporte, al que hemos designado *Pedimento C^o Guenguel*. Una segunda unidad similar, de continuidad casi ininterrumpida, denominada *Pedimento Cañadón Salado*, fue elaborado con ulterioridad y a un nivel topográfico inferior al precedente.

Al segundo grupo corresponden las distintas *Morenas*, *Planicies Fluvioglaciales* (outwash) y *Terrazas*, denominadas Pluma, Botello, Fénix y Buenos Aires, respectivamente.

Como unidad geomórfica, aunque muy subordinada en importancia, fue distinguida una zona de *Relieve de Rocas Deslizadas*, que constituye un rasgo rara vez mencionado en la literatura de nuestro país. Asimismo, han sido considerados los llamados *Bajos*, que comprenden depresiones elaboradas sobre la superficie de transporte del *Pedimento Cañadón Salado*.

Las unidades citadas figuran en el

mapa adjunto con sus respectivas ras- tras, mientras que las distintas coladas basálticas, las areniscas, limolitas y conglomerados del Santacruceño, los sedimentos piroclásticos chubutenses, aquellos depósitos marinos del Salamanquense (?) y las vulcanitas mesozoicas, han sido consideradas en conjunto como roca de base. La misma, juntamente con los materiales de talud, Relieve de Rocas Deslizadas reciente, aluvio reciente, arenas eólicas, sedimentos glacialacustres y terrazas marginales del Lago Buenos Aires, están representados en blanco puesto que no constituían elementos fundamentales para los propósitos perseguidos.

A fin de ilustrar la situación topográfica de las diversas unidades, incluimos un conjunto de cuatro perfiles ensamblados, con el objeto de facilitar la interpretación de la evolución geomórfica de esta región. Además, se agrega un bosquejo topográfico que idealiza diversos estados en la elaboración del *Bajo de Kensel* (fig. 2), un block-diagrama representativo de la topografía actual del mismo (fig. 3) y perfiles longitudinales de los cuatro ríos principales (fig. 1).

Confiamos en que nuestra contribución, con sus obvias limitaciones, podrá servir a futuras investigaciones más detalladas que conducirán, sin duda, a esclarecer definitivamente las ideas imperantes sobre el origen y distribución de los "Rodados Patagónicos".

Agradecemos al Dr. A. Lapidus quien autorizara la ejecución de este estudio, a los colegas Marcelo J. Lippman y Roberto Miró por la colaboración prestada en campaña, así como a la señora Edda Mazzoni de Cordini, por la dedicación y esmero en la realización de las ilustraciones adjuntas. Además, dejamos constancia de nuestro especial reconocimiento a los doctores Jorge Polansky y Félix González Bonorino, por las críticas y sugerencias efectuadas al presente trabajo.

II. TRABAJOS ANTERIORES

Existe una extensa literatura sobre los "Rodados Patagónicos", referida comúnmente a observaciones realizadas en lugares distantes entre sí. Algunos trabajos están ilustrados por perfiles esquemáticos, pero en ningún caso se han efectuado relevamientos regionales de obvio valor en la interpretación del problema.

Darwin (1846) los denomina "The Patagonian Shingle Formation". Explica su distribución partiendo del supuesto de que los depósitos aluviales, ubicados al pie de la cordillera, fueron redepositados mediante una ingresión marina efímera. Mercerat (1893) y Hatcher (1897) sostienen un origen similar.

Doering (1882) y Hauthal (1899) atribuyen su distribución a una amplia red de drenaje que se habría formado como resultado de la ablación de glaciares. El primero de los nombrados denominó a estos depósitos "Formación Tehuelche". Años más tarde Mercerat (1893) introdujo el término "Rodados Tehuelches".

Ameghino en los primeros años de sus investigaciones sostuvo un origen marino, pero en 1906 establece una clasificación en relación a las zonas donde se encuentran: marinos, próximos a las costas; fluvio-glaciares, aquellos que se encuentran en las inmediaciones de la cordillera; y fluviales, los que ocupan áreas intermedias entre las mencionadas. A su vez los divide en: Formación Tehuelche antigua y Formación Tehuelche moderna.

Nordenskjöld (1898) compara a estos depósitos con aquellos abanicos de pie de monte situados en la llanura de Canterbury (Nueva Zelandia) y sugiere la posibilidad de su dispersión a partir de la primera glaciación. Quensel (1908-09), entre otros, manifiesta su desacuerdo en considerar de un solo origen a todos los depósitos de rodados

en la Patagonia, y sostiene que gran parte de ellos, son fluvioglaciales.

Rovereto (1912) establece cuatro ciclos glaciales en la zona cordillerana, a partir de los cuales se habrían depositado los "Rodados Patagónicos". Keidel (1917-19) supone que en una primera etapa habrían sido extensos abanicos aluviales, cuyos materiales fueron redepositados en sucesivos ciclos, correspondiendo al Plioceno, los niveles más altos. Frenguelli (1926-27) los considera de origen fluvial en base a algunas observaciones sobre la textura de los depósitos. Concuerda con los argumentos sugeridos por Rovereto (1912), pero aconseja realizar estudios que corroboren este criterio.

Bonarelli (1922) propone la denominación de "Rodados Tehuelches", sólo a aquellos depósitos de mayor antigüedad, es decir a los ubicados en niveles topográficos más altos. Feruglio (1935-50) les atribuye, en parte, carácter fluvioglacial, aunque admite la posibilidad de que los depositados en Pampa del Castillo puedan ser Pliocenos y a la vez los correlaciona con aquellos que cubren la Meseta del Guenguel. Con posterioridad a la formación de dicho nivel se originó el correspondiente a Pampa de María Santísima, en el que halló grandes bloques, erráticos según dicho autor, transportados por hielo flotante en aguas fluviales, durante la época glacial.

Groeber (1936) manifiesta en la página 75: "... en Patagonia, empezando por el Río Colorado, tuvo lugar una dispersión fuerte en abanico, que condujo a la formación del Rodado Tehuelche que llega desde la Cordillera a la costa del mar". Más adelante, en página 78: "En líneas generales la parte austral del continente sudamericano estaba sujeta a la acción de las mismas masas aéreas que producen las zonas climáticas actuales".

Caldenius (1940) se refiere a abanicos aluviales compuestos sometidos a

procesos de soliflucción, con la consiguiente modificación de la topografía.

Así se habría establecido la presente red de drenaje sobre el "peneplen" extendido desde la cordillera a la costa. Además, los vincula al levantamiento de la cordillera que trajo aparejado una marcada merma de las precipitaciones. La distribución de rodados en el este de la Patagonia, estaría relacionada el advenimiento de la primera glaciación.

De acuerdo a las ideas expuestas por los autores mencionados, "los Rodados Patagónicos" serían de origen marino, fluvial y/o fluvioglacial. Debe aclararse que el origen fluvioglacial era interpretado como el producto de la ablación, pero en ningún caso de origen glaciar propiamente dicho.

Groeber (1949) manifiesta: "... una capa de rodados menos potente... elaborados por glaciares... y transportados hacia el este por la porción de pie de monte de estas masas de hielo". En otra parte del citado trabajo afirma: "La ausencia de rodados de las bateas ha de ser primitiva y debido a que un glaciar haya exarado selectivamente..." Sin embargo, este autor no aclara si la dispersión de los rodados corresponde a glaciares de pie de monte o a una zona particular de los glaciares. Es evidente en el citado trabajo la influencia de las ideas de Auer, a quien menciona en repetidas oportunidades. Auer (1951) asigna decididamente carácter glacial a los "Rodados Patagónicos" y manifiesta que pueden presentarse como morenas, kames, drumlins, eskers, depósitos glacialacustres, etc.

Groeber (1953) y Auer (1956-59) esgrimen diversos argumentos en favor del origen glacial de la mayor parte de los "Rodados Patagónicos".

En los párrafos precedentes se han expuesto, en cuanto a génesis, la idea fundamental de los trabajos más importantes realizados hasta el presente. Los autores citados no se ocupan en particular de la zona en estudio, con excep-

ción de Caldenius (1932-40), Feruglio (1950), Auer (1956) y Groeber (1953).

III. GEOLOGIA DE LA ROCA DE BASE

Los afloramientos correspondientes a la roca de base resultan muy reducidos, encontrándose restringidos a las barrancas del Río Deseado, a aislados sectores en las inmediaciones del Lago Buenos Aires, como así también a las faldas y adyacencias situadas en el extremo occidental de la Meseta del Guenguel, a las cabeceras del río homónimo y a la barranca occidental de la Loma del Kensel.

No obstante la escasez de cortes naturales, puede inferirse por la posición topográfica de las formaciones integrantes de la *roca de base*, que los depósitos glaciales, las planicies fluvioglaciales y sus terrazas, se hallan asentados indistintamente sobre las vulcanitas mesozoicas, sedimentos piroclásticos del Chubutense, depósitos marinos del Salamanquense (?), cuyas exposiciones se encuentran circunscriptas a ambos márgenes del río Deseado y distintas coladas basálticas cenozoicas. En cambio, en la Meseta del Guenguel, Loma Kensel, etc., las unidades geomórficas han sido elaboradas sobre los sedimentos del Santacrucense, que se encuentran en posición casi horizontal (inclinación menor a 5°), configurando el relieve mesetiforme del sector septentrional de la zona.

VULCANITAS MESOZOICAS:

Constituyen la formación de mayor antigüedad, derivada de efusiones jurásicas que dieron lugar principalmente a ignimbritas asociadas a riolitas, dacitas y andesitas subordinadas. Entre estas vulcanitas y las formaciones suprayacentes se distinguen netamente dos superficies irregulares originadas como consecuencia de dos ciclos erosivos al menos. El primero tuvo lugar

previamente a la deposición del Chubutense y el segundo con posterioridad al mismo. Este segundo ciclo motivó que los sedimentos chubutenses fueran erosionados de tal manera que en algunos tramos su total eliminación permitió nuevamente la exposición de las citadas vulcanitas, para ser finalmente cubiertas por coladas basálticas o depósitos glaciales durante el Pleistoceno.

CHUBUTENSE

Esta formación, separada de las vulcanitas mesozoicas mediante el hiato erosivo anteriormente mencionado, se encuentra representada por sedimentos piroclásticos en capas policromas de espesores variables, bien estratificadas, predominando los tonos rojizos, verdosos, amarillentos, pardos y blanquecinos. El conjunto alcanza a unos 30 m, aunque no da idea real de la potencia original, ya que la discordancia sobre él desarrollada indica una parcial denudación de sus sedimentos. Estos comprenden a tobas vítreas, vitrocrystalinas y menos frecuentes lapillitas, constituidas en esencia por eyectos juveniles, presentando distintos grados y tipos de alteración, entre ellos arcillosas, cloríticas y férricas, como así también estados de devitrificación de naturaleza silícea. Por otra parte, la formación de minerales zeolíticos, principalmente analcima, resulta ser el rasgo diagenético más destacado en estos sedimentos piroclásticos.

SALAMANQUENSE (?)

En la zona oriental, sobre las barrancas del Río Deseado, afloran depósitos clásticos originados por una ingresión marina terciaria, que no supera los 5 m de espesor, apoyados en discordancia erosiva sobre el Chubutense. Consisten en bancos de coquina compuestos principalmente por valvas de *Ostrea* sp. englobadas por una ma-

triz de pequeños restos de moluscos cementados por carbonato de calcio. Los afloramientos más occidentales muestran un perfil con areniscas gruesas grisáceas con cemento opalino que gradan hacia arriba a sedimentos arcillosos también grisáceos, en parte algo violáceos y amarillentos. Coladas basálticas y depósitos glaciales cubren a estos depósitos, separados mediante una discordancia erosiva. Consideramos probable que este hiatus corresponda al ciclo erosivo que eliminó en parte al Chubutense hasta llegar a las vulcanitas mesozoicas.

SANTACRUCENSE

Esta formación se encuentra constituida fundamentalmente por areniscas y limolitas, con un espesor máximo observado de 300 m aproximadamente. En el extremo occidental de la Meseta de Guenguel se halla coronada por un conglomerado de unos 100 m de espesor, potencia que disminuye en forma gradual hacia el naciente, pasando a una zona transicional donde se presenta irregularmente interestratificado con areniscas. A partir de esta zona y en la misma dirección, el Santacrucense grada a facies de areniscas y limolitas intercaladas, que se mantienen con características granométricas similares hasta los afloramientos más orientales, sitios en la Loma Kensel y alrededores. Estas areniscas son disgregables, de color gris verdoso claro y presentan estratificación entrecruzada.

BASALTOS CENOZOICOS

Distintas coladas basálticas afloran en la sección superior de las barrancas del Río Deseado, apoyadas indistintamente sobre las formaciones descritas, como consecuencia de una etapa erosiva terciaria que eliminó por sectores a los sedimentos salamanquenses (?) y chubutenses, hasta llegar a las

vulcanitas mesozoicas. Esa superficie irregular de erosión controló el movimiento de los derrames que se encauzaron por sus partes bajas, determinando mantos discontinuos y de espesores variables. Estas coladas corresponden a un ciclo efusivo preglacial, dado que en todos los cortes observados se hallan cubiertas por depósitos glaciales o fluvioglaciales.

Un ciclo efusivo posterior está representado por derrames provenientes del Cº Volcán, encauzados en el Valle del Río Deseado y a un nivel topográfico inferior con relación a los basaltos preglaciales. Teniendo en cuenta la posición que ocupan con respecto a las unidades geomórficas glaciarias se deduce que la efusión originaria tuvo lugar con posterioridad a la segunda glaciación (Subpiso Botello).

IV. CLIMA Y VEGETACION

Con el propósito de suministrar un bosquejo muy generalizado sobre las condiciones de clima y vegetación imparentes en la región, presentamos dos cuadros estadísticos de datos suministrados por el Servicio Meteorológico Nacional, así como una breve síntesis extractada en parte de la obra titulada Argentina, Suma de Geografía.

La clasificación adoptada en dicho trabajo es la de Daus y García Gache, con ligeras modificaciones. De acuerdo a ello la zona relevada se caracteriza por estar bajo la influencia de un *Clima Árido*, dentro de la subdivisión denominada ESTEPA PATAGÓNICA.

En el mapa presentado en dicha obra (pág. 92), el sector oeste de nuestra zona estaría sometida a condiciones de clima *Frio Húmedo de las Cordilleras Patagónica y Fueguina*, ya que el límite de esta subdivisión se halla ubicado varios kilómetros al Este del límite internacional. Sin embargo estimamos, en base al tipo de vegetación y a los datos meteorológicos suministrados por la Estación Perito Moreno,

que tal subdivisión es sólo válida, aunque parcialmente, para la cuenca de Lago Blanco.

La vegetación es la que identifica a la estepa arbustiva, con predominio de *Mulinum spinosum* (neneo), *Senecio filaginoides* (mata negra), *Lycium tenuispinosum* y herbáceas como *Stipa patagónica*, *Festuca argentina*, etc. En las inmediaciones de las vertientes y a orillas de arroyos y ríos suelen encontrarse ciperáceas, juncáceas y gramíneas. Hacia el límite oriental prospera aquella flora típica de la parte central patagónica, constituida por estepa arbustiva muy xerófila.

En los cuadros n^{os}. I y II están representados los valores correspondientes a seis estaciones de observación, que si bien en algunos casos se encuentran bastante alejadas de la zona de trabajo, su inclusión tiene la finalidad de ilustrar las condiciones de precipitaciones, temperatura media y vientos, de la única estación existente dentro del perímetro estudiado (Perito Moreno), así como de la región costanera (Comodoro Rivadavia y Puerto Deseado), del área central (Colonia Sarmiento) y del pie de la cordillera (Esquel y Lago Argentino).

Los vientos provienen preferentemente del oeste y la temperatura media de las seis estaciones es algo superior en la zona costanera con respecto a la imperante en la región situada al pie de la cordillera. Las precipitaciones en general son escasas, dado que no sobrepasan los 200 mm, a excepción de Esquel, donde existe una mayor intervención de los vientos húmedos del Pacífico.

Resumiendo, la región presenta un paisaje que evoluciona bajo condiciones de *clima árido a desértico y con drenaje abierto*, considerando los colectores principales, ríos Senguer y Deseado, cuyos cursos no son permanentes a lo largo de su recorrido. Además se desarrollan cuencas endorreicas con drenaje centripeto.

V. PAISAJE DE PEDIMENTACION

A) PEDIMENTOS (*síntesis histórica*)

Previamente a la descripción de las unidades geomórficas presentes en la región, juzgamos oportuno exponer una síntesis de las ideas generales existentes en la literatura geológica sobre la génesis de *Pedimentos*, término introducido por Mac Gee (1897) como sinónimo de "suballuvial Bench" empleado por Lawson hasta ese entonces.

Numerosos autores estudiaron esta entidad desde los más diversos aspectos y en muy distintos ambientes, a fin de establecer el o los procesos que actúan en su formación.

La influencia de Davis y Penck, los dos grandes maestros de geomorfología, se hizo notar en el desarrollo de las teorías que versan sobre el tema, contribuyendo directa o indirectamente al esclarecimiento del problema. A las ideas propiciadas por estas dos escuelas, deben agregarse las opiniones de los autores Hack, Strahler, Horton, etc., que discrepan a veces en aspectos parciales con los principios tradicionales de investigación geomórfica. Debe mencionarse la obra realizada por King (1953-63) y otros, en el continente africano, que los llevan a interesantes conclusiones sintetizadas más adelante, así como los trabajos de Baulig (1957), Leopold, Wolman y Miller (1964), Cotton (1957), etc.

Mac Gee (1897) además de acuñar el término *Pedimento*, pone énfasis sobre los efectos producidos por *creciente laminar* (sheet floods) en la evolución del paisaje bajo clima árido a semidesértico, a tal punto que consideró a este mecanismo la causa esencial de su formación. Además, lo considera un eficiente agente de transporte, corrosión e incidentalmente de depositación. Supone que el *Pedimento* también puede originarse en clima húmedo.

Paige (1912) atribuye a la erosión entre cursos de agua, al corte lateral

CUADRO I

Datos suministrados por la Secretaría de Aeronáutica, Servicio Meteorológico Nacional. Publicación B₁, N° 6, Buenos Aires, 1963
(Estadísticas Climatológicas, 1951/1960)

Promedio anual	P. Moreno		L. Argentino		Esquel		P. Descado		C. Rivadavia		Sarmiento	
	n	V _m	n	V _m	n	V _m	n	V _m	n	V _m	n	V _m
Temperatura media (°C)			8.3	7.3	8.2	8.2	9.8	9.8	12.7	12.7		10.9
Velocidad media del viento (Km/h)			29	15	21	21	26	26	32	32		
Precipitación media (mm)			116	204	422	422	202	202	189	189		129
Frecuencia media de días con precipitación			47	74	85	85	74	74	60	60		52
Frecuencia media de días con cielo cubierto			83	128	121.4	121.4	108	108	97	97		81

CUADRO II

Viento: Frecuencia de las direcciones (promedio anual) en escala 1000 y velocidad media por direcciones en kilómetros por hora

Estaciones	N		NE		E		SE		S		SO		O		NO		Calmas
	n	V _m	n	V _m	n	V _m	n	V _m	n	V _m	n	V _m	n	V _m	n	V _m	
1. Perito Moreno	23	20	6	15	36	13	7	12	6	13	31	31	627	40	48	30	217
2. Lago Argentino	36	9	29	11	67	11	28	9	86	12	142	21	327	24	39	12	252
3. Esquel	80	16	43	16	17	15	8	11	71	16	229	27	334	29	19	22	199
4. Puerto Descado	174	28	50	22	57	19	37	22	82	25	109	26	349	28	96	31	46
5. Comodoro Rivadavia	44	20	59	22	34	17	30	19	46	26	161	35	437	42	89	36	100
6. Sarmiento	55	14	17	8	23	12	8	8	26	11	63	17	422	29	152	21	234

realizado por los mismos y al progresivo rellenamiento de las áreas bajas, como los factores principales que contribuyen a la formación de superficies cortadas en *Pedimento Rocosó*. En cambio considera a la *creciente laminar* como un resultado de los planos cortados en rocas y no la causa que originaba a dichos planos.

Bryan (1922) define el *Pedimento* como un plano desarrollado al pie de las montañas, bajo procesos de erosión normal en el desierto. Asimismo, sostiene que es una pendiente de transporte situada entre la falda montañosa y los planos aluviales del sector central de los valles. Atribuye primordial importancia a la *planación lateral* de los ríos, a la disección de canaliculos (rill cutting) que actúan al pie de la montaña, y a la intervención de la meteorización sobre los remanentes, con el consiguiente transporte del material erosionado mediante dichos canaliculos.

Blackwelder (1931) lo caracteriza como un rasgo debido exclusivamente a erosión lateral y cuya importancia en el paisaje aumenta a medida que el ciclo de erosión progresa. Según este autor, el *Pedimento* y no la *Bajada* es la forma final e inevitable desarrollada en regiones áridas bajo condiciones estables. Describe esta entidad geomórfica en su obra "Desert Plains".

También fue tratado por Johnson en los trabajos publicados durante 1932, donde sintetiza sus ideas al respecto. Establece tres zonas: 1) zona de degradación, 2) zona de corrosión lateral y 3) zona de agradación. Actúan en la formación de *Pedimentos*, ríos sinuosos y anastomosados, pero en ningún caso ríos meandrosos. El *retroceso paralelo de la pendiente* se produce principalmente por erosión lateral con desarrollo de abanicos rocosos que no podrían originarse si dicho retiro fuera por meteorización, como sostiene Kirk Bryan.

Ross Field (1935) considera que el

Pedimento es el resultado de la acción de ríos gradados y no de los diversos factores atribuidos hasta el momento.

Gilluly (1937) asigna importancia a la naturaleza de la litología y sostiene que son pendientes peculiares de zonas áridas, formadas por *corrosión lateral*, *canaliculos de lavado* (rill wash) y *meteorización desértica* con el subsiguiente transporte del material detrítico por intermedio de canaliculos. Uno de los procesos actuantes puede dominar en un momento dado de manera más destacada que los otros, pero el conjunto de ellos operan a través del tiempo en su elaboración. En ningún caso intervienen ríos meandrosos.

Davis trató el tema en repetidas ocasiones y en uno de sus últimos trabajos publicados durante el año 1938, disiente con las ideas de aquellos autores que atribuyen el *retiro de la pendiente* a la acción de *creciente laminar* (sheet floods) y *crecientes de río* (stream floods), pues sostiene que el *Pedimento* se forma principalmente por "*back-wearing of the mountain face*". A medida que el material es transportado hacia la *playa*, disminuye la cantidad de rodados en los sectores adyacentes a la montaña. Además agrega que los abanicos aluviales yacen sobre abanicos rocosos y estima de significación, en esta zona, el transporte por medio de *creciente laminar* y a la erosión y transporte de *crecientes de ríos*. Este último mecanismo origina cauces que se ensanchan y cuando las lomadas formadas entre ellos son eliminadas, vuelve a prevalecer el primero; a veces quedan remanentes o islotes diseminadas en la planicie.

Sharp (1940) considera que distintos procesos de pedimentación se producen bajo condiciones climáticas, topográficas y geológicas también diferentes. Estudió en el Estado de Nevada, una zona con drenaje abierto en el flanco Oeste, es decir con nivel da base en continuo descenso, mientras que en el flanco oriental el drenaje es

endorreico, es decir, con un nivel de base en ascenso. Atribuye como causas principales en la formación de *Pedimentos* a los siguientes procesos: *Planación lateral*, *meteorización*, *canalículos de lavado* y *lavaje pluvial* (rain wash), que actúan con variada intensidad en relación a las condiciones del paisaje. Los otros tienen lugar en áreas con ríos temporarios, rocas resistentes y montañas bajas. Como fuera destacado por Bryan, la eficacia de los procesos varía en relación con el avance del ciclo.

King (1949) estima que el *Pedimento* es una forma de paisaje fundamental y común, elaborado principalmente por *flujo laminar* (*sheet flow*) de agua superficial. Juzga lo abrupto de las pendientes entre el *Pedimento* y el frente de montaña, como una consecuencia del cambio en el comportamiento del agua superficial que pasa de *flujo lineal* a *flujo laminar*, al pie de la misma. Los *Pedimentos* estarían controlados en su extensión y declive por la textura del diseño del drenaje, el tiempo transcurrido para su desarrollo y la potencia de los agentes actuantes; durante la etapa final del ciclo se mantiene la concavidad del perfil.

Además considera a todas las superficies antiguas como posibles *Llanuras de Pedimento* (*pediplains*) y no *Peneplanicies* (*peneplains*), con testigos residuales de pendientes abruptas (islas), formadas por retiro paralelo de la escarpa. Al comenzar un nuevo ciclo los *Pedimentos* presentan ríos con escasa incisión y por ello el perfil resulta convexo, rasgo distintivo como para considerar viejo al proceso y típico de la topografía con doble ciclo; en este caso "end rumof" y "primarrumpf" tienen validez. En 1953 establece cincuenta cánones que rigen la evolución del paisaje, siendo el primero de ellos el determinante del relieve en función del *proceso, estado y estructura*. Asimismo describe cuatro elementos en la

constitución de una pendiente, a saber: 1) *pendiente en aumento* "waxing slope", 2) *frente libre* "free face", 3) *pendiente de detrito* "detrital slope" y 4) *pendiente en disminución* "waning slope" (generalmente *Pedimento*), aunque pueden faltar cualquiera de ellos. Los elementos 2 y 3 son los más activos y cuando la erosión es intensa provoca el retroceso de la pendiente, donde los *canalículos de lavado* forman *cárcavas* ("gullies"). Sobre el elemento 1 actúa la meteorización y reptación del suelo. Finalmente llega a la conclusión que los *Pedimentos* corresponden a superficies cortadas en la *roca de base*. En el pasado geológico, así como en la actualidad, el paisaje "normal" es el de tipo semiárido con amplios *Pedimentos* y *retroceso paralelo de la pendiente*. La forma cíclica final corresponde a *llanuras de pedimento* que consisten en extensos *Pedimentos coalescentes*, con perfil multicóncavo. Los "monadnock" no deben estar necesariamente situados sobre afloramientos de rocas más resistentes y son también de conformación cóncava.

Baulig (1957) llevó a cabo un estudio crítico de las generalizaciones de King (1953) y estima que no es posible relacionar lo acontecido en África con otros Continentes. Reafirma conceptos de Davis sobre *retroceso paralelo de la pendiente* y asigna especial importancia al *escurrimiento* (run off), que al disponer de carga en exceso no eroda verticalmente, pues en estas condiciones es improbable la concentración del agua. Más adelante considera que los procesos de aplanación serán activos si la corriente de agua acarrea detrito de roca dura y eroda sobre material de menor consistencia. Además, si bien King asigna menor importancia a los *canalículos* (rills), Baulig recuerda que Davis (1938) ha descrito que en una *brajada* (y aparentemente en *Pedimento* con una *dclpada* cubierta de detritos) existe un sistema inestable de canales a través

del cual el escurrimiento tiene lugar por pulsaciones; al concentrarse, el agua adquiere velocidad, eroda y arrastra material, en cambio al disminuir ésta deposita y obstruye su curso, dispersándose. Coincide con King en que el *Pedimento* es la forma ideal para disponer del volumen máximo de agua en el mínimo de tiempo, originando la menor erosión del paisaje, además de ser "estable" en el sentido de retener su "forma" mientras evoluciona. Luego establece una diferencia entre *penepplanicie* y *pediplanicie*, estimando que la primera se produce por reducción lenta del relieve sobre el total del área afectada, mientras que la segunda tiene lugar a partir de un estado inicial o de incipiente desarrollo, extendiéndose gradualmente.

Leopold, Wolman y Miller (1964) hacen referencia a un conjunto de propiedades características de los *Pedimentos*, sobre las cuales existen coincidencias destacables entre los investigadores. De ellas pueden citarse, por ejemplo:

- a) Los gradientes varían entre 10 y 250 pies por milla.
- b) El perfil longitudinal es suavemente cóncavo hacia arriba, mientras que el transversal es plano.
- c) *Pedimentos* y remanentes, a diferentes niveles en la misma área, reflejan cambios tectónicos.
- d) La *planación lateral*, *meteorización retrocedente*, *creciente laminar*, *meteorización*, *canaliculos de lavado*, etc., actúan en distintas formas y de acuerdo a las condiciones regionales.

Estos autores citan el trabajo de Bagnold (1954) quien demuestra que tanto el *flujo laminar* como el *turbulento* pueden transportar sedimentos, en contraposición a lo afirmado por King (1953).

Said (1962) al citar a Cotton (1942), hace referencia a la zona sur del Desierto Occidental de Egipto, como ejemplo del ciclo de pedimentación en un área con relieve inicial bajo y pendiente regional poco pronunciada.

1) PEDIMENTO C^o GUENGUEL

a) *Ubicación*

Este *Pedimento* se encuentra representado por la existencia de dos restos aislados, correspondientes a una antigua y amplia superficie de transporte, con pendiente regional hacia el naciente.

El primer remanente comprende un área mayor en el sector NW de la zona, entre los 1.400 y 1.200 m.s.n.m., formando parte de la Meseta del Guenguel. El segundo está ubicado en la Loma Kensel por encima de los 800 m.s.n.m. Dicha meseta tiene aspecto de una montaña isla elongada con su eje mayor en dirección WE, puesta en relieve mientras transcurría la elaboración del *Pedimento Cañadón Salado*, destruida y rebajada parcialmente durante y con posterioridad a la formación del citado *Pedimento*. Por ello, sólo consideramos como remanente del *Pedimento C^o Guenguel* al extremo occidental y más elevado de la citada meseta.

Tanto la Sierra del Carril como la también denominada Meseta del Guenguel y el C^o El Portezuelo, situados fuera y al norte de la zona en estudio, deben considerarse por sus rasgos geomórficos, constitución y relaciones altimétricas, como remanentes del *Pedimento en cuestión*.

b) *Roca de base*

La *roca de base* sobre la cual se estableció el *Pedimento C^o Guenguel* comprende a sedimentos clásticos principalmente areniscosos del Santaerucense, coronados en el extremo occi-

dental de la meseta homónima por un conglomerado de distribución regional restringida.

Esta facies conglomerádica se extiende desde las inmediaciones del cerro Guenguel hasta una distancia aproximada de 15 km en dirección al nacimiento. En el sector más occidental de la meseta, llega a unos 100 metros de espesor, potencia que disminuye ostensiblemente hacia el E como ha sido atestiguado en varios puntos donde se observaron espesores que indican un acunamiento de esta facies, pasando a una zona transicional que abarca las barrancas situadas al N de Ea. Bahía, donde el conglomerado se encuentra interstratificado irregularmente con areniscas, alcanzando a 15 m el espesor del conjunto.

Los afloramientos situados hacia el E y NE, dentro y fuera de la zona, corresponden a una facies exclusivamente areniscosa y limosa, tanto en las barrancas de la Loma Kensel, como en aquellas de las Sierras del Carril, C^o El Portezuelo, etc.

c) *Manto de grava*

Sobre la planicie elaborada en la *roca de base* descrita, yace un manto constituido por un agregado totalmente suelto de grava con predominio de las fracciones mediana a gruesa, agregándose escasos bloques que por excepción llegan a 45 cm de diámetro y una matriz principalmente arenosa.

Debe destacarse que la falta de compactación permite diferenciar a dicho depósito de la facies conglomerádica santacrucense, cuyos componentes se hallan formando un armazón textural más estable. Estas diferencias internas se reflejan en el comportamiento de ambos sedimentos frente a la erosión. Cuando los agentes de remoción en masa y de erosión actúan sobre las laderas de las mesetas coronadas por el referido manto, tiene lugar la formación de taludes que destruyen la fábrica

original y ocultan el contacto de la *roca de base*. Por el contrario, en los conglomerados santacrucenses que también coronan un relieve mesetiforme y constituyen sus flancos, muestran cortes donde pueden observarse claramente la disposición primitiva de los elementos clásticos gruesos ligados por una matriz arenosa y sus relaciones con las areniscas y limolitas infrayacentes.

El espesor del manto aparenta ser uniforme. Como resultado de la formación de taludes que impiden la observación directa debimos inferir los valores, teniendo en cuenta la altura máxima visible de la *roca de base*, que a veces emerge entre el material coluvial. En la Loma Kensel, así como en las Sierras del Carril el espesor varía de 2 a 3 metros. En el extremo occidental de la Meseta del Guenguel sólo se observa el conglomerado al cual se superpone parcialmente el drift correspondiente a la primera glaciación.

Los elementos clásticos que integran el conglomerado santacrucense, próximo al frente de montaña, y el manto de grava que cubre áreas distales, tienen su fuente en el ámbito cordillera-no. Es muy probable que el primero haya contribuido en parte con sus materiales y durante un nuevo ciclo de transporte, a la formación de los depósitos del *Pedimento Co. Guenguel*.

d) *Rasgos geomórficos*

El *Pedimento C^o Guenguel*, representado en la actualidad por los remanentes citados, formaba parte de una amplia superficie de transporte que se extendía desde el pie de la cordillera y en dirección al nacimiento, fuera de la zona de estudio. En el sector occidental de la Meseta del Guenguel alcanza una altura de 1.400 m.s.n.m., mientras que en la Loma Kensel llega a 800 m.s.n.m. Esta diferencia de altura, en relación a la distancia de 80 km que separa las mencionadas cotas, corres-

ponde a un gradiente de 7 m por kilómetro, o sea valor angular menor a un grado.

En el borde occidental norte de la Meseta del Guenguel, depósitos glaciales y fluvioglaciales sobrepuestos al *Pedimento* indican un desborde parcial y localizado del drift correspondiente a la primera glaciación. Dichas acumulaciones no presentan formas constructivas muy definidas y por esta causa sólo es posible considerarlas como till y sedimentos fluvioglaciales, aunque a fin de representar la posición primitiva del hielo en el mapa, figuran como morena y planicie fluvioglacial, respectivamente.

Al finalizar las circunstancias que favorecieron el desarrollo de la superficie de pedimentación, deben destacarse dos rasgos fundamentales inherentes a la *roca de base*.

El primero, está dado por el bajo grado de consolidación de los conglomerados y areniscas santacrucenses, que facilita su desintegración. El segundo, responde a la situación estructural de los mismos, que como fuera establecido aparecen en posición casi horizontal. Este último rasgo, de por sí muy significativo, indicaría que al comienzo del nuevo ciclo existía, a nuestro juicio, una superficie similar al "old from birth" del esquema de Davis para la evolución del ciclo geomórfico en clima húmedo. Como consecuencia de ello se habría facilitado el desarrollo de los procesos que culminaron en la formación de un *Pedimento*.

El *Pedimento Cº Guenguel* presenta en los remanentes orientales, ubicados sobre la Loma Kensel, Sierras del Carril, Cº El Portezuelo, etc., la característica de contar con un pedimento rocoso elaborado sobre areniscas y limolitas subordinadas del Santacrucense, cubierto por el manto de grava perteneciente a la unidad geomórfica en consideración. En cambio el remanente occidental situado en la Meseta del

Guenguel, está representado al menos en parte por el *Pedimento rocoso* desarrollado sobre los conglomerados que coronan el Santacrucense. Así fue corroborado en varios puntos situados en el borde Norte y Oeste de la meseta, donde sobre los conglomerados yacen los depósitos glaciales referidos anteriormente. Este rasgo, de un *Pedimento rocoso* desnudo en la zona próxima al frente de montaña, que se extiende hacia áreas distales cubriéndose gradualmente por un manto de grava (Loma Kensel, etc.) coincide con situaciones similares observadas en otras regiones del mundo.

Por otra parte podría considerarse al manto de grava como integrante de la facies conglomerádica del Santacrucense. No obstante, la mayor estabilidad textural de este último, el acunamiento pronunciado, su inclinación de unos 5º al naciente y el pasaje transicional a conglomerados y areniscas interestratificados, sugieren que la facies distal representada en los remanentes orientales deben corresponder a sedimentos finos (areniscas y/o limolitas), y en consecuencia resulta injustificado suponer al manto de grava contemporáneo con el citado conglomerado.

2) PEDIMENTO CAÑADÓN SALADO

a) Ubicación

Abarca la amplia planicie comprendida entre el límite inferior del *Pedimento Cº Guenguel* (1.200 m.s.n.m.), en la meseta homónima, y el borde oriental y noreste de la zona. Hacia el noroeste y sur se encuentra limitada por depósitos glaciales.

b) Roca de base

Este *Pedimento* también fue elaborado sobre sedimentos principalmente areniscos del Santacrucense y como es obvio presentan la misma inclina-

ción general a la observada en la *roca de base del Pedimento C° Guenguel*.

c) *Manto de grava*

Se presenta como un agregado de grava arenosa de características texturales similares, a aquellas observadas en el *Pedimento C° Guenguel*.

En general muestra espesores que varían entre 1 y 5 m, disminuyendo hacia los bordes de los *Bajos*. En las zonas alejadas de las citadas depresiones, como así también en las divisorias que separan las distintas cuencas de drenaje, se ha constatado, por datos de perforaciones, los máximos espesores.

d) *Rasgos geomórficos*

Se extiende desde las cabeceras del Río Guenguel, a una altura aproximada de 1.200 m, descendiendo en forma gradual y continua hacia el Este, hasta alcanzar los 600 m, en el borde oriental de la zona. El desnivel equivale a un gradiente de 5 m por km, es decir, una pendiente con valor angular inferior a 1 grado.

En cuanto a su estado de disección, presenta dos sectores bien diferenciados. El occidental, limitado por depósitos correspondientes a la primera glaciación y el *Pedimento C° Guenguel*, muestra los efectos de la activa erosión producida por el río homónimo y sus afluentes. El otro sector, de mayor superficie, comprende desde la Ea. La Peligrosa, ubicada sobre la margen derecha del Río Guenguel, en dirección al naciente y tiene como característica fundamental una continuidad sólo interrumpida por los valles del Río Guenguel, Cañadón Salado, Cañadón Seco, Cañadón El Pluma, la Loma Kensel y los denominados *Bajos*.

Numerosos afluentes integran las cabeceras del Río Guenguel, con la particularidad de que varios de ellos, durante trechos considerables de su recorrido, siguen rumbos paralelos al

colector principal hacia el que convergen con una suave y corta inflexión. Este paralelismo no corresponde a un diseño dendrítico como debiera esperarse cuando el establecimiento de la red de drenaje se origina en condiciones normales y sobre una *roca de base* con los rasgos generales de textura y estructura aquí presentes. Por el contrario, este diseño resulta típico en regiones donde la tectónica controla la evolución de la red de drenaje. Entendemos que el paralelismo existente ha sido heredado a partir de la implantación de la red de drenaje iniciada al término de la elaboración del *Pedimento Cañadón Salado*, como consecuencia de la uniformidad de su pendiente.

Con ulterioridad a la formación de esta red de drenaje se produjo el desborde del hielo correspondiente a la primera glaciación de la zona, circunscripto en forma de herradura, a las márgenes de la Meseta del Guenguel y a los remanentes meridionales de los dos *Pedimentos*. La magnitud del desborde fue reducida y no llegó a encauzarse en la red de drenaje preexistente. El agua de fusión reactivó en las cabeceras del Guenguel los procesos de erosión y transporte con la consiguiente depositación de sedimentos fluvio-glaciales encauzados (*valley train*).

Al cesar el aporte de agua proveniente del hielo marginal, los ríos comenzaron a erosionar los depósitos fluvio-glaciales originando las terrazas, que constituyen testigos incuestionables de una red de drenaje implantado con anterioridad al primer englazamiento. Como resultado de la invasión del hielo sobre la Meseta Guenguel, el material fluvio-glacial se mezcló con aquel que formaba el manto de grava correspondiente al *Pedimento Cañadón Salado*. Dado que las características generales de tamaño entre el material proveniente del citado englazamiento y aquél existente en las áreas de pedimentación

son similares, resultó prácticamente imposible delimitar el avance del transporte fluvio-glacial, salvo en las zonas encauzadas. La composición litológica, como así también los valores de forma y redondez obtenidos en la grava indican resultados intermedios entre las referidas unidades confirmando la aludida mezcla (véase Capítulo VII).

En el sector situado al Este de la Ea. La Peligrosa, la red de drenaje formada por parte del Río Guenguel, Cañadón Seco, Cañadón Salado y Cañadón El Pluma, muestra una disección menor que en el sector occidental.

El Río Guenguel fluye por un valle que se ensancha bruscamente aguas abajo, habiendo alcanzado su máxima amplitud durante la época del primer englazamiento, atestiguado por los sedimentos fluvio-glaciales aterrazados que ocupan gran parte del antiguo valle. El escaso caudal del río, así como su curso meandroso, indica caracteres típicos de un *río disminuído* (underfit river), común en paisajes sometidos a la influencia temporaria de una intervención glacial.

Los ríos Cañadón Seco y Cañadón Salado, poseen escasos afluentes y una disección poco marcada. Los ríos Cañadón Seco y Guenguel corren hacia el noreste debido a la influencia del Río Senguer, colector principal de una amplia región situada fuera de la zona. En cambio, el Río Cañadón Salado, pocos kilómetros más al sur, mantiene su recorrido en dirección al naciente siguiendo la pendiente regional del *Pedimento*.

El Río Cañadón El Pluma no presenta remanentes visibles de aterrazamiento, salvo en la desembocadura a la planicie fluvio-glacial de la Pampa de la Yegua Muerta. Se trata de un río formado en gran parte durante las dos primeras glaciaciones. Con anterioridad al primer avance del hielo, un corto arroyo proveniente del borde del *Pedimento* y de rasgos similares a los

que se encuentran al E. de la localidad El Pluma, desembocaba en el Río Desado. Producido el englazamiento, parte de las aguas de deshielo que fluían al N. del Cordón El Pluma, controladas por la pendiente general, encontraron en su desplazamiento al citado arroyo. Con el aporte más directo y abundante de esta fuente, comenzó una reactivación de los agentes erosivos, favorecidos por un desnivel superior a los 400 m en una distancia aproximada de 60 km, que originaron un valle de pendiente pronunciada. Una vez finalizada la influencia directa de la glaciación, el río disminuyó su caudal adquiriendo un régimen transitorio semejante al actual, de manera que los fenómenos de remoción en masa, condicionados por las abruptas pendientes, produjeron acumulaciones de talud y pequeños conos de deyección sobre su piso. Estos depósitos fueron modificando el curso primitivo del río hasta llegar al estado sinuoso actual. La existencia de terrazas bien definidas en la desembocadura del Cañadón El Pluma, obedece a que aquí tuvo lugar la depositación de la carga del río en una llanura aluvial amplia donde no actuaron aquellos procesos erosivos y de remoción en masa que han destruído y/o soterrado a las terrazas, como acontece en el tramo encajonado del referido cañadón.

No debemos dejar de mencionar las características de los valles principales y tributarios que constituyen cada una de las cuencas descriptas.

Las áreas interfluviales presentan generalmente un delgado manto de grava que suele deslizarse en los bordes de los valles, cubriendo parcialmente sus pendientes integradas por *roca de base*. Durante la mayor parte del año no circula agua en estos valles y sólo en los colectores principales pueden apreciarse efectos que permiten inferir un transporte fluvial muy escaso. Los tributarios se hallan frecuentemente interrumpidos por el des-

plazamiento de grava procedente de los interfluvios como consecuencia de movimiento en masa, donde la gravedad ejerce fundamental influencia. De esta forma se acumulan cuerpos de grava a modo de talud sobre el piso del valle, obstruyendo así la circulación de agua y al mismo tiempo origina pequeñas lagunas temporarias, donde se depositan sedimentos finos, arenas y limos, por lavado de la *roca de base*. Este rasgo ilustra sobre la escasa magnitud de la acción fluvial, inhibida de transportar el material de talud que alcanza la parte central de los valles. Además la similar densidad de vegetación existente, tanto en los interfluvios como en el piso de los valles, corrobora la citada interpretación.

Estos caracteres generales, anteriormente descritos por Feruglio (1950), identifican al paisaje de la zona modelado bajo determinadas condiciones de estructura, precipitaciones y desniveles topográficos.

En cuanto a la estructura, ya hemos señalado la posición prácticamente horizontal de las sedimentitas del Santacrucense que constituyen la *roca de base* sobre la cual se han desarrollado los *Pedimentos*.

Las precipitaciones anuales en general no exceden los 200 mm, distribuidas casi uniformemente durante la mayor parte de los meses, con valores mínimos en noviembre, diciembre y enero.

Finalmente, los desniveles topográficos son poco pronunciados, salvo en los sectores donde existe una conexión directa con la Cordillera.

Estas condiciones contrastan ostensiblemente con aquéllas presentes en regiones áridas o semidesérticas del país y otras regiones del mundo, donde las precipitaciones tienen lugar durante muy pocos días del año, concentrándose en una estación e incluyendo a veces en un sólo registro de 24 horas la tercera o cuarta parte de la media anual. Ello, sumado a las condiciones de es-

tructura y desniveles topográficos, contribuyen a originar las típicas crecientes de desierto, que en ningún caso caracterizan la zona estudiada.

Por lo manifestado la evolución del paisaje en esta región patagónica, obedece a causales marcadamente distintas a las existentes en el Noroeste Argentino, como por ejemplo en las provincias de Catamarca, La Rioja y Mendoza.

Otro rasgo geomórfico destacable lo constituye el relieve mesetiforme que, a modo de "isla" elongada, se levanta sobre la superficie del *Pedimento Cañadón Salado*. Dicho relieve, de contorno aproximadamente trapezoidal, ocupa un área de unos 160 km² con una longitud de 18 km en sentido W-E y un ancho máximo de 8 km. El sector más elevado comprende a la Loma Kensel y forma parte del *Pedimento C^o Guenguel* como un reducido y aislado remanente por encima de los 800 m.s.n.m. A partir de su borde oriental el relieve desciende gradualmente hasta confundirse con la planicie del *Pedimento Cañadón Salado*.

Relieves mesetiformes con remanentes de *Pedimento* y relaciones similares, se encuentran al norte y fuera de la zona relevada, representados por la Sierra del Carril, Meseta Guenguel, etc. Dichos rasgos comenzaron a insinuarse en el paisaje al iniciarse el ciclo que finalizó con la elaboración del *Pedimento Cañadón Salado*, durante cuyo desarrollo los procesos que intervinieron en su formación no lograron nivelar totalmente la superficie sobre la cual actuaban.

Una característica destacada en esta unidad resulta la alineación y concentración de rodados mayores determinando un marcado diseño en planta de someros paleocanales concordantes con la dirección de la pendiente regional W-E, establecida durante la elaboración del *Pedimento*. Esta dirección difiere de las líneas de drenaje actual que han sido controladas por el nivel

de base impuesto por el Río Senguer, colector principal ubicado fuera de la zona.

Los denominados *Bajos*, que también configuran elementos geomórficos importantes desarrollados en el *Pedimento Cañadón Salado*, serán tratados en el capítulo correspondiente.

3. ALGUNAS RELACIONES CUANTITATIVAS

Desde hace años los estudios geomórficos fueron complementados con datos obtenidos mediante el análisis cuantitativo. Han sido numerosos los investigadores que contribuyeron en este aspecto y Horton (1945), sin duda, establece bases realmente importantes en esta disciplina.

En nuestro caso, no obstante los inconvenientes surgidos de la escala y del relevamiento topográfico expeditivo, hemos considerado oportuno realizar, de acuerdo con el sistema propuesto por el mencionado autor, algunas determinaciones cuantitativas que aportan datos significativos para la interpretación geomórfica. A tal fin fue escogida el área limitada por las divisorias que bordean la Meseta del Guenguel y separan las cuencas del Río Desado y Lago Blanco, abarcando los *Pedimentos Cº Guenguel, Cañadón Salado* y algunos depósitos correspondientes a los Subpisos Pluma y Botello.

Los ríos Guenguel, Cañadón Seco, Cañadón Salado y El Pluma, disectan el área en cuestión y sus cuencas pueden individualizarse claramente. De estos cuatro ríos, el Guenguel resulta el más antiguo ya que la existencia de remanentes de ambos *Pedimentos* en sus cabeceras indican que su origen se remonta al menos, a la época final de la elaboración del *Pedimento Cañadón Salado*.

Los ríos Cañadón Seco y Cañadón Salado son, por las características mencionadas en el capítulo anterior, aproximadamente coetáneos, habiéndose formado durante el final de la cons-

trucción del *Pedimento Cañadón Salado* o con posterioridad a él. En cambio, el Río Cañadón El Pluma es más reciente, pues la mayor parte de su recorrido, se debe fundamentalmente al englazamiento máximo de la zona.

A fin de facilitar la interpretación de estos resultados se exponen a continuación las definiciones de las ecuaciones propuestas por Horton. De acuerdo a este autor el *número de orden* de ríos y valles resulta denominando de 1^{er} orden a los que no tienen tributarios, de 2º orden a aquellos que reciben uno o más tributarios de 1^{er} orden y así sucesivamente.

Densidad de drenaje es la relación existente entre la sumatoria de las longitudes de los ríos de una cuenca con respecto al área drenada. Está expresada por la siguiente ecuación:

$$Dd = \frac{\sum Lt}{S}$$

Dd = densidad de drenaje

Lt = longitud total de los ríos de la cuenca

S = superficie total de la cuenca

Frecuencia de ríos es la relación entre el número de ríos de la cuenca y el área drenada por los mismos. La ecuación es:

$$Fr = \frac{Nr}{S}$$

Fr = frecuencia de ríos

Nr = número total de ríos de la cuenca

S = superficie de la cuenca

Relación de bifurcación es el cociente entre el número de ríos de un orden y el número de ríos del orden inmediato superior. Se expresa:

$$Rb = \frac{Nr(n)}{Nr(n+1)}$$

Rb = relación de bifurcación

Nr (n) = número de ríos de un orden n

Nr (n + 1) = número de ríos de un orden n + 1

Además consideramos el *porcentaje de longitud de ríos* y el *porcentaje de número de ríos* de cada orden, con la finalidad de efectuar comparaciones entre las cuatro cuencas en cuestión.

El *porcentaje de longitud de ríos* está dado por la longitud total de los ríos de todo orden en una cuenca, llevando dicho valor a cien y relacionándolo con la longitud de cada uno de los órdenes. La ecuación es:

$$\text{Plr (n)} = \frac{\text{Lr (n)} \cdot 100}{\text{Lrt}}$$

Plr (n) = porcentaje de longitud de ríos de un orden n

Lr (n) = longitud de ríos de orden n

Lrt = longitud total de los ríos de la cuenca

De igual manera se procedió para obtener el *porcentaje del número de ríos*, mediante la siguiente ecuación:

$$\text{PNr (n)} = \frac{\text{Nr (n)} \cdot 100}{\text{Nr (t)}}$$

PNr (n) = porcentaje del número de ríos de orden n

Nr (n) = número de ríos de orden n

Nr (t) = número de ríos de todo orden

Teniendo en cuenta la uniformidad litológica y estructural que controlaron el desarrollo de las cuatro cuencas consideradas y la antigüedad de cada una de ellas, podemos establecer comparaciones entre los valores numéricos indicados en el cuadro III.

Los ríos Guenguel y Cañadón Seco son de quinto orden. Entre las numerosas variables que han influido en la formación de dichas cuencas tuvieron primordial importancia la antigüedad del Río Guenguel y el nivel de base local que el mismo proporcionó desde su origen al Cañadón Seco que era su tributario.

El Cañadón Salado, de edad similar al Cañadón Seco, ha tenido un desarrollo algo diferente. Ello se debe a la condición de no estar controlado por el nivel de base de un río de mayor envergadura dentro de la zona como en el caso precedente.

El Cañadón El Pluma, si bien de más reciente formación, integra una cuenca de mayor gradiente que las anteriores, debido a la marcada diferencia de nivel de base existente entre éste y el Río Deseado.

En la comparación de los valores obtenidos (véase Cuadro III) para *porcentaje de longitud de ríos*, de distintos órdenes, resalta claramente la desigualdad entre la cuenca del Río Guenguel y las tres restantes. De éstas, la del Cañadón Salado, emplazada en la parte central del *Pedimento* homónimo, muestra un mayor valor para el río principal. Asimismo, el *porcentaje del número de ríos* de diferentes órdenes corrobora la disparidad en el desarrollo de las distintas cuencas, al igual que los valores de *longitud total de ríos*. Además, teniendo en cuenta la *densidad de drenaje* (0,233) y *frecuencia de ríos* (0,056), calculados para la totalidad de las cuencas, resulta evidente que la red de drenaje en el área de pedimentación se encuentra muy poco evolucionada.

Perfiles longitudinales de los ríos: Deseado, Guenguel, Cañadón Seco, Cañadón Salado y Cañadón El Pluma

Los ríos incluidos en la figura 1, muestran una marcada diferencia de pendiente entre el Deseado y el resto

CUADRO III

Cuencas	Nº de orden	% longitud	% Nº	Rb	L	Pendiente
Río Guenguel.....	1	23	70	4,3	492 km	10,18 m/km
	2	32	23			
	3	19	6			
	4	6	1			
	5	20	1			
Río Cañadón Seco	1	14	70	2,4	149 km	6,98 m/km
	2	14	12			
	3	7	6			
	4	21	6			
	5	44	6			
Río Cañadón Salado.....	1	10	57	2,6	110 km	4,35 m/km
	2	20	31			
	3	2	6			
	4	68	6			
Río Cañadón El Pluma ...	1	22	74	3,6	169 km	6,28 m/km
	2	24	20			
	3	4	4			
	4	50	2			

ÁREA TOTAL CONSIDERADA (3.945 km²)

Dd.....	0.233
FR	0.056

de los cursos considerados. Resulta evidente la influencia que sobre los gradientes ha tenido la glaciación y la amplitud de las cuencas respectivas como así también en las características generales de sus valles. Aquéllos desarrollados en el *Pedimento Cañadón Salado*, no obstante el aporte de aguas provenientes del máximo englazamiento, han mantenido sus gradientes con valores similares al de esta unidad geomórfica, aunque presentan leves modificaciones originadas por la mayor o menor proximidad de los colectores principales, manteniendo el paisaje los rasgos propios del *Pedimento*. En cambio, el área abarcada por la cuenca del Río Deseado presenta peculiaridades

geomórficas atribuidas a condiciones establecidas primordialmente bajo la acción glacial, fluvio-glacial y fluvial.

VI. PAISAJE DE GLACIACION

La existencia de unidades geomórficas vinculadas directa o indirectamente con el englazamiento de la región, durante el Pleistoceno superior al menos, nos ha llevado a relacionarlas en el tiempo a fin de exponer los acontecimientos geológicos que modelaron el paisaje hasta llegar a su estado actual.

Caldenius (1932) publica el trabajo más completo sobre geología glacial patagónica, incluyendo el estudio de la región del lago Buenos Aires. En él

establece cuatro subpisos denominados Inicioglacial, Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial, en base a la cronología determinada en la península Escandinava. Si bien en las unidades que hemos diferenciado en la zona se agrega entre paréntesis los términos equivalentes citados, su extensión no coincide exactamente con aquéllas mapeadas por este autor.

Dichas unidades han sido divididas en subpisos, que denominamos: Pluma, Botello, Fénix y Buenos Aires, constituidos cada uno de ellos por *Morenas*, *Planicies fluvioglaciales* y *Terrazas* como unidades geomórficas más destacadas, sin considerar otros rasgos de importancia secundaria, cuya descripción es innecesaria para los fines del presente trabajo. Las denominaciones empleadas para los subpisos corresponden a accidentes topográficos locales destacados.

No intentaremos realizar correlaciones de los subpisos mencionados con sus similares de otras regiones del país, pues para ello se requieren estudios de mayor detalle.

A) UNIDADES GEOMÓRFICAS DEL SUBPISO PLUMA (Inicioglacial)

Se extienden desde el río Deseado, en el extremo sureste de la zona, hasta el Cañadón Botello, comprendiendo el sector oeste del Cordón El Pluma y la totalidad de Pampa de la Yegua Muerta. Hacia el norte y oeste ocupan áreas considerables en la meseta del Guenguel, así como en las cuencas de los ríos Cañadón Seco, Cañadón Guenguel y Salado.

1) *Morenas Pluma*

Dadas las características del relieve, se destacan claramente dos sectores bien diferenciados.

El primero abarca el arco comprendido entre las cabeceras del Cañadón El Pluma y el río Deseado, con rasgos

típicos de morena frontal (End Moraine), donde resalta una marcada disminución de altura a partir de los 925 m en el extremo noroeste, alcanzando 525 m en las inmediaciones del río mencionado. Esta diferencia de alturas obedece a que el hielo encauzado en el antiguo valle del río Deseado, rebasó el borde meridional del *Pedimento Cañadón Salado*. Las formas aparecen aquí bien definidas, como acontece en los subpisos restantes, pero debe señalarse que el número de bloques erráticos, de dimensiones considerables, es menor en relación a las morenas más modernas. En los lugares de topografía favorable el espesor del till puede alcanzar los 20 metros o más.

La segunda zona se encuentra ubicada al oeste y norte de la descrita precedentemente. En ella, formas constructivas poco definidas, situadas en las nacientes del Cañadón Seco y Cañadón Salado, tienen el aspecto de morenas muy degradadas, con bloques erráticos que atestiguan un avance muy limitado del hielo sobre el *Pedimento Cañadón Salado*. En la meseta del Guenguel las acumulaciones de origen glacial, asentadas sobre el pedimento homónimo, también carecen de formas constructivas y sólo son reconocidas por sus caracteres texturales y la presencia de erráticos. Las alturas alcanzadas varían desde los 1.400 m en el cerro Guenguel hasta los 900 m en el extremo oriental de la meseta. Aquí el till está dispuesto en forma de herradura, circundando la meseta, y sus espesores llegan excepcionalmente a los 5 metros. Deben considerarse a estos depósitos, el resultado del desborde del hielo y no un relieve morénico degradado.

2) *Planicie fluvioglacial Pluma*

Ocupa, con caracteres bien diferenciados, la llamada Pampa de la Yegua Muerta, extendiéndose desde el arco de morena hasta más allá del límite oriental del área relevada. Como rasgos destacables figuran conspicuos conos de

transición adosados a la morena frontal, antiguos canales de desagüe orientados en dirección E y NE, representados en el mapa. Dicha orientación indicaría que las aguas del río Deseado fluían encauzadas algo más al norte de su curso actual, ubicación modificada por las glaciaciones.

3) Terrazas Pluma

Se han elaborado como consecuencia de disección en las *Planicies fluvio-glaciales encauzadas*, sitas en los valles del río Guenguel, cañadón Seco y cañadón Salado. El material que constituye las terrazas está integrado en su mayor parte por sedimentos correspondientes al drift estratificado y encauzado. En cambio, la cubierta superficial de las mismas pertenecen al denominado Aluvio Pluma, depositado inmediatamente después del retiro del hielo. Con posterioridad comienza un encauzamiento más limitado de las aguas y la consiguiente profundización de los cursos que finaliza con la elaboración del paisaje aterrazado.

En general las terrazas presentan escasa disección, salvo en las cabeceras del río Guenguel, donde la erosión ha sido y es efectiva debido a sus pronunciadas pendientes.

B) UNIDADES GEOMÓRFICAS DEL SUBPISO BOTELLO (Daniglacial)

Abarcan los depósitos que con forma topográfica bien conservada están limitados por las *Morenas Pluma* y la *Planicie fluvio-glacial Fénix*, al Este y Oeste respectivamente, extendiéndose hacia el Norte hasta la cota aproximada a los 1.100 m, sobre la Meseta del Guenguel. Asimismo, tanto en las cabeceras del río Fénix como en la cuenca del Lago Blanco subsisten remanentes de morenas degradadas, coronando lomadas constituidas por *roca de base*.

Las *Terrazas* ubicadas en el Cañadón El Pluma, en Pampa de la Yegua Muer-

ta y en el río Deseado, corresponden a depósitos contemporáneos con los referidos anteriormente.

1) *Morenas Botello*

El sector de mayor desarrollo areal se encuentra en la cuenca del Río Deseado. Desde dicho río un doble arco de morenas converge hacia el noroeste, uniéndose a partir de la cota de 700 m.

Esta bifurcación con planicies fluvio-glaciales intermedias podría considerarse como el resultado de una doble pulsación durante el retiro del hielo. El brazo occidental de la referida bifurcación presenta formas mejor definidas, quizá por la intervención del agua de deshielo, durante un lapso menor.

Entre las cotas de 700 m y 1.032 m se observan rasgos típicos de morena frontal, o más propiamente, sistema de morena frontal que alcanza el borde de la Meseta del Guenguel. Hacia el oeste de la última cota mencionada, el arco se adosa a la ladera de la meseta, siendo sus alturas máximas, inferiores topográficamente a las unidades geomórficas similares del subpiso Pluma.

Los depósitos más occidentales están ubicados en las cabeceras del río Fénix como pequeños restos de morenas muy disectadas por procesos de erosión y remoción en masa. En cambio, en la cuenca del Lago Blanco se presentan con caracteres semejantes a aquellos pertenecientes al primer drift.

Sobre la margen izquierda del río Deseado afloran restos de un till que contiene bloques de sedimentitas piroclásticas del Chubutense englobados en una matriz areno-limosa similar. El mismo puede ser considerado como integrante del Subpiso Botello, ya que su posición estratigráfica resulta inferior a los depósitos fluvio-glaciales del Subpiso Fénix.

2) *Planicie fluvio-glacial Botello*

Aparecen distribuidas en dos sectores aislados entre sí por las acumulacio-

nes morénicas originadas durante la referida pulsación.

El sector oriental se extiende desde las cabeceras del Cañadón El Pluma, a una altura de 890 m, hasta el río Deseado a 550 m a ambos lados del Cañadón Botello. Presenta en parte, conos de transición de muy escasa amplitud y además, suelen observarse moderados aterrazamientos de sus materiales que pueden ser coincidentes con el retiro del hielo.

El sector occidental tiene menor desarrollo y separa la citada bifurcación de las morenas.

3) Terrazas Botello

Están elaboradas sobre la margen izquierda del Río Deseado, lindando con los arcos morénicos de los Subpisos Pluma y Botello. Su situación y desarrollo señalan la existencia de una planicie fluvio-glacial encauzada en el Río Deseado, de ubicación más septentrional con respecto a la planicie fluvial actual. Las terrazas han sido en gran parte disectadas y sus remanentes se hallan a alturas que varían entre los 500 y 550 m en las desembocaduras de los ríos Page y Pinturas, al Río Deseado.

En el curso inferior del Cañadón El Pluma, sobre su margen derecha y limitada al oeste por la *Planicie Fluvio-glacial Pluma*, se encuentran los restos de una terraza originada en forma similar a la descripta, como consecuencia de la depositación del material perteneciente al Subpiso Botello, transportado por las aguas que provenían del desborde del hielo sobre la Meseta del Guenguel, en las nacientes del Cañadón El Pluma.

C) UNIDADES GEOMÓRFICAS DEL SUBPISO FÉNIX (Gotiglacial)

Comprenden un amplio arco concordante con la costa actual del Lago Buenos Aires, limitadas al Este por las *Morenas Botello* y al Oeste por la *Planicie*

fluvio-glacial Buenos Aires. Sobre la margen izquierda del curso superior del Río Fénix persisten escasos restos de morenas que han sufrido los efectos de una intensa degradación.

En las inmediaciones del Río Deseado, entre las desembocaduras del Río Pinturas y el Cañadón El Pluma, se hallan expuestos, remanentes aterrazados de variada extensión. También existen, aunque de menor magnitud, aguas arriba de la desembocadura del Río Pinturas sobre las márgenes del Deseado.

1) Morenas Fénix

Se encuentran constituyendo un extenso arco morénico que, entre su extremo septentrional y el Río Deseado, muestra rasgos típicos de morena frontal definiéndose claramente en ella la morena terminal. Hacia el extremo NW las formas constructivas se presentan parcialmente destruidas por procesos de remoción en masa, debido a la pendiente pronunciada del borde de la Meseta del Guenguel, así como por erosión del Río Fénix y tributarios.

Los remanentes situados al SW y N de Perito Moreno fueron también muy disectados por acción fluvial determinando áreas intermedias de depósitos fluvio-glaciales entre ellos y el arco morénico externo. La elaboración de estas áreas puede ser el resultado de un avance acaecido durante el retroceso del hielo, en las zonas próximas al colector principal (Río Deseado).

Las alturas máximas alcanzadas por las morenas, son del orden de los 875 m en las inmediaciones del sector mapeado como *Relieve de Rocas Deslizadas*, mientras que en Perito Moreno y alrededores sólo llegan a 530 m. Al igual que en los arcos anteriores se repite un marcado declive en dirección al SE.

2) Planicie fluvio-glacial Fénix

Constituye una estrecha franja delimitada por la Morena Frontal Botello

y aquella correspondiente al subpiso Fénix, con una pendiente que desciende desde los 800 m, en las proximidades de la E^a Bahía, hasta los 450 m en los alrededores del Río Deseado. Aquí se han desarrollado conos de transición bien definidos y aterrazamientos distales. Estos últimos indicarían probables cambios de nivel de base producidos durante el retroceso del hielo.

Las áreas intermedias ubicadas al nacimiento del Río Fénix Grande corresponden también a esta unidad pues su posición topográfica es más elevada en relación a la *Planicie fluvio-glacial Buenos Aires*. Estimamos factible que las aguas fluyeran en ese entonces, próximas al borde occidental de las Morenas Fénix, desembocando en las cabeceras del Río Deseado en las inmediaciones del Pueblo Perito Moreno. Su actual curso estaría condicionado por la acumulación de sedimentos fluvio-glaciales del Subpiso Buenos Aires, que habrían endicado el curso inferior con el consiguiente desplazamiento del mismo hacia el nacimiento.

3) *Terrazas Fénix*

Remanentes de esta unidad geomórfica se encuentran a lo largo del Río Deseado y como en los casos anteriores, sólo figuran en el mapa aquellos emplazados en la margen izquierda. Su situación topográfica es inferior con respecto a los remanentes similares que integran las unidades más antiguas, descendiendo desde los 550 m en las nacientes del Río Deseado hasta los 370 y 400 m en el curso inferior del Cañadón El Pluma. Tanto ésta como aquella formada en el arroyo que nace en la Pampa de la Yegua Muerta, unos 3 km al W, son de origen fluvial exclusivamente, ya que el frente del glaciar se hallaba aislado de las cabeceras de dichos ríos.

D) UNIDADES GEOMÓRFICAS DEL SUBPISO BUENOS AIRES (Finiglacial)

Integran todos aquellos depósitos glaciares y fluvio-glaciales más occidentales de la zona, dispuestos en forma de amplio arco entre el Río Fénix y la costa del lago Buenos Aires, originados durante el avance de la glaciación. Las terrazas correspondientes a este subpiso se encuentran restringidas a los alrededores de Perito Moreno y al sector oriental del valle del Río Deseado.

1) *Morenas Buenos Aires*

Forman un definido sistema de morena frontal que circunscribe la actual costa del lago, llegando sus extremos norte y sur al pie de las mesetas del Guenguel y Buenos Aires, respectivamente. A partir del borde externo y en dirección al lago se suceden una serie de arcos escalonados donde pueden observarse pendientes originales bien conservadas y una mayor abundancia de bloques erráticos en relación a los drift anteriores.

Las alturas disminuyen desde el extremo noroeste, situado a 800 m hasta 450 m en las inmediaciones del pueblo Perito Moreno. Se repite aquí, como en los casos precedentes, un decrecimiento en la altura de las morenas a medida que nos acercamos al sector principal de desagüe en las nacientes del Río Deseado.

Como rasgo geomórfico exclusivo de este Sistema de morena frontal, debe destacarse la existencia de remanentes de terrazas escalonadas que corresponden a las diferentes alturas alcanzadas por el espejo del lago durante el retroceso del último englazamiento.

2) *Planicie fluvio-glacial Buenos Aires*

Está limitada hacia el nacimiento por las unidades geomórficas pertenecientes al subpiso Fénix, extendiéndose desde las cabeceras del río homónimo, sitas

a unos 780 m hasta Perito Moreno donde alcanza la cota de 380 m.

Entre las morenas se han desarrollado áreas, en muchos casos aisladas, integrantes de la *Planicie fluvio-glacial* en cuestión con formas irregulares y amplitud variada. La inclinación de las pendientes indican que el desagüe se producía en dirección a la cuenca del colector principal.

Si bien hemos señalado en las *Planicies fluvio-glaciales* correspondientes a los drift anteriores, la presencia de más de un nivel, en este caso adquieren mayor magnitud su escalonamiento y la extensión regional. Dicho rasgo está mejor definido en el sector oriental de la morena terminal, precisamente donde los conos de transición ofrecen escaso desarrollo.

3) Terrazas Buenos Aires

Como remanentes de esta unidad sólo subsisten pequeñas áreas restringidas a las nacientes del Río Deseado, indicando claramente la zona principal de desagüe durante el último avance glacial. En cambio, aguas abajo no quedan restos salvo en la desembocadura del Cañadón El Pluma, donde adopta forma elongada, descendiendo desde los 370 m hasta los 350 m en dirección al naciente.

E) DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Aunque en términos generales concordamos con los relevamientos realizados por Caldenius (1932) y Feruglio (1950), debemos aclarar algunas discrepancias existentes, especialmente con el primero de los autores.

Si bien consideramos la presencia de depósitos correspondientes a cuatro Subpisos, disintimos en la extensión regional dada por Caldenius a las *Planicies fluvio-glaciales* como a las *morenas*, correspondientes a los dos mayores avances del hielo.

Teniendo en cuenta los caracteres litológicos, forma y redondez de los ele-

mentos correspondientes a la fracción grava, cuyos detalles figuran en el capítulo siguiente, los depósitos fluvio-glaciales asignados al Subpiso Pluma pueden ser diferenciados de aquellos que se encuentran formando parte del *Pedimento Cañadón Salado*, al norte del Cañadón Pluma. Allí los sedimentos fluvio-glaciales se encauzaron en los Cañadones Seco, Salado y posiblemente El Pluma, mezclándose con la grava del *Pedimento* pero sin extenderse fuera de dichos valles con la amplitud mapeada por este autor. La composición litológica suministra una prueba evidente de la diferencia que existe entre dicha zona y la *Planicie fluvio-glacial* de la Pampa de la Yegua Muerta.

La parte más externa del doble arco morénico que atribuimos al Subpiso Botello, es considerado por Caldenius como Inicial-glacial en base a la dirección de la morena frontal que aparentemente se cruza con aquella atribuida a la época Daniglacial. Sin embargo, de acuerdo a los resultados porcentuales obtenidos mediante el recuento de rocas graníticas meteorizadas, juzgamos más apropiado considerarlo integrante del Subpiso Botello.

Durante el englazamiento máximo de la región, deben diferenciarse necesariamente dos etapas. En la primera el hielo no sólo ocupa las cuencas existentes, sino que rebasa, aunque en forma muy limitada, los bordes de las mesetas que operaban como divisorias. A ella corresponden las unidades geomórficas ubicadas en el Subpiso Pluma. El hielo se desplazó en forma distinta en las cuencas vecinas del Lago Buenos Aires y Lago Blanco, ya que en este último, dada las condiciones topográficas, el movimiento se vio obstaculizado por la falta de un amplio valle como aquél del Río Deseado en el cual tenía libre desplazamiento.

En la segunda etapa en cambio, el hielo formaba una amplia lengua glacial encauzada prácticamente dentro del valle, originando las unidades geo-

mórficas correspondientes a los Subpisos Botello, Fénix y Buenos Aires.

Además de los rasgos geomórficos descritos hemos realizado sobre los escasos afloramientos de till existentes, algunas mediciones a fin de obtener porcentajes de clastos graníticos frescos y meteorizados (100 por estación), siguiendo las normas empleadas en el trabajo de Flint-Fidalgo (1963).

Si bien el número de observaciones resulta exiguo, los valores alcanzados muestran diferencias apreciables, indicadas a continuación:

Clastos	Frescos %	Meteorizados %
Botello	28	72
Fénix	42	58
Buenos Aires	83	17

Asimismo, hemos efectuado una compilación de las alturas máximas registradas en la Meseta del Guenguel o inmediaciones, sobre el arco de morena frontal y las *Planicies fluvio-glaciales* correspondientes a cada uno de los tres subpisos, así como en las vecindades del Río Deseado. Las alturas pueden compararse en el cuadro siguiente:

	Altura morena m	Altura planicie fluvio-glacial m
MESETA DEL GUENGUEL O PRÓXIMO A ELLA		
Botello	1.032	890
Fénix	875	800
Buenos Aires	800	780
INMEDIACIONES DEL RÍO DESEADO		
Botello	660	558
Fénix	530	450
Buenos Aires	450	380

Teniendo en cuenta la situación topográfica y las relaciones de englazamiento existentes en los puntos considerados, especialmente aquellos cercanos a las nacientes del Río Fénix, las alturas señaladas suministran nuevos argumentos, juntamente con los precedentes, como para justificar la subdivisión en cuatro subpisos.

En la actualidad no existen glaciares dentro de la región, pues las alturas mayores están generalmente por debajo de los 2.000 m con excepción del C^o Ap Iwan (2305 m). En sus vecindades se encuentran las nacientes del Río Fénix Grande, donde se advierten algunos circos, así como una artesa glacial colgante, situados a 1400 m de altura y que durante los meses de enero y febrero carecen de nieve. Rasgos similares sólo existen en el territorio chileno, pero al no poseer datos sobre los mismos, resulta imposible realizar correlaciones.

En la cuenca del Lago Buenos Aires, y especialmente en la zona del Lago Blanco, pueden distinguirse también los efectos causados por exaración sobre rocas volcánicas, determinando abundantes estrías y topografía del tipo "stoss and lee".

Considerando las alturas donde hemos hallado restos de till y el nivel actual del Lago Buenos Aires, el espesor del hielo durante el englazamiento máximo, próximo al límite internacional, pudo alcanzar entre los 1000 y 1200 m, constituyendo quizá un manto de hielo de montaña.

Los rasgos generales de las unidades geomórficas descritas (escasa acción desarrollada sobre las morenas por los procesos de *remoción en masa* y los porcentajes obtenidos de clastos meteorizados), sugieren una edad provisoria no mayor que aquella establecida para los depósitos correspondientes al Wurm Wisconsin del Hemisferio Norte.

VII. VARIACIONES LITOLÓGICAS DE FORMA Y ESFERICIDAD

Como se desprende de los capítulos anteriores, existen en la zona depósitos de indudable origen glacial y fluvio-glacial posteriores a aquellos que se encuentran coronando las *Pedimentos C^o Guenguel* y *Cañadón Salado* (Terrazas Patagónicas) a los cuales numerosos autores les asignan idéntico origen.

Sobre estos depósitos, formados a nuestro entender por mecanismos distintos, fueron efectuados estudios circunscriptos a la litología, forma y redondez, que pudieran revelar probables diferencias a fin de complementar con mayor número de argumentos las conclusiones derivadas de la observación geomórfica.

En ambos casos el material sedimentario está constituido por gravas de amplia distribución de tamaños, con predominio de la fracción mediana a gruesa, agregándose a ella escasos bloques no mayores de 45 cm de diámetro y una matriz principalmente arenosa. Para las determinaciones sólo fue tenida en cuenta la fracción grava, prescindiendo de los análisis mecánicos por los inconvenientes circunstanciales derivados del tipo de la mencionada distribución, como también por el carácter de generalización regional que reviste el presente trabajo.

Dado el tiempo requerido para efectuar las determinaciones señaladas únicamente fue posible completar los registros en 20 estaciones, de las cuales 7 corresponden a las distintas *Planicies fluvio-glaciales* y 13 a los *Pedimentos*. Sin embargo, a pesar del bajo número de estaciones cubiertas, los resultados obtenidos muestran diferencias significativas entre los depósitos en cuestión.

En cuanto a la composición litológica, han sido consideradas la totalidad de los tamaños integrantes de la frac-

ción grava, a fin de lograr una información más fidedigna de los porcentajes a obtenerse, debido a que ciertos tipos son más comunes en un tamaño determinado. La identificación megascópica llevada a cabo en cada estación, se realizó sobre un total de 100 clastos tomados al azar en una superficie de 1 m², ubicándose a las distintas variedades existentes en 4 grupos principales, a saber: vulcanitas, plutonitas, metamorfitas y sedimentitas. Además, hubo de seleccionarse cierto número de ejemplares (80), con el propósito de configurar un cuadro litológico de mayor detalle mediante el estudio de sus correspondientes secciones delgadas. Cabe consignar que tal agrupamiento no es estricto, puesto que por razones obvias se han incluido a las hipabisales dentro de las vulcanitas.

Para las determinaciones de forma y redondez, hemos recogido en cada estación 100 guijarros (16 mm - 64 mm) de la asociación litológica más representativa, es decir, vulcanitas y preferentemente de naturaleza ácida. En el primer caso recurrimos al gráfico de Zingg (1935), basado en la relación axial de los clastos, sobre el cual se han trazado curvas hiperbólicas que representan valores de igual esfericidad (Krumbein 1941), mientras que para la redondez fue empleada una técnica expeditiva, adoptando el gráfico de comparación visual propuesto por Krumbein en la misma obra.

Como el material clástico analizado proviene en ambos casos del área cordillerana, estimamos que su composición litológica constituye, si bien en forma indirecta y muy generalizada, un aporte al conocimiento de la región andina en esta latitud; por ello describiremos previamente las variedades halladas, adoptando el criterio de agrupar y resumir las características generales sin hacer distinciones sobre las unidades geomórficas que las contienen.

VULCANITAS

RIOLITAS. — Presentan texturas típicamente porfíricas en las cuales se advierte una variación de pasta entre micro y criptocristalina; en aquéllas de grano más grueso suele desarrollarse un intercrecimiento micropegmatítico, junto con agregados radiados de feldespatos potásicos, rasgos estos peculiares de las riolitas granofíricas. Asimismo, son comunes las riolitas de pasta vítrea fluidal devitrificada, en algunos casos con formación de esferulitas y bandas delgadas de feldespatos potásicos. Menos frecuentes resultan aquéllas de pasta holocristalina, donde persisten grietas perlíticas que indican un estado vítreo primitivo.

Los fenocristales en general carecen de idiomorfismo y están constituidos por perfitita, cuarzo, oligoclasa y biotita acompañada en contadas ocasiones por hornblenda.

Es muy frecuente la inclusión de xenolitos de naturaleza volcánica y metamórfica (metacuarcitas finas) muy subordinados; cuando el contenido aumenta considerablemente pasan a riolitas brechosas.

Las rocas son frescas, salvo alteración incipiente del feldespatos que se traduce en la formación de material arcilloso y laminillas de sericita, como asimismo en la cloritización y desferrización de la biotita.

RIODACITAS. — De textura porfírica mediana a gruesa, con pasta intergranular, fenocristales tabulares cortos de andesina y cuarzo anhedral, ambos con bordes generalmente muy irregulares por efectos de corrosión.

La plagioclasa muestra un estado avanzado de alteración en sericita y carbonato, mientras que la alteración del félico en carbonato y óxido de hierro es total.

DACITAS. — Muestran en general los mismos rasgos texturales que las riolitas, aunque aparentemente las vítreas son menos frecuentes; además es común observar una obliteración textural por efectos de silicificación, acompañada de finas venas silíceas.

Los fenocristales están constituidos por andesina generalmente idiomorfa, a menudo zonal, cuarzo con bordes resorbidos, hornblenda y excepcionalmente biotita.

Como acontece en las riolitas, incluyen xenolitos de naturaleza similar y gradan a dacitas brechosas al aumentar su contenido.

La alteración del feldespatos en material arcilloso y sericita es incipiente, mientras que la hornblenda se encuentra totalmente alterada, salvo escasos individuos, en penninita o penninita y óxido férrico o penninita, carbonato y óxido férrico.

ANDESITAS. — Como texturas predominantes figuran las porfíricas de pasta intersertal, hialopilitica, hialopilitica fluidal y pilótaxica fluidal.

No faltan ejemplares que presentan silicificación parcial de la pasta.

Los fenocristales son idiomorfos y comprenden a individuos de andesina zonal, anfíbol y escasos de enstatita.

La alteración de la plagioclasa es leve, aunque existen casos donde es completa, con formación de material arcilloso, sericita y carbonato. El anfíbol, si bien se encuentra totalmente alterado en clorita o clorita y óxido de hierro o clorita, carbonato, epidoto, cuarzo y óxido de hierro, es reconocible por su hábito característico.

BASALTOS. — La textura más frecuente resulta la intergranular, en parte subofítica cuando gruesa, integrada por cristales tabulares alargados de labradorita e individuos de augita titanífera, olivina y abundante magnetita.

Estos componentes no están alterados, salvo en algunos casos donde se observan delgadas guías zeolíticas y laminillas sericíticas desarrolladas en la plagioclasa, como así también leves y parciales pasajes de serpentina y clorita en el piroxeno y la olivina.

Menos comunes son las texturas porfíricas gruesas, de pasta muy fina intergranular a intersertal, con fenocristales tabulares muy fracturados de labradorita de hábito rectangular y muy escasos de enstatita, algunos totalmente alterados en clorita.

Por excepción se encuentran texturas glomeroporfíricas, determinadas por la agrupación de fenocristales de labradorita, olivina y augita, englobados por una pasta hialopilitica fluidal.

PLUTONITAS

GRANITOS. — La textura varía entre granular mediana alotriomorfa e hipidiomorfa, en parte micrográfica. Comúnmente contienen feldespato perfitico, cuarzo, oligoclasa, biotita castaña y hornblenda en contadas ocasiones. Se hace más evidente en los granos de cuarzo efectos de presiones, ya que éstos aparecen con extinción ondulada en grado variable.

La alteración en material arcilloso y sericita es incipiente, hallándose principalmente circunscripta a la perfitita.

GRANODIORITAS. — Textura hipidiomorfa constituida por individuos de oligoclasa y anfíbol, rodeados por feldespato potásico y cuarzo, estos últimos intercrecidos por sectores.

Dicha relación resalta debido a la existencia de una mayor alteración del feldespato potásico en un material arcilloso-sericítico. En la oligoclasa sólo se han desarrollado escasas laminillas sericíticas, mientras que el anfíbol no muestra indicios de alteración.

GABBROS. — Textura granosa muy gruesa hipidiomorfa, integrada por labradorita, anfíbol y abundante magnetita. Los minerales no presentan alteración.

METAMORFITAS

FILITAS

CUARCÍICAS. — Comprenden a esquistos foliados compuestos por muscovita, biotita, cuarzo, con feldespato y clorita subordinados. La foliación resalta debido a la alternancia de finas bandas micáceas y cuarcíticas, de textura lepidoblástica y granoblástica, respectivamente, con desarrollo de micropliegues en las primeras. Además es muy común la presencia de cuarzo inyectado.

ANFIBOLITAS. — Se han distinguido dos tipos de anfíbolitas con textura granoblástica, representadas por las asociaciones hornblenda-plagioclasa-cuarzo y hornblenda-plagioclasa-epidoto-cuarzo. Como en el caso anterior resulta frecuente la inyección cuarzosa.

CALIZAS. — Textura granoblástica con evidencias de procesos dinámicos manifestado en la deformación, aunque poco marcada, de los blastos, a la que se suma una ligera flexura de los planos de clivaje y una incipiente granulación entre algunos individuos.

SEDIMENTITAS

ARENISCAS. — Textura fina y granos subredondeados, de naturaleza principalmente lítica feldespática, con cemento silíceo microcristalino y férrico.

TOBAS. — Textura fina, vitrocrystalinas y devitrificadas.

A continuación se agrega un cuadro que ilustra sobre la distribución e importancia con respecto a la abundancia relativa decreciente estimada entre las variedades de cada grupo, en los *Pedimentos* y las *Planicies fluvioglaciales*.

PEDIMENTOS	PLANICIES FLUVIOGLACIALES
<i>Vulcanitas</i>	<i>Vulcanitas</i>
riolitas	riolitas
riodacitas	riodacitas
dacitas	dacitas
basaltos	basaltos
andesitas	andesitas
<i>Plutonitas</i>	<i>Plutonitas</i>
granitos	granitos
granodioritas	tonalitas
	granodioritas
	gabbros
	(excepcionales)

Filonianas
aplitas

Filonianas
aplitas
pegmatitas
(excepcionales)

Metamorfitas
filitas
anfibilitas
cuarzo de inyección
calizas
(muy escasas)

Sedimentitas
areniscas
tobas

Sedimentitas
areniscas
tobas

Identificada la composición litológica, pasamos a detallar los resultados obtenidos de litología, forma y redondez, incluyéndose, con fines comparativos, los distintos promedios y además las medias aritméticas (M.a.) de los valores de esfericidad y redondez.

LITOLOGÍA

Pedimentos

	Vul.	Plut. (¹)	Metam.	Sedim.
Cº Guenguel :				
Est. 1.....	96	2	—	2
Est. 2.....	96	1	—	3
Est. 3.....	99	1	—	—
Est. 4.....	97	2	—	1
Est. 5.....	96	2	—	2
Promedio	96,8	1,6	—	1,6
Cañadón Salado :				
Est. 6.....	96	3	—	1
Est. 7.....	96	3	—	1
Est. 8.....	96	2	—	2
Est. 9.....	98	2	—	—
Promedio	96,5	2,5	—	1
Est. 10.....	79	16	5	—
Est. 11.....	88	7	4	1
Est. 12.....	89	6	4	1
Est. 13.....	86	11	3	—
Promedio	85,5	10	4	0,5

(¹) A fin de simplificar el recuento hemos incluido a las filonianas dentro de las plutonitas.

Planicies fluvio-glaciales

	Vul.	Plut.	Metam.	Sedim.
El Pluma :				
Est. 14.....	75	15	8	1
Botello :				
Est. 15.....	70	14	16	—
Fénix :				
Est. 16.....	65	17	18	—
Est. 17.....	68	15	17	—
Buenos Aires				
Est. 18.....	74	17	9	—
Est. 19.....	68	16	15	1
Est. 20.....	60	26	14	—
Promedio.....	68,6	17,1	14	0,28

FORMA Y ESFERICIDAD

Pedimentos

	Esf.	Disc.	Pro.	Lám.	3	4	5	6	7	8	9	Ma.
C° Guenguel :												
Est. 1.....	30	33	22	15	—	1	14	38	43	4	—	.69
Est. 2.....	14	59	11	16	—	4	20	43	29	4	—	.66
Est. 3.....	7	53	13	27	—	4	35	39	20	2	—	.63
Est. 4.....	21	40	17	22	—	4	25	29	20	12	—	.66
Est. 5.....	25	48	12	15	1	1	17	46	27	8	—	.67
Promedio	19	47	15	19								.66
Cañadón Salado :												
Est. 6.....	35	55	7	3	—	—	6	24	56	14	—	.73
Est. 7.....	15	65	7	13	—	2	20	48	26	3	1	.66
Est. 8.....	23	53	11	13	—	3	11	42	33	11	—	.69
Est. 9.....	21	47	14	18	—	4	25	46	23	2	—	.63
Promedio	23,5	55	9,7	11,7								.68
Est. 10....	25	48	20	7	1	3	15	35	38	8	—	.68
Est. 11....	20	52	14	14	—	3	16	40	31	9	1	.68
Est. 12....	21	55	11	13	—	4	17	40	27	11	1	.68
Est. 13....	45	32	17	6	—	2	13	23	47	14	1	.71
Promedio	27,75	46,75	15,50	10								.69

Planicies fluvio-glaciales

	Est.	Disc.	Pro.	Lám.	3	4	5	6	7	8	9	Ma.
El Pluma :												
Est. 14	49	37	12	2	—	—	4	25	46	24	1	.74
Botello :												
Est. 15	51	33	13	3	—	—	1	23	50	23	3	.75
Fénix :												
Est. 16	76	18	6	—	—	—	2	9	43	41	5	.79
Est. 17	59	31	9	1	—	—	1	17	45	35	2	.77
Buenos Aires :												
Est. 18	56	17	23	4	—	—	2	21	51	23	3	.75
Est. 19	47	35	9	9	—	1	3	26	54	15	1	.73
Est. 20	37	30	29	4	—	1	6	29	51	11	2	.71
Promedio	51	29	16	4								.75

REDONDEZ

Pedimentos

	Subredondo		Redondeado		Bien redondeados			Ma.
	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	
C° Guenguel :								
Est. 1	—	—	11	36	43	8	2	.70
Est. 2	—	—	—	21	51	21	7	.76
Est. 3	—	—	—	40	35	20	5	.74
Est. 4	—	—	—	26	52	18	4	.76
Est. 5	—	—	4	48	42	5	1	.70
Promedio	—		33		67			.73
Cañadón Salado :								
Est. 6	—	—	—	32	46	19	3	.74
Est. 7	—	—	5	49	35	10	—	.69
Est. 8	—	—	1	44	45	8	2	.72
Est. 9	—	—	—	38	46	13	4	.73
Promedio	—		43		57			.72
Est. 10	—	12	34	42	10	2	—	.61
Est. 11	—	—	8	52	34	6	—	.69
Est. 12	—	—	3	46	37	13	1	.71
Est. 13	—	4	29	47	17	3	—	.64
Promedio	4		65		31			.66

Planicies fluvioglaciales

	Subredond.		Redondeado		Bien redondeados			Ma.
	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	
El Pluma :								
Est. 14.....	—	5	19	56	17	3	—	.64
Botello :								
Est. 15.....	—	9	38	40	10	3	—	.61
Fénix :								
Est. 16.....	—	7	47	39	5	2	—	.60
Est. 17.....	—	6	44	42	7	1	—	.60
Buenos Aires :								
Est. 18.....	3	14	46	33	4	—	—	.57
Est. 19.....	—	5	39	47	7	1	—	.60
Est. 20.....	3	17	39	37	3	1	—	.57
Promedio		11		80		9		.60

De los resultados alcanzados en conjunto surge que las gravas corresponden al tipo poligenético con elementos metaestables y por lo tanto pueden ser calificadas de inmaduras. Las gravas que cubren las superficies de transporte de los *Pedimentos*, como así también aquellas integrantes de las *Planicies fluvioglaciales*, provienen de fuentes geológicas disímiles situadas fundamentalmente en el ámbito cordillerano, presentando una gran variedad litológica con manifiesto predominio de la asociación volcánica sobre las restantes. Sin embargo, en los primeros el porcentaje de vulcanitas es mayor de 95 %, salvo en las estaciones 10, 11, 12 y 13 ubicadas en el Cordón El Pluma (*Pedimento Cañadón Salado*) en las inmediaciones y frente a la Morena Frontal Pluma, mientras que el resto corresponde a las plutonitas y sedimentitas en porcentajes aproximadamente similares. Las *Planicies fluvioglaciales* en cambio, encierran mayor número de variedades entre las cuales algunas no

participan en los *Pedimentos*, representadas por filitas, anfibolitas, cuarzo de inyección, calizas metamórficas, tonalitas, gabbros y pegmatitas anfibólicas. Además, el mayor contenido de plutonitas y la incorporación de metamorfitas, determina una disminución de las vulcanitas variando entre 60 % y 75 %. Aquí las sedimentitas faltan o llegan como máximo al 1 %. Debe destacarse que las estaciones anteriormente mencionadas, revelan valores intermedios entre los ya señalados, como consecuencia de la mezcla del material clástico perteneciente al *Pedimento Cañadón Salado* con aquel aportado por el hielo al rebasar el Cordón El Pluma.

Resumiendo, tres son las fuentes geológicas que abastecieron a los depósitos formados en las áreas de pedimentación y cuatro las que suministraron el material de las unidades fluvioglaciales.

Las variaciones litológicas anotadas, han dependido fundamentalmente de la distribución geográfica de esas fuen-

tes: abundancia, amplitud areal y de las condiciones geomórficas existentes en la provincia distributiva.

El relevamiento esquemático realizado por Heim (1940) en los alrededores del Lago Buenos Aires, dentro del sector chileno, sumado a las observaciones personales en las inmediaciones del Río Simpson (Argentina), nos lleva a considerar la existencia de vulcanitas situadas en una franja paralela y adyacente al límite internacional, cuyo ancho alcanza unos 50 km aproximadamente. Hacia el poniente de dicha franja, según el citado autor, se encuentra expuesto un conjunto estratigráfico formado por metamorfitas premesozoicas y cuerpos de rocas graníticas integrantes del batolito de reconocida amplitud regional en los Andes patagónicos.

Estos ambientes geológicos constituyen las fuentes primordiales del material sedimentario dispersado en el territorio argentino.

La distribución geográfica de estas fuentes nos permite confirmar que la franja referida constituía el área primordial de abastecimiento de la cubierta clástica de los *Pedimentos*. En cambio, en la época del englazamiento al sufrir la divisoria un acentuado desplazamiento hacia el Oeste con relación a la posición de la divisoria de aguas existente durante la formación de los *Pedimentos*, tuvo lugar la ampliación regional de la provincia distributiva, incorporando así nuevos elementos litológicos y mayor porcentaje de plutonitas, como lo atestiguan los depósitos de las distintas *Planicies fluvio-glaciales*.

En cuanto a las *formas* de los clastos, las determinaciones indican marcadas diferencias entre los depósitos de las unidades geomórficas analizadas, predominando los clastos *discoidales* en los *Pedimentos* y los *esféricos* en las *Planicies fluvio-glaciales*.

Además, los resultados obtenidos de esfericidad (promedio de la media aritmética) señalan valores contrastables para ambos depósitos, con índices in-

termedios en las estaciones 10, 11, 12 y 13 por las causas anteriormente mencionadas.

Los autores que han estudiado las causas genéticas de las posibles formas adoptadas por un elemento clástico, en general sostienen la importancia del control ejercido durante el transporte, por la conformación primitiva del fragmento al desprenderse de la roca madre. Sin embargo, algunos autores, entre ellos Gregory (1915) considera probable que bajo condiciones especiales de transporte fluvial (abrasión orientada), pueden desarrollarse con mayor facilidad formas discoidales.

En nuestro caso, teniendo en cuenta que las mediciones fueron realizadas sobre clastos de vulcanitas procedentes de fuentes comunes para ambos tipos de depósitos, llama la atención las sensibles diferencias existentes ya mencionadas.

Ante esta situación se plantean los siguientes interrogantes: ¿La diferencia es debida a las condiciones de desintegración reinantes en el área de procedencia durante el desarrollo del ciclo geomórfico bajo clima glacial y árido o semidesértico? ¿Es el resultado de los distintos mecanismos de transporte que caracterizan estos dos tipos climáticos? ¿Las posibilidades que involucren ambos interrogantes han actuado simultáneamente?

Dadas las variables que pueden presentarse, nos inclinamos a suponer que difícilmente los procesos de desintegración en las fuentes y los mecanismos de transporte de sus materiales hasta las áreas de depositación, puedan corresponder a condiciones comunes para ambos casos.

Los valores de redondez, asimismo indican notorias diferencias. En los *Pedimentos* la mayor parte de los clastos se encuentran *bien redondeados*, mientras que en las *Planicies fluvio-glaciales* predominan las formas *redondeadas*, lo cual evidencia un mayor transporte. Los resultados intermedios

obtenidos en las estaciones 10, 11, 12 y 13, suministran otra prueba más de la mezcla entre los depósitos genéticamente distintos.

En conclusión, los caracteres litológicos, de forma y redondez, constituyen en conjunto elementos de juicio que apoyan la existencia de unidades distintas, consideradas por nosotros *Pedimentos y Planicies fluvio-glaciales*.

VIII. RASGOS DE ACCION EOLICA

1. BAJOS

Con esta denominación incluimos todas las depresiones topográficas destacadas, de drenaje centrípeto, tan comunes en la Patagonia y que dentro de la zona estudiada sólo se desarrollan sobre el *Pedimento Cañadón Salado*.

Los de mayor significación comprenden aquellos ubicados en el noreste y dado sus caracteres geomórficos han sido separados para su descripción en *Bajos Nororientales y Bajo del Kensel*.

a) Bajos Nororientales

Están situados al Norte de la Loma Kensel a modo de un rosario orientado en dirección E, concordante con la pendiente regional del *Pedimento*. Cada uno de los *Bajos* que forman este conjunto han sido elaborados en sedimentos clásticos del Santacruceño y su piso se halla tapizado por limos arenosos transportados por *lavado laminar* de sus pendientes; generalmente pequeños rodados muy esparcidos asoman sobre los citados limos.

En algunos casos puede apreciarse una relación directa entre el área abarcada y el desnivel existente desde sus bordes hasta el centro de la cuenca. Los más pequeños suelen alcanzar a 1 km de extensión máxima y 10 m de profundidad, mientras que los mayores llegan a 3 ó 4 km, con una profundidad de 30 metros.

Las curvas de nivel próximas a los bordes de estas depresiones muestran una marcada forma en V, cuya orientación coincide con la alineación referida precedentemente, insinuando la existencia de un antiguo valle somero. En las divisorias que separan los *Bajos* entre sí, se observa una evidente merma de rodados en relación a la cantidad propia de la superficie de pedimentación de la cual provienen, encontrándose en ocasiones reducidos sectores desprovistos de ellos.

b) Bajo del Kensel

Se encuentra ubicado al pie de la Loma Kensel, en su sector occidental, resultando el de mayor extensión y profundidad. Esta depresión, desarrollada como en el caso anterior sobre sedimentos santacruceños, tiene forma pentagonal elongada en dirección W-E y cubre un área de 20 km² aproximadamente, considerando el contorno de la misma a la curva de nivel de 700 m, coincidente con la superficie del *Pedimento Cañadón Salado*. Su longitud alcanza a 7 km (W-E), con un ancho máximo de 4 km (N-S).

El camino que desciende desde el borde occidental en dirección hacia el naciente, divide al Bajo en dos sectores, Norte y Sur, aproximadamente simétricos. En el primero se encuentran establecidas dos pequeñas lagunas temporarias a diferentes niveles. De ellas, la occidental está situada a una altura de 645 m.s.n.m., mientras que la oriental se halla a un nivel inferior cuyo punto más bajo llega a 592 m.s.n.m.; en cambio el sector sur contiene sólo una laguna formada a 600 m.

En resumen, esta depresión posee tres pequeñas cuencas independientes, dos de ellas establecidas a alturas similares y la restante a un nivel superior.

Al descender por el camino mencionado en dirección al naciente se observa un pequeño "pedimento", cu-

bierto por un manto de grava que aumenta de espesor hacia su extremo distal donde adquiere el carácter de aterrazado, actuando de divisoria de aguas entre las tres cuencas citadas.

Las pendientes que delimitan el *Bajo* muestran valores angulares de consideración, especialmente en los primeros metros a partir de la superficie del *Pedimento Cañadón Salado*, decreciendo en su tramo inferior como consecuencia de la acumulación de materiales de talud. Estos valores varían entre 50° y 70°, en las pendientes norte y sur, mientras que sobre la ladera occidental de la Loma Kensel, llegan a un máximo de 80°. En el sector oeste es más tendida y no excede los 15° ya que está desarrollada sobre el pequeño "pedimento" aterrazado (véase figura 3).

c) Origen

De la escasa bibliografía existente surgen tres tendencias antagónicas en cuanto al origen de estos *Bajos*. Windhausen (1922-25) y Keidel (1917-19) asignan gran importancia a los procesos diastróficos. Otros autores, en cambio, consideran a la acción eólica como el agente primordial, Feruglio, (1950), y Frenguelli (1957). Este último los compara con los "Pfannen" y "Wannen" formados en muchas regiones del orbe sometidas a clima árido y semidesértico.

La idea actualmente generalizada concuerda con el criterio de Groeber (1953), Auer (1956), Czajka (1957) quienes les asignan origen glacial por exaración. Sin embargo, el último autor citado estima probable la intervención eólica en ciertos casos.

En base a las observaciones realizadas, descartamos la intervención glacial y consideramos que su elaboración se debe a la acción combinada de varios procesos, con predominio de uno de ellos durante un lapso dado, dependiendo en gran parte de las condiciones climáticas y topográficas rei-

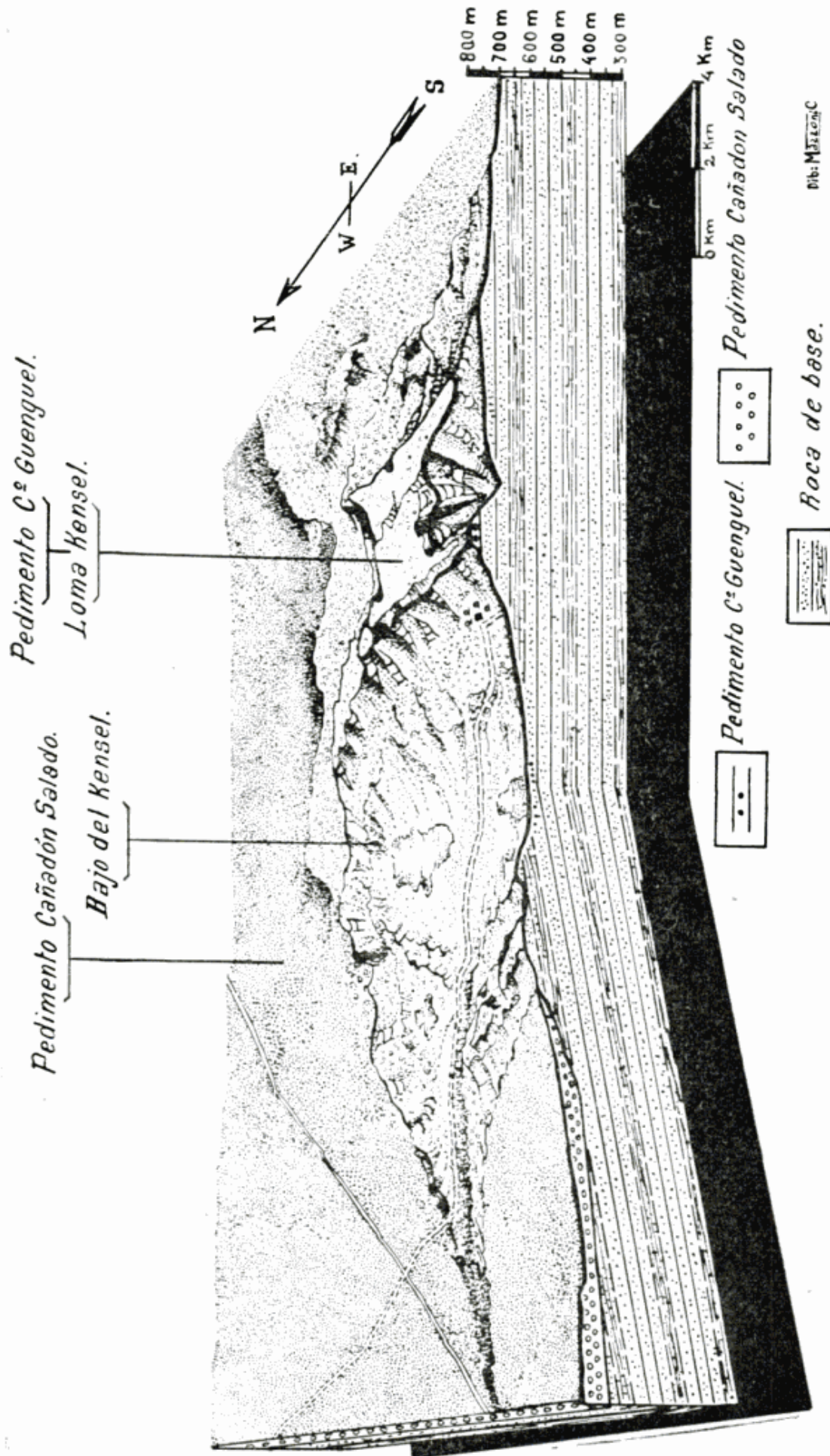
nantes. De estos procesos asignamos mayor importancia a los siguientes:

- 1) *Acción eólica*
- 2) *Meteorización*
- 3) *Lavado de la pendiente*
- 4) *Retroceso de la pendiente*
- 5) *Acción fluvial*

Una vez establecido el *Pedimento Cañadón Salado*, la configuración inicial del paisaje en el momento que los citados procesos comenzaron a actuar, estaba caracterizado por la existencia de dicha superficie (*Pedimento*) y la Loma Kensel, como rasgos geomórficos destacados. Este *Pedimento* presentaba un manto de grava con espesor variable que en determinados lugares no había alcanzado a cubrir totalmente la *roca de base*, por emerger ésta sobre la superficie referida. Esta situación topográfica también es supuesta por el Dr. Quartino (comunicación verbal) quien considera a las depresiones situadas en la Hoja Río Senguer (Bajo Grande, Bajo de la Cancha) como el resultado de una inversión del relieve, en la idea de que la cubierta de grava sobrepuesta al pedimento no alcanzó a cubrir las lomas desarrollándose en ellas la destrucción inicial y socavamiento, factores que explicarían en parte, la posible escasez de grava en el piso de los Bajos.

d) Conclusiones

Las condiciones iniciales requeridas para el desarrollo de los Bajos Nor-orientales, fueron propicias en las restringidas zonas desprovistas de grava. Allí, la *acción eólica* actuó como factor primordial secundada por la *meteorización* y el *lavado laminar* (sheet wash), que contribuían como procesos destacados en la disgregación de material integrante de la *roca de base*. A medida que las depresiones aumentaban de profundidad, el *retroceso de la pendiente* adquiría mayor importancia como resultado del creciente desnivel



Dr. M. J. C.

Roca de base.

Fig. 3. — Bajo del Kensel (block diagram)

originado entre el piso de los bajos y la superficie del *Pedimento Cañadón Salado*. Por otra parte, si bien existen ligeras y cortas incisiones que desembocan en los *Bajos*, no hay evidencias de que la *acción fluvial* haya tenido real significación en la elaboración de estas depresiones, mientras que en el *Bajo* de Kensel su intervención ha sido mayor, atestiguada por la presencia de formas aterrazadas.

En la valoración de los procesos actuantes que llevaron a la presente configuración de los *Bajos Nororientales*, podemos enumerar en orden de importancia a la *acción eólica* (fundamentalmente deflación) secundada por la *meteorización*, *lavado laminar* y el *retroceso de la pendiente*, siendo de carácter muy subordinado la *acción fluvial*.

En cuanto al *Bajo* de Kensel, consideramos que su elaboración tuvo causales algo diferentes. Una vez finalizada la construcción del *Pedimento Cañadón Salado*, emergía sobre éste la Loma Kensel a más de 100 m de altura. El perfil de dicho relieve positivo presenta forma trapezoidal cuya base menor está coronada por el manto de grava perteneciente al *Pedimento C^o Guenguel*. El lado occidental muestra una fuerte pendiente con un máximo de 30°, en la que afloran sedimentos disgregables del Santacrucense, mientras que el oriental es muy tendido con valores inferiores a los 3°, donde la mencionada *roca de base* sólo aflora excepcionalmente. Esta última, en gran parte aparece cubierta por grava retransportada durante los diferentes estados intermedios desarrollados en la elaboración del *Pedimento Cañadón Salado*. En cambio la base menor, constituye el único resto existente del *Pedimento C^o Guenguel*.

Por lo manifestado anteriormente se infiere que el relieve inicial a partir del cual comenzó a formarse el *Bajo*, estaba compuesto por la superficie del

Pedimento Cañadón Salado y la Loma Kensel, que presentaba su ladera occidental con inclinación pronunciada y la *roca de base expuesta*. Estas condiciones favorecieron los procesos de *meteorización*, *retroceso de la pendiente*, *acción eólica* y *lavado laminar*, una vez finalizada la elaboración del *Pedimento Cañadón Salado*.

En consecuencia, la pendiente comenzó a desplazarse hacia el naciente, dejando entre el pie primitivo y actual de la Loma Kensel, una superficie labrada en los sedimentos santacrucenses referidos, sobre la cual actuaron esencialmente la *meteorización*, el *lavado laminar* y la *deflación*, originando una cuenca que se extendía y profundizaba gradualmente. Esta mantenía la fuerte pendiente primitiva de su lado oriental, mientras que en el occidental tomaba forma un pequeño "pedimento" por la acción del escurrimiento de aguas desplazadas principalmente con movimiento laminar hacia el centro de dicho accidente topográfico, con el consiguiente retransporte de la grava del *Pedimento Cañadón Salado* de las inmediaciones. Por acción de este mecanismo, parte de la *roca de base* quedó cubierta y protegida, circundando de tal manera a la pequeña cuenca que actualmente se encuentra dentro del *Bajo* a 650 m de altura.

Las dos depresiones restantes, de dimensiones algo mayores a la anterior, están ubicadas en el sector oriental, a 592 m y 600 m de altura, respectivamente. Su formación se debería a los mismos agentes ya citados, pero es muy probable que la *meteorización*, el *lavado laminar*, la *acción eólica* y el *retroceso de la pendiente* hayan prevalecido, determinando la ampliación y profundización del *Bajo* del Kensel. Si bien el *lavado laminar* extendió algo más hacia el naciente el pequeño "pedimento" con su manto de grava, consideramos que el *flujo laminar* allí fue reemplazado por *flujo lineal* como consecuencia, posiblemente, de una pe-

queña variación en los factores climáticos, así como por el continuo cambio del nivel de base a medida que el *Bajo* era profundizado. Ello ocasionó la formación del valle desarrollado en el sector sur, cuya erosión retrocedente originaba una progresiva incisión hacia el poniente sobre la superficie del *Pedimento Cañadón Salado*.

La evolución geomórfica del *Bajo del Kensel* reseñada precedentemente, ha sido bosquejada en forma muy general en la figura 2. Las evidencias observadas para dicha interpretación son las siguientes:

- 1º Las lomadas que emergen sobre el *Pedimento* y rodean los bordes norte y sur del *Bajo*, constituían parte de la loma *Kensel*, indicando su límite más occidental en ocasión de iniciarse los procesos erosivos. La preservación como relieve positivo se debe a que la grava localizada en el remanente del *Pedimento Cº Guenguel*, caía cubriendo parcialmente a la *roca de base*, a medida que la erosión progresaba, actuando como protectora.
- 2º La presencia de *ventifactos*, descritos en el siguiente capítulo, son pruebas fehacientes de épocas en las cuales la *acción* del viento tuvo marcada importancia. Si bien la deflación actuó con energía durante el englazamiento de la región, debemos destacar que actualmente persisten sus efectos, aunque en menor escala e intensidad. Es común observar en días de fuertes vientos como la deflación actúa sobre los bajos, transportando grandes cantidades de material pulverulento.
- 3º El pequeño "pedimento" confirma la existencia de procesos que responden fundamentalmente a *flujos laminares*.
- 4º El valle desarrollado en el sector Sur y los sedimentos aterrizados que se encuentran en la parte cen-

tral, son sin duda el resultado de la *acción fluvial*.

Es evidente que nuestras conclusiones presentan criterios totalmente diferentes con los sustentados por Groeber, Auer y en parte Czajka.

No hemos hallado prueba alguna para atribuir a procesos de exaración la génesis de estas depresiones, puesto que la inexistencia de drift glacial y/o estratificado, así como en sus formas de campo correspondientes, dentro y en las inmediaciones de los *Bajos*, constituyen argumentos valederos para negar el origen glacial sostenido.

Aún en el presente actúan los procesos mencionados, aunque probablemente con intensidad menos efectiva que la reinante en el pasado geológico. Entre ellos hemos observado en acción el *lavado en manto* y la *deflación*, en días de lluvias y fuertes vientos, respectivamente.

2.) VENTIFACTOS

Incluimos su estudio porque constituyen un rasgo regional típico, vinculado a las condiciones climáticas creadas principalmente durante la época glacial.

La indudable existencia de centros anticiclónicos establecidos por la presencia del hielo, el relieve de los depósitos glaciales y fluvio-glaciales, la abundancia de material detrítico fino disponible y la escasez de vegetación, fueron los factores determinantes para la formación de ventifactos.

La abrasión cólica tuvo lugar esencialmente sobre el material de la zona englazada, siendo mucho menor sus efectos en la grava de ambos *Pedimentos*.

Como testigos incuestionables, se observan texturas superficiales de desgaste originadas por acción de arena y polvo sopladados sobre el material clástico grueso que, semienterrado, tapiza gran parte de la región. De este

material, son los bloques erráticos de los distintos arcos morénicos los elementos que presentan signos más profundos de desgaste, con excepción de las superficies ubicadas a sotavento. En cambio en los individuos correspondientes a la fracción grava, si bien el efecto fue de menor grado, la totalidad de la superficie se encuentra desgastada. Esta última característica y la presencia de grava residual (lag concentrate) sobre los arcos morénicos, sugieren que una parte superficial de la matriz de los distintos till y de la fracción arenosa de las planicies fluvio-glaciales han sido eliminados por deflación dando oportunidad a los individuos a rotar lentamente, exponiendo con el tiempo toda su superficie a la acción abrasiva del viento. No debe descartarse la posibilidad de que dicho movimiento haya sido también favorecido por la acción de congelamiento y fusión alternante.

Las diferencias de desgaste mencionadas entre los bloques y la grava, tiene una explicación lógica en el hecho de que los primeros ofrecen mayor obstáculo al impacto de las partículas. Además han mantenido, desde su emplazamiento por el hielo hasta el presente, la misma orientación.

Con respecto a los médanos costeros situados en la zona oriental del lago Buenos Aires, sus materiales provienen exclusivamente de las playas actuales del citado lago y han sido acumulados sólo en sus inmediaciones. En cambio, la existencia de texturas superficiales esculpidas en bloques y gravas son fundamentalmente el resultado del intenso desgaste eólico, condicionado por las características climáticas reinantes durante la época de englazamiento.

Texturas características

La acción abrasiva ejercida en los bloques y grava, permiten diferenciar las siguientes *texturas superficiales* más comunes:

a) Superficies irregulares ocasionadas por la distinta dureza de las partes componentes de la roca (tanto en bloques como en grava).

Cristales, fenocristales, xenolitos volcánicos incluidos en rocas también volcánicas, venas de cuarzo en filitas y anfibolitas, como así también zonas de composición distinta, especialmente en rocas metamórficas, se encuentran en realce por su mayor resistencia al desgaste determinando una textura de diseño muy irregular.

b) Superficies acanaladas (principalmente en bloques).

Formación en superficies paralelas o subparalelas a la dirección del viento, de concavidades ahuecadas contiguas, que en conjunto determinan una textura fina uniforme y de suave relieve. En general las dimensiones de estas concavidades varían entre 20-50 mm de longitud, 5-10 mm de ancho y 2-5 mm de profundidad, aunque es común hallar tamaños mayores.

Su máxima profundidad se encuentra hacia barlovento y disminuyen gradualmente en dirección opuesta.

La orientación es independiente de la estructura que puede presentar la roca.

Suelen cortar normal o diagonalmente estructuras de fluidalidad o esquistosidad, como así también existen ejemplares donde la acción del viento es paralela a la última, lo cual motiva que el desgaste pueda ser más profundo aprovechando la continuidad de las partes menos competentes, como acontece en las zonas micáceas y anfibólicas, de filitas y anfibolitas respectivamente.

En aquellos casos que presentan inyección cuarzosa, ésta se encuentra en manifiesto realce, a modo de lomos, separados por depresio-

nes paralelas que constituyen las zonas mencionadas.

- c) Superficies caracterizadas por la presencia abundante de hoyos (tanto en gravas como en bloques).

En los bloques, el tamaño, la forma y la distribución de estas cavidades, se hallan controladas principalmente por la posición de las superficies expuestas, con respecto al sentido del viento. A barlovento, donde las superficies de impacto presentan pendientes pronunciadas, las cavidades son circulares a oblongas y profundas; a medida que la pendiente decrece hacia la parte superior y en los flancos de los bloques, aquéllas adoptan formas tubulares abiertas (las mayores tienen 5 cm de ancho, 4 cm de profundidad y 15 cm de largo), pasando gradualmente a las pequeñas concavidades ahusadas ya citadas, en los flancos y techo de los mismos. Cuando el extremo expuesto a barlovento presenta superficies de diferente pendiente y orientación, las cavidades suelen disponerse radialmente.

En muchos casos, como acontece en anfibolitas sin inyección cuarzosa, el desgaste alcanza tal magnitud que la superficie original situada a barlovento, ha sido completamente borrada quedando una superficie en extremo irregular, determinada por profundas cavidades (7 cm) y agudas saliencias conoidales.

En la fracción grava los hoyos están distribuidos en toda la superficie, debido a los continuos cambios de posición con respecto al sentido del viento. Sus dimensiones en diámetro y profundidad varían entre 2 mm y 5 mm respectivamente, aunque algunos llegan al centímetro.

- d) Superficies caracterizadas por sus amplias formas cóncavas (sólo en bloques).

En rocas graníticas las superficies expuestas a barlovento, presentan concavidades cuyos tamaños varían de acuerdo a las dimensiones de los bloques. Las más pequeñas tienen 40 cm de diámetro por 30 cm de profundidad y las mayores alcanzan a 2 m de diámetro por 1 m de profundidad aproximadamente. Es evidente que cuando la textura de la roca es granosa, intervienen simultáneamente la meteorización y la abrasión eólica. Donde la intensidad de ambos procesos combinados es mayor, especialmente en las superficies expuestas a barlovento, la destrucción de la roca es más rápida, determinando un perfil cóncavo de superficie áspera.

- e) Superficies muy brillantes (en bloques y grava).

Resulta excepcional encontrar ejemplares con esta característica textural, aunque, como es obvio, las superficies se presentan pulidas en todos los casos.

- f) Individuos facetados (en grava).

Estas formas no son comunes; en clastos que exceden los 10 cm suelen presentar sus facetas con textura acanalada.

Con el propósito de precisar la dirección predominante de los vientos durante la época de englazamiento, fueron elegidos aquellos elementos clásticos que presentan texturas lineales (superficies acanaladas) producidas por acción eólica. Para ello se midieron los azimuts de dichos rasgos en 39 bloques erráticos ubicados en las Morenas Pluma, Botello y Fénix.

Debe aclararse que las mediciones fueron realizadas en bloques situados en las partes más elevadas del relieve morénico, a fin de evitar las varia-

ciones producidas por el "encauzamiento" del viento de los cañadones. Las irregularidades topográficas del relieve controlaban localmente y cerca de la superficie, la dirección de los vientos originando desviaciones que se reflejan en la variación de los azimuts. Existen casos extremos en cañadones que siguen una dirección N-S, donde los bloques presentan texturas lineales concordantes con la citada orientación, es decir en ángulo recto a la dirección regional de los vientos predominantes.

Los resultados están representados gráficamente en el mapa, mediante una distribución de frecuencia circular que incluye el vector medio resultante, calculado en base al método estadístico citado por Potter y Pettijohn (1963). La representación muestra una marcada orientación W-E, con una clase modal comprendida entre 80° - 100° y un azimut de 80° como vector medio.

IX. RASGOS DE REMOCION EN MASA

1) RELIEVE DE ROCAS DESLIZADAS

A fin de ubicar los tipos y rasgos de las acumulaciones originadas por *movimiento en masa* (mass-movement), hemos adoptado la clasificación propuesta por Sharp (1938), quien los divide en cuatro grupos, a saber: *movimiento de flujo lento, movimiento de flujo rápido, deslizamiento y subsidiencia*.

En nuestro caso, los rasgos geomórficos que resultan de estos movimientos son atribuidos a deslizamiento, definido como un desprendimiento perceptible de una masa relativamente seca de tierra, roca o mezcla de ambas. Aunque existen excepciones, el desplazamiento es rápido o moderadamente rápido, comprendiendo una combinación de desprendimiento y deslizamiento, (slip). En este grupo se distinguen los siguientes tipos, diferenciados de acuerdo al promedio y carácter del movimiento, así también como a la

clase de material (detrito suelto, *roca de base* o mezcla de ambos):

- desmoronamiento (slump) *
- deslizamiento de detrito (debris-slide) *
- caída de detrito (debris-fall) *
- deslizamiento de roca (rock-slide) *
- alud de rocas (rock-fall) *

En un *deslizamiento*, el citado autor estima adecuado adoptar las divisiones propuestas por Heim (1932).

- a) Abrissgebiet o sector superior desde el cual el material se desprende.
- b) Fahrbahn o Sturzbahn, sector medio o zona de deslizamiento.
- c) Ablagerungsgebiet, sector de deposición donde se instala el material deslizado.

A veces suele faltar cualquiera de estos sectores o superponerse, como consecuencia del limitado espacio donde tiene lugar.

Sharp a la vez define *desmoronamiento* como el deslizamiento de una masa de roca o de material no consolidado, de cualquier tamaño, que se desplaza como una unidad o varias subsidiarias, generalmente con rotación hacia atrás en relación a un eje más o menos horizontal y paralelo a la pendiente o escarpa.

Teniendo en cuenta esta clasificación, las acumulaciones originadas en la zona por *movimientos en masa* pertenecen a los tipos denominados *desmoronamiento* y *deslizamiento de detrito*.

a) *Desmoronamiento*

Corresponde a las acumulaciones situadas al pie de la Meseta del Guenquel, limitadas por las Morenas Frontales de los Subpisos Botello y Fénix,

* Traducción Turner 1960.

así como los depósitos fluvioglaciales de este último, constituyendo la unidad geomórfica que hemos denominado *Relieve de Rocas Deslizadas*. Su representación en el mapa es esquemática y sus dimensiones sólo son aproximadas, dado que el relevamiento topográfico realizado en ese sector es muy deficiente. Ocupa un área de 24 km², con una longitud de 12 km en sentido W-E y un ancho de 2 km.

Esta unidad presenta principalmente en su extremo distal, un relieve caracterizado por una serie de suaves lomadas con pequeñas cuencas sin desagüe, que a "prima facie" puede ser interpretado como un paisaje morénico. Sin embargo, en el sector ubicado al pie de la Meseta del Guenguel se distingue un conjunto definido de bloques dislocados con la *roca de base* expuesta, que atestiguan su desprendimiento marginal de aquélla. Resulta frecuente observar en los bloques mejor conservados un marcado giro hacia atrás producido sobre un eje horizontal, durante su desplazamiento, originando al mismo tiempo una inclinación, variable entre 10 y 20°, de la superficie horizontal primitiva, cuando ella formaba parte de la meseta mencionada.

El reconocimiento litológico realizado sobre la grava que cubre al área de *desmoronamiento*, muestra similitud con aquélla que forma parte del *Pedimento C° Guenguel*, corroborando así un origen común. En ambos casos puede constatar un gran porcentaje de rocas volcánicas, pocas plutonitas y ausencia de metamorfitas, a diferencia de los depósitos glaciales donde las dos últimas se encuentran en mayor proporción.

No existen evidencias geomórficas claras utilizables en la ubicación del contacto entre esta unidad y los depósitos correspondientes al Subpiso Fénix (morenas y planicies fluvioglaciales). Además, la presencia de algunos bloques erráticos sobre las lomadas de la zona distal, cuya grava tiene similitud

litológica con aquella integrante del *Pedimento*, imposibilita definir la posición estratigráfica precisa de la unidad en cuestión. Por tales razones surgen dos alternativas:

1. Considerar el *Relieve de Rocas Deslizadas* de posterior formación al avance del hielo que originó los depósitos del Subpiso Botello, pero anterior a los del Subpiso Fénix.
2. El movimiento en masa se habría producido con posterioridad al establecimiento de los Subpisos Botello y Fénix, determinando la mezcla superficial de la grava del *Pedimento* con aquélla perteneciente a los depósitos glaciales.

Otro ejemplo de *desmoronamiento* fue observado en la margen derecha del Cañadón Botello, 2 km al Sur del punto acotado a 550 m, abarcando una superficie inferior a 0,5 km². Tuvo lugar sobre las barrancas del mismo, formadas por sedimentos de la planicie fluvioglacial originada durante el segundo englazamiento de la región.

b) *Deslizamiento de detritos*

En la terraza inferior del Río Deseado, sobre su margen izquierda y a la altura de la Morena Frontal Fénix, se encuentra un depósito de unos 2 m de espesor con una extensión de 0,15 km², que corresponde a este tipo de *movimiento en masa*. Este desplazamiento acaeció en escasos segundos, según manifestación de los pobladores del lugar, coincidiendo con la serie de terremotos que asoló el centro y sur de Chile durante el año 1960. La totalidad del área se deslizó simultáneamente y al encontrar a 150 m del pie de la barranca una colada basáltica encauzada en el valle, el material fue plegado y en algunos casos sobrescurrido, al actuar aquélla de muro de contención.

X. REGIONALIZACION GEOMORFICA

En 1946 Frenguelli ya había destacado las dificultades que surgían al intentar la realización de un esquema geomórfico del territorio argentino, debido a la inexistencia de conocimientos, que aún subsisten, sobre amplias regiones. A ello se suma la pérdida de vigencia de nuestros estudios especializados, determinado por los adelantos experimentados en esta disciplina durante las dos últimas décadas.

No obstante, con los elementos disponibles y adoptando la clasificación de Ledebev (1961), empleada por Polanski (1962) en Mendoza, presentamos un bosquejo de distribución regional en base a Unidades Geomórficas de distinta jerarquía. Considerando que mediante futuros estudios pueden modificarse el orden y unidades establecidas, las divisiones del Cuadro IV revisten carácter provisorio.

Teniendo en cuenta los rasgos geomórficos regionales de la Patagonia, creemos apropiado diferenciar como *Territorios* a la Patagonia Extra-Andina de la Cordillera Austral o Patagónica. La primera constituye un relieve típico que ocupa gran parte del País (Patagonia), mientras que en la segunda ubicamos la Cordillera propiamente dicha.

En la Patagonia Extra-Andina distinguimos las *Provincias* denominadas Zona Pedemontana Patagónica, caracterizada por la existencia de gravas en distintos niveles, correspondientes a *Pedimentos, Bajadas, Terrazas de Erosión, Terrazas Aluviales*, etc., aquellos relieves también mesetiformes coronados por coladas basálticas de variado espesor, denominadas Mesetas Coronadas de Basalto y las Sierras Extra-Andinas como Sierra Grande, las Sierras del centro de Chubut, etc.

Luego diferenciamos la Faja Pedemontana Interna, que ocupa toda el área relevada, prolongándose hacia el naciente, de la Faja Pedemontana Ex-

terna que abarca hasta la costa atlántica. Las dos entidades citadas tienen gran extensión regional y caracteres típicos como para asignarles la jerarquía de *Distritos*, separadas al W y E, respectivamente, por las serranías del centro de Chubut.

En el rango de *Región* ubicamos a una unidad geomórfica que ha adquirido fundamental importancia dentro de la investigación especializada. Se trata de Cuenca en el sentido de Leopold, Wolman y Miller (1964). Cuando hablamos de Cuenca del Río Deseado o Cuenca del Río Senguer, nos referimos exclusivamente a la parte de dicha Cuenca situada en la zona de trabajo, sin dejar de reconocer por ello la amplitud regional de la totalidad del área que ocupan. De esta forma, estableceremos una ligera variante con respecto a las dos últimas categorías de Ledebev debido a las condiciones geomórficas del País PATAGONIA.

Finalmente, discriminamos en cada una de las REGIONES las denominadas *Unidades Geomórficas Simples* representadas en el mapa, que constituyen entes con marcada individualidad y fácilmente reconocibles.

XI. RODADOS PATAGONICOS

A) DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Como fuera adelantado en la Introducción, el objeto fundamental de este trabajo ha sido investigar el origen y dispersión de los "Rodados Patagónicos" dentro del área relevada.

Juzgamos conveniente aclarar el alcance dado hasta el presente a los términos Rodados Patagónicos, Rodados Tehuelches, etc., aplicados indiscriminadamente a los depósitos de grava que cubren gran parte de la Patagonia, correspondientes a distintos niveles y épocas de formación.

Considerando la diversidad de orígenes atribuidos en la extensa literatura existente, sugerimos la necesidad

CUADRO IV

País	Territorio	Provincia	Distrito	Región	Unidad geomórfica simple	
P A T A G O N I A	PATAGONICA EXTRA- ANDINA	A) ZONA PEDEMON- TANA PATA- GONICA	a) FAJA PEDEMONTANA INTERNA	I) CUENCA del R. Guenguel	1) Pedimentos 2) Morenas 3) Bajos 4) Terrazas	
				II) CUENCA del L° Bs. Aires R. Deseado	1) Morenas 2) Planicie flu- vioglacial 3) Terrazas	
				III) CUENCA del R. Deseado	1) Morenas 2) Planicie flu- vioglacial 3) Terrazas 4) Relieve de Ro- cas deslizadas	
				I) CUENCA del R. Senguerr Chico	
				II) CUENCA del R. Deseado	
				III) CUENCA del Gran Bajo Oriental	
			B) MESETAS CORONA- DAS DE BASALTO	a) MESETA DEL L° BUENOS AIRES	I) CUENCA del L° Bs. Aires
				b).....	II) CUENCA del R. Deseado
					II')
			SIERRAS EXTRA- ANDINAS	SIERRAS DEL CENTRO DE CHU- BUT, SIERRA GRANDE, etc.	I) CUENCA del R. Chubut
II) CUENCA del R. Senguerr Chico					
CORDILLERA AUSTRAL O PATAGONICA					

de comenzar un ordenamiento mediante trabajos regionales, distinguiendo las diversas unidades geomórficas y geológicas que involucran los denominados "Rodados Patagónicos".

Desde fines del siglo pasado se vislumbró la necesidad de separar aquellos depósitos primarios correspondientes a los niveles más elevados de los restantes. No obstante los autores siguieron empleando las denominaciones conocidas, y de ello resulta implícita, como unidad única, que realmente no es *Unidad Geomórfica* o *Unidad Geológica*.

Por tal motivo mantenemos esta denominación en sentido generalizado, aunque reconocemos, coincidiendo con varios autores, una posible diversidad de orígenes relacionada con los procesos geológicos que actuaron en su dispersión. Sin embargo, no involucramos en ellos a una unidad geomórfica o geológica única, mapeable en todo el territorio patagónico, sino que conservamos un nombre ampliamente generalizado en nuestra literatura con las limitaciones mencionadas, abarcando numerosas unidades geomórficas o geológicas correspondientes a distintas épocas en la evolución del paisaje. En nuestro caso sería apropiado entonces denominar en un relevamiento geológico, Formación Guenguel y Formación Cañadón Salado a las correspondientes gravas de cada uno de los *Pedimentos* homónimos, ya que comprenden a unidades perfectamente diferenciables.

Las apreciaciones sobre los problemas planteados están referidas exclusivamente a la zona de trabajo abarcada por el mapa adjunto y no se intenta, al menos por ahora, una generalización valedera para la totalidad del ámbito patagónico.

Como en nuestro caso existe acuerdo en el reconocimiento de las unidades de origen glacial que hemos descrito, trataremos de limitar el análisis al área abarcada por los *Pedimen-*

tos. Antes de comenzar debemos mencionar a Polanski (1962) como el primer investigador que reconoció en nuestro país la existencia de *Pedimentos* en la zona pedemontana mendocina.

En el Capítulo II dimos a conocer una síntesis sobre las ideas principales en relación a los Rodados Patagónicos y por ello consideraremos ahora los estudios referidos a la zona descrita o a regiones vecinas y aquellos que suministran generalizaciones para toda la Patagonia, si bien con obvias limitaciones.

Windhausen (1924) considera la posibilidad de reconstruir un "peneplain" de dimensiones gigantescas, supone la existencia de una red hidrográfica mucho más amplia después del paranaense y con ello la formación de las mesetas más altas.

Frenguelli (1926, pág. 242) refiriéndose a los Rodados Patagónicos manifiesta: "Por lo tanto ellos deben considerarse como acumulaciones fluviales, formadas en antiguos suelos de valles escalonados en forma de terrazas..." Cita a Roveretto (1912) para establecer el comienzo de la distribución de la grava a partir de la primera expansión glacial (Pichileufuense) aclarando que son necesarias mayor número de observaciones para dirimir el origen de los mismos.

Feruglio (1929, pág. 485) afirma que: "...seguramente en su mayoría es de origen fluvial". Adjunta un cuadro donde los sitúa con posterioridad a los Primeros Movimientos de la Tercera Fase Tectónica, es decir de edad Pliocena más inferior.

Sobre el trabajo de Groeber (1936) hemos transcripto anteriormente algunas opiniones, pero consideramos oportuno ahora destacar el siguiente párrafo (pág. 77) "...se ve pues, que en el ambiente de la cordillera patagónica prevalecía en el tiempo de la glaciación también el viento occidental y que en consecuencia, la mayor preci-

pitación se concentraba en el lado Pacífico, lo que ocurre todavía hoy en día”.

Feruglio (1950) realizó uno de los trabajos más completos sobre el tema. En el Tomo I, pág. 2 expresa: “...La estructura tabular de la región extrandina se refleja marcadamente en las formas del relieve gracias también a la sequedad del clima y al predominio de la deflación sobre la erosión de las aguas salvajes y corrientes. Por eso han podido conservarse las dilatadas terrazas y mesetas, no obstante que la degradación viniera actuando sobre ellas a veces desde el Plioceno inferior o Mioceno superior, y a pesar de que los terrenos que las integran fueran en general bastante deleznable”. En pág. 20 destaca: “...Hasta las mesetas más altas están coronadas de rodados, cuya deposición empero, se remonta probablemente al Plioceno superior. Más adelante (pág. 22): “...La escasez de las precipitaciones y la intensidad de la evaporación explican la ausencia de una red de drenaje bien organizada, así como de arroyos y ríos perennes fuera de los grandes cursos de agua que descienden de la Cordillera”. En el Tomo III bajo el nombre de Aluviones Terrazados incluye a todos los Rodados Patagónicos afirmando (pág. 72) que la formación de terrazas “...está ligada a los mismos acontecimientos geológicos a saber: a las oscilaciones climáticas y a la fase de ascenso de la Meseta”... “La gran extensión de las terrazas, el notable espesor de los mantos aluvionales que las recubren y el acentuado desnivel que las separa, coincide en evidenciar una actividad erosiva y aluvional muy intensa, que podemos hacer corresponder al avance y retroceso de los glaciares puesto que las fases interglaciares seguramente han coincidido con períodos de escaso caudal y probablemente con épocas de clima más o menos árido, análogo aunque no necesariamente idéntico al actual y por consiguiente

de actividad erosiva y aluvional muy reducida”. En pág. 73: “el nivel II (Pampa María Santísima) viene a corresponder a la antepenúltima (glaciación)..... Finalmente el nivel I, o de la Pampa del Castillo, ha de corresponder o bien a un ciclo glacial aún más antiguo (si nos atenemos al esquema de las cuatro glaciaciones) o bien al Plioceno.

Frenguelli (1957) resume así sus observaciones en pág. 212:... “los tiempos Neozoicos se desarrollaron mediante cuatro ciclos climáticos pleistocénicos (glaciares e interglaciares en las regiones de glaciación y pluviales e interpluviales fuera de las áreas glaciadas) y un quinto ciclo Holoceno (epiglacial y epipluvial, respectivamente)”. Correlaciona las diversas terrazas con diferentes englazamientos que equipara con la escala europea y en pág. 177 considera: “Su edad cuaternaria, ya admitida por todos los autores recientes, justifica en parte la opinión de aquellos que consideraron la existencia de relaciones genéticas íntimas entre este vasto depósito detrítico y las glaciaciones andinas”. Anteriormente (pág. 181)... “los rodados están vinculados exclusivamente a los remanentes de la semillanura continental madurada al final del Plioceno y a las terrazas fluviales cuaternarias” y en la pág. 182, con respecto a la falta de rodados en la Península Valdez, cree que la angostura del istmo no permitió un río de caudal conveniente como para transportar rodados desde la zona de origen; más adelante (pág. 185) apunta que: “...debemos imaginar la semillanura patagónica como surcada por numerosos cauces fluviales muy maduros y muy amplios...” En este trabajo Frenguelli enumera un conjunto de procesos actuantes en la dispersión de los “Rodados Patagónicos”; no obstante atribuye primordial importancia a la acción fluvio-glacial.

De acuerdo a las diversas opiniones transcriptas precedentemente el origen

de los rodados sería fluvial o fluvio-glacial.

El o los "peneplain" supuestos por Windhausen no parecen tener fundamento, si consideramos las condiciones climáticas que dicho rasgo involucra. De admitirse para este caso la existencia de una amplia red hidrográfica, sería inaceptable suponer que durante el estado senil, cuando prácticamente los ríos han alcanzado un perfil de equilibrio, pueda ser transportada grava de las dimensiones conocidas, como ya fuera manifestado por Groeber (1952). Además, es aventurado intentar especulaciones sobre el desarrollo de una peneplanicie durante el Plioceno superior, sobre la base de tan escasos estudios realizados hasta la fecha.

Debemos tomar con reserva similar las opiniones de Feruglio y Frenguelli, cuando en forma generalizada asignan a procesos fluviales, ríos caudalosos, cauces fluviales muy maduros y muy amplios, etc., la dispersión de los rodados. Este concepto aplicado a la grava de los *Pedimentos* carece de apoyo geológico y geomórfico. Ríos con las características indicadas, al alcanzar el paisaje un estado de madurez avanzado, presentarían amplios meandros y extensas llanuras aluviales, con granometría de sus elementos clásticos, distinta a aquella observada en los "Rodados Patagónicos" de la zona. Sin embargo, no descartamos la existencia de los rasgos señalados por estos autores, en determinados niveles inferiores.

El origen sustentado por Frenguelli (1957) al considerarlos vinculados directamente con las glaciaciones del Cuaternario, distinguidas por Roveretto, no es correcto, pues se ha establecido con cierto grado de certeza desde Caldenius (1932), que la mayoría, si no la totalidad de los pisos creados por Roveretto, corresponden al último gran englazamiento equiparable al de Europa y América del Norte. De tal forma, los dos niveles más elevados que constituyen nuestros *Pedimentos*, son ante-

riores a los depósitos glaciales y fluvio-glaciales reconocidos fehacientemente en la Patagonia y por ello Feruglio los vinculó con glaciaciones anteriores a la mencionada.

Con respecto a las glaciaciones más antiguas Feruglio y Frenguelli opinan que el borde del hielo no se desplazó más allá del pie oriental de la Cordillera, juicio muy distinto al mantenido por Groeber y Auer. De aceptarse tanto su existencia como el límite sugerido por los autores citados en primer término, la grava de los *Pedimentos* formaría parte de dos planicies fluvio-glaciales.

Sin embargo, hemos observado que la disminución en el tamaño de los clastos es prácticamente imperceptible en dirección al naciente. Las planicies fluvio-glaciales típicas están en cambio caracterizadas por una marcada merma del tamaño en relación a la distancia, como resultado de la pérdida en la capacidad de transporte de las aguas. En estos casos la disminución a veces es tan acentuada que da lugar a las denominadas llanuras de Sandur, como acontece en el norte de Alemania.

Otro aspecto a considerar es el relacionado con la magnitud de las glaciaciones más antiguas que habrían producido a las supuestas planicies fluvio-glaciales. Admitiendo este origen y dada su mayor extensión regional con respecto a las indiscutidas planicies fluvio-glaciales correspondientes al último gran englazamiento de la cuenca del lago Buenos Aires, sería lógico presumir englazamientos mayores con sus límites orientales emplazados al Este del borde marcado por Caldenius. En este caso las áreas que juzgamos como planicies de pedimentación deberían presentar depósitos de drift glacial o drift estratificado en contacto con el hielo, al menos en los sectores próximos al frente cordillerano, situación no corroborada por nuestra observación.

La fuerte dispersión en abanico atri-

buída por Groeber (1936), pudo haber sido uno de los procesos desarrollados durante la primera fase, al menos, de la distribución de los "Rodados Patagónicos". Este concepto es similar en cierto modo a la opinión de Keidel (1919), autor que sostiene en primer término la formación de grandes conos de deyección, a partir de los cuales se inició la distribución regional de sus elementos clásticos.

Caldenius (1940) los considera de origen fluvial primario, aunque asigna fundamental importancia a la intervención de procesos de solifluxión en el transporte y dispersión. Concuerda con Bonarelli en denominar Formación Tehuelche, sólo a los depósitos primarios cuya distribución habriase iniciado a principios del Cuaternario y estima que la red hidrográfica fue desarrollada con posterioridad.

Frenguelli (1957, pág. 189) expresa: "...debemos necesariamente admitir que durante las fases cataclimáticas el suelo patagónico debió estar sometido a una intensa congelación y por lo tanto, como actualmente sucede en las regiones polares y subpolares que no están cubiertas por el hielo, también aquí se realizaron las condiciones climáticas que forman el optimum para la solifluxión".

Por lo manifestado precedentemente, hasta 1940 prevalecen los conceptos que apoyan un sólo origen en la distribución de los rodados, aunque Ameghino, entre otros, trató de explicarla mediante la combinación de procesos fluviales, fluvio-glaciales y marinos. Esta última tendencia se afirma a partir de Caldenius (1940), y culmina con las ideas de Auer y Groeber en favor de un origen principalmente glacial en todo el ámbito patagónico.

Groeber (1949) describe a los rodados como integrantes de depósitos glaciales, a excepción de los correspondientes al Primer Nivel.

Auer (1951) anticipa parte del estudio que publicará cinco años más tar-

de. Atribuye a estos depósitos de rodados la casi totalidad de aquellos rasgos distinguibles en una zona que ha sido englazada y su periferia. Asimismo cita la presencia de extensos mantos ondulados que indicarían acumulaciones originadas por hielo muerto.

Posteriormente Groeber (1953) en sus estudios sobre el supuesto englazamiento total de la Patagonia, consigna que el espesor de los rodados en las inmediaciones de la Cordillera llega a 50 m o más, disminuyendo en dirección al naciente hasta alcanzar cerca de la costa sólo unos pocos metros. En la pág. 89 afirma que la línea de neviza se eleva desde la costa hacia el interior, ya que la humedad procedía del Atlántico, "traída por las sudestadas que conocemos también hoy como portadoras de nevadas en la región extrandina"... Crea el término "glacioblastos" para involucrar zonas restringidas de hielo producido localmente.

El estudio más extenso sobre el tema pertenece a Auer (1956-65). En él afirma que la totalidad de la Patagonia fue cubierta por el hielo, dejando depósitos glaciales desde los Andes hasta el Atlántico, motivo por el cual no es posible observar los límites orientales del drift. Además caracteriza a la mayoría de los rodados como material englacial y superglacial que ha fluído hacia la periferia del glaciar. Niega el aumento de espesor de ellos en dirección al poniente, aún en las cuencas de los ríos Colorado y Negro.

Czajka (1957) recalca la posible existencia de épocas semiáridas durante los tiempos interglaciales. Reconoce que algunas depresiones pueden tener origen por procesos erosivos, desarrollados bajo condiciones de clima semiárido. Sostiene la necesidad de ubicar una morena terminal en la zona este del Gran Bajo Oriental a fin de confirmar las aseveraciones de Groeber y Auer sobre el origen glacial del mismo.

Las citas mencionadas precedente-

mente no concuerdan entre sí en algunos aspectos, ni tampoco con las observaciones realizadas en los depósitos de los *Pedimentos Cº Guenguel* y *Cañadón Salado*. Las áreas que ocupan estos últimos carecen de rasgos glaciales o de la supuesta existencia de drift glacial o estratificado.

Auer al caracterizar a los rodados como material englacial y superglacial, no tiene en cuenta el área de procedencia y por ello estimamos que dicho concepto es erróneo. En nuestra zona el material procede de la Cordillera por mecanismos de transporte, a nuestro entender, distintos al imaginado por este autor.

Nos apoyamos en el alto grado de redondez alcanzado por la grava de los pedimentos, que no condice con aquel generalmente observado en el material alojado en la parte media y sobre todo superior de un glacial. Además, como la grava proviene del área cordillerana, no podría ser transportada a lo largo de 70 u 80 km sobre la superficie del hielo, pues pasaría rápidamente a ocupar una posición subglacial, con la consiguiente formación de una morena de fondo. Sin embargo, debe descartarse esta última posibilidad por la existencia de pruebas en el valle del Río Guenguel (véase Capítulo V), que permiten asegurar un origen previo al término de la elaboración del *Pedimento Cañadón Salado*. En caso de haber existido glaciación, este valle debería presentar algunos rasgos típicos, como formas en U, morenas, till, rodados estriados, etc., no observados en el área considerada.

Posteriormente, Auer (1963) revé algunos conceptos emitidos en su trabajo anterior. Considera a los rodados como depósitos de *ablación de hielo muerto* y distingue *tres glaciaciones* en "Fuego-Patagonia", la última representada por los subpisos Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial (Caldenius, 1932). No concuerda con la ubicación del borde oriental del subpiso Inicioglacial y

supone que pueden existir restos propios de una glaciación tan antigua como ella al Este del mismo. Asimismo, reconoce zonas de *antiguos englazamientos locales*, situando el de mayor amplitud regional en la Meseta de Somuncurá y otros en Santa Cruz y Chubut.

De los párrafos precedentes se entrevé el propósito de limitar los englazamientos más antiguos, pero aparece una evidente contradicción cuando acepta la presencia, en las inmediaciones de Pampa del Castillo, de grandes "bloques graníticos" transportados por el hielo desde la Cordillera. Si tal interpretación fuera correcta, debería admitirse un englazamiento de carácter continental desarrollado desde la Cordillera hacia el naciente y no un fenómeno localizado. A nuestro entender la altura y ubicación de los citados bloques (600 m), correspondería a un nivel contemporáneo con aquel del *Pedimento Cañadón Salado*.

Grober (1953) sostiene el emplazamiento de cuatro glaciaciones durante el "Cuaternario", equiparables a los pisos de Europa y América del Norte, asignándoles los nombres de Vallimanca, Colorado, Diamante y Atuel; además supone un quinto englazamiento, anterior a los citados, que denomina Mogotes, coetáneo a la "glaciación del Danubio". Los dos englazamientos más antiguos (Vallimanca y Colorado) habrían cubierto la totalidad del sector sur del continente formando, al menos el segundo, un extenso "inlandeis". Este esquema estratigráfico carece de fundamento teniendo en cuenta la situación geomórfica de nuestra zona. El *Pedimento Cañadón Salado* (glaciación Colorado de Grober), presenta su sector occidental desconectado de la cordillera mediante los remanentes del *Pedimento Cº Guenguel* (glaciación Vallimanca de Groeber), que actúa de divisoria en las nacientes del río homónimo. Ello constituye una prueba de la acción retrocedente en dirección

al oeste en el desarrollo del *Pedimento Cañadón Salado*, como fuera manifestado en el capítulo correspondiente.

De admitir un origen glacial para esta unidad geomórfica y dada su ubicación geográfica muy próxima a la cordillera en sus cabeceras (5 km), el supuesto "inlandeis" habría estado en completa desconexión con ella. Ante este panorama cabe el siguiente interrogante: ¿Es posible aceptar un englazamiento continental por debajo de los 1200 m (altura máxima del *Pedimento*) y al mismo tiempo el área cordillerana inmediata desprovista de hielo o con un desarrollo glacial de tan escasa magnitud que no alcanzaba a unirse con el "inlandeis" vecino?

De las figuras 2, 3 y 6 del trabajo de Groeber se infiere que su segunda glaciación (Colorado) comprendía nuestra zona, situación descartada precedentemente.

El nivel atribuido por Groeber a la segunda glaciación (Colorado), corresponde al *Pedimento Cañadón Salado*. Frente a esta situación nos preguntamos: ¿qué aconteció con posterioridad al englazamiento denominado Colorado, es decir durante el Interglacial Bonaerense, la glaciación del Diamante y el Interglacial Lujanense? Si bien este autor considera que los glaciares alcanzaron gran extensión en Mendoza, dentro de nuestra zona no tenemos pruebas que permitan ubicar unidades geológicas o geomórficas durante este lapso.

La glaciación Atuel correspondería a nuestros Subpisos, equiparables al último gran englazamiento. Su borde más oriental coincide aproximadamente con el indicado por Caldenius, mientras que en Mendoza, según Groeber, el hielo alcanzó hasta 100 km del pie de la Cordillera. Además, en Somuncurá algunas lenguas de hielo llegaron a la costa atlántica (Auer).

Si aceptamos la magnitud del desplazamiento postulado por estos dos últimos autores, resulta difícil expli-

car en la cuenca del lago Buenos Aires y por consiguiente a una latitud mayor, la ubicación a sólo 50 km de la Cordillera, del límite Este correspondiente al mismo englazamiento. Por otra parte, Polanski (1963) niega terminantemente las glaciaciones pedemontanas Diamante y Atuel en la Provincia de Mendoza.

En resumen, Groeber supone cuatro glaciaciones con sus correspondientes épocas interglaciales que equipara con la escala europea. Auer, en cambio, sostiene la existencia de tres glaciaciones para el territorio patagónico.

En nuestra zona sólo fue confirmada la presencia del último gran englazamiento, que en el área cordillerana coincide con aquel reconocido por Caldenius y los autores citados. Con relación a los niveles más elevados, éstos corresponden a las unidades geomórficas aquí denominadas *Pedimentos Cº Guenguel y Cañadón Salado*. Si bien la primera de ellas está constituida por remanentes aislados, hemos observado fuera de la zona otros similares que formaron con anterioridad una amplia y única superficie de escala regional.

Los caracteres que nos llevan a considerar estas formas como *Pedimento* son los siguientes:

1. El paralelismo de los afluentes mayores de rumbo concordante con la pendiente general del *Pedimento*, en las cabeceras del Río Guenguel.
2. La marcada alineación W-E de los paleocanales, que difiere notablemente con la dirección del drenaje actual.
3. El elevado porcentaje de elementos volcánicos, la escasez de plutonitas y la falta de metamorfitas en las gravas de los *Pedimentos*, indican que la provincia distributiva se hallaba restringida principalmente a la franja de vulcanitas adyacente y paralela al límite internacional. Si estos

depósitos fueran de origen glacial, en cambio, su composición litológica debería tener porcentajes considerables de las plutonitas y metamorfitas, situadas al poniente de la citada franja.

4. El límite determinado por el cambio de pendiente entre el frente montañoso y el *Pedimento* tiene diseño festoneado en planta, rasgo peculiar en este tipo de paisaje. Si bien el límite referido no puede ser observado en la zona por la desconexión ya mencionada; dicha relación está claramente delineada al poniente de la ruta 40, entre Esquel y Río Mayo.
5. El aspecto geomórfico típico que caracteriza a dichas unidades, formadas por una superficie de transporte cortada en la *roca de base*, sobre la cual se encuentra una cubierta de poco espesor, ocupando el conjunto áreas regionalmente importantes y extendidas desde la Cordillera hacia el naciente.
6. Sus gradientes aproximados, de 7 a 10 m por kilómetro, coinciden con los valores observados en *Pedimentos* de otras regiones del mundo.
7. El perfil longitudinal suavemente cóncavo y el transversal casi plano del *Pedimento Cañadón Salado*, no modificados en esencia por la erosión posterior.

La formación de los *Pedimentos* tuvo lugar en una amplia región con drenaje abierto y como consecuencia de la evolución del paisaje bajo condiciones de clima sustancialmente árido y semi-desértico. Además, nuevas unidades geomórficas se encuentran al naciente del área en estudio, desarrolladas con posterioridad a la elaboración del *Pe-*

dimento Cañadón Salado cada vez que se producía un cambio de nivel de base en el colector principal (Río Senguer).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F. 1906. *Les formations sédimentaires du Cretace supérieur et du Tertiaire de Patagonie.* — An. Mus. Nac. Bs. As., t. XV.
- Auer, V. 1951. *The Pleistocene and Post-glacial Period in Fuegopatagonia.* — Ann. Acad. Scien. Fenn., Ser. A, n° 25, Finlandia.
- 1956. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: The ice and Interglacial Ages.* — Ann. Acad. Scien. Fenn., Ser. A, III Geol. Congr., n° 45, Finlandia.
- 1959. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part III: Shoreline displacements.* — Ann. Acad. Scien. Fenn., Ser. A, sec. III, n° 60, 247 p., Finlandia.
- 1963. *Control studies and my journey to Patagonia, 1956-57.* — Erip. "Terrasta", n° 4, p. 317-320, Helsinki.
- 1965. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part IV: Bog Profiles.* — Ann. Acad. Scien. Fenn., Ser. A, Part III, Geol. Geogr., Finlandia.
- Bagnold, R. A. 1954. *Some flume experiments on large grains but little denser than the transporting fluid, and their implications.* — Inst. Civil Eng. Proc., Paper n° 6041, p. 174-205, London.
- Baulig, H. 1957. *Peneplains and pediplains.* — Bull. Geol. Soc. Am., v. 68, July, n° 7, p. 914-930 (Translated by Cotton, C.A.).
- Blackwelder, E. 1931. *Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges.* — Bull. Geol. Soc. Am., v. 42, p. 865-922.
- Bonarelli, G. y Nágera, J. J. 1921. *Observaciones geológicas en las inmediaciones del Lago San Martín.* — Dir. Gen. Min. Geol. Hidrol., Bol. 27, ser. B, Bs. Aires.
- Bryan, K. 1922. *Erosion and sedimentation in the Papago country, Arizona.* — U. S. Geol. Surv., Bull. 730, p. 19-90.
- Caldenius, C. 1932. *Las glaciaciones cuaternarias de la Patagonia y Tierra del Fuego.* — Dir. Min. Geol. Hidrol., Pub. n° 95, Bs. Aires.
- 1940. *The Tehuelche or Patagonian Shingle-formation. A contribution to the study of its origin.* — Geografiska Annaler, v. XXII, n° 3-4, p. 160-181, Suecia.
- Cotton, C. A. 1942. *Climatic Accidents.* — Whitcombe and Tombs, Ltd., Wellington.

- Czajka, W. 1957. *El alcance glacial pleistoceno de la Patagonia*. — Geologischen Rundschau, t. 45, n° 3, Alemania.
- Davis, W. M. 1938. *Sheetfloods and stream-floods*. — Bull. Geol. Soc. Am., v. 49, p. 1337-1416.
- Darwin, C. 1846. *Geological observations on coral reefs, volcanic islands and on South America, etc.* — London (1ª edic.).
- Doering, A. 1882. *Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia)*. — Geología. Parte III, Bs. Aires.
- Feruglio, E. 1929. *Apuntes sobre la constitución de la región del Golfo Nuevo de San Jorge*. — GAEA, t. III, n° 2, Bs. As.
- 1935. *Sobre la presencia de grandes rodados en las mesetas del Golfo de San Jorge (Patagonia) y las Guayquerías de Tunuyán, Mendoza*. — GAEA, t. IV, n° 2, Bs. Aires.
- 1950. *Descripción geológica de la Patagonia*. — Min. Ind. y Com., Dir. Gen. YPF, ts. I, II, III, Bs. Aires.
- Field Ross, 1935. *Stream carved slopes and plains in desert mountains*. — Am. Jour. Scien., 5th ser., v. 29, p. 313-322.
- Flint, R. R. y Fidalgo, F. 1963. *Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' de latitud Sur, en la Cordillera de los Andes*. — Dir. Nac. Geol. Min., Bol. n° 93, Bs. Aires.
- Frenzüelli, J. 1926. *Apuntes sobre el Cuaternario de los alrededores del Golfo Nuevo en Chubut*. — GAEA, t. II, n° 2, Bs. Aires.
- 1946. *Las grandes unidades físicas del territorio argentino*. — GAEA, t. III, p. 1-109, Bs. Aires.
- 1957. *Geografía de la República Argentina*. — Neozoico, t. II, terc. part., Imp. Coni, Bs. Aires.
- Gregory, H. E. 1915. *Note on the shape of pebbles*. — Am. Jour. Scien., 4th sec., v. 139, p. 300-304.
- Groeber, P. 1936. *Oscilaciones del clima en la Argentina desde el Plioceno*. — Rev. C.E.C.N., t. 1, n° 2, Bs. Aires.
- 1949. *Resumen preliminar de las observaciones realizadas en el viaje a la región al sur de Bahía Blanca en enero de 1947*. — Notas del Museo de La Plata, t. 14, Geol. n° 57.
- 1953. *Glacial, Tardío y Post-Glacial en Patagonia*. — Rev. Mus. Mun. Cien. Nat. y Trad. Mar del Plata, v. 1, entr. 1.
- Gilluly, J. 1937. *Physiography of the Ajo region Arizona*. — Bull. Geol. Soc. Am., v. 48, p. 323-348.
- Hatcher, J. B. 1903. *Reports of the Princeton Expeditions to Patagonia, 1896-1899*. — Princeton, New York.
- Hauthal, J. B. 1899. *Sur le crétacé et le tertiaire de la Patagonie australe*. — Rev. Mus. La Plata, v. X, n° 43-45.
- Heim, Albert, 1932. *Bergstrz und Menschenleben*. — Naturf. Gesell. Zürich, Vierteljahrsschrift 77, n° 20, Beiblatt, 218 p., Suiza.
- Heim, Arnold, 1940. *Geological observations in the Patagonian Cordillera (Preliminary Report)*. — Reprint from Eclog. Geol. Helv., v. 33, n° 1, Suiza.
- Horton, R. E. 1945. *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approaches to quantitative morphology*. — Bull. Geol. Soc. Am., v. 56, p. 275-370.
- Johnson, D. W. 1932. *Rock planes of arid regions*. — Geog. Rev., v. 22, p. 656-665. EE. UU.
- 1932. *Rock fans of arid regions*. — Am. Jour. Scienc., 5th ser., v. 23, p. 389-416.
- Keidel, H. 1917-19. *Über das patagonische Tafelland das patagonische Geröll und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen im argentinischen Andengebiet un Litoral*. Bs. As. — Deutsch Wiss. Verein, Zeitschr., v. (1917), p. 219-245, 311-333; v. (1918), p. 53-59, 139-161; v. (1919), p. 1-27.
- King, L. C. 1949. *The pediment landform: some current problems*. — Geol. Mag., v. 86, p. 245-250, Inglaterra.
- 1953. *Canons of landscape evolution*. — Bull. Geol. Soc. Am., v. 64, p. 721-752.
- 1963. *South African Scenery. A textbook of Geomorphology*. — Printed in Great Britain, Oliver and Boyd Ltd., Edinburgh, 302 p.
- Krumbein, W. C. 1941. *Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles*. — Jour. Sed. Petrol., v. 11, p. 64-72.
- Ledehev, V. G. 1961. *On the principles of geomorphological regionalization*. — Vestnik Mosc. Univ., Ser. V, Geography, n° 2, URSS.
- Leopold, L. B.; Wolman, G. M. y Miller, J. P. 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. — Edit. W. H. Freeman and Company. San Francisco.
- McGee, W. J. 1897. *Sheetflood erosion*. — Bull. Geol. Soc. Am., v. 8, p. 87-112.
- Mercerat, A. 1893. *Contribución a la geología de la Patagonia*. — An. Soc. Cien. Arg., t. XXXVI, pág. 65-103.
- Nordenskjöld, O. 1898. *Über die Postquartären Ablagerungen der Magellansländer nebst einer kurzen übersicht ihrer tertiären*

- ren Gebilde. — Svenska Expeditionen till Magellansländerna, B I, Stockholm.
- Paige, S. 1912. *Rock-cut surfaces in desert range*. — Jour. Geol., v. 19, p. 442-450.
- Polanski, J. 1962. *Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza, Prov. Mendoza*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XVII, n° 3-4.
- Potter y Pettijohn, 1963. *Paleocurrents and Basin Analysis*. — Edit. Springer-Verlag, Berlín.
- Quensel, P. D. 1908-9. *On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia*. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, v. IX.
- Rovereto, G. 1912. *Sulle correlazione del pampeano con i fenomeni quaternari della glaciacione*. — Reale Accad. Dei Lincei, v. XII, Roma.
- 1914. *Los estratos araucanos y sus fósiles*. — An. Mus. Nac. Hist. Nat. Bs. As., t. XXV, p. 1-250.
- 1921. *Studi di geomorfologia argentina*. V: *La península Valdes*. — Boll. Soc. Geol. Ital., v. XL, p. 1-47, Roma.
- Said, R. 1962. *The geology of Egypt*. — Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- Sharp, C. F. S. 1938. *Landslides and Related Phenomena*. — Columbia Univ. Press, 137 p., N. York.
- Sharp, R. P. 1940. *Geomorphology of the Ruby-East Humboldt Range, Nevada*. — Bull. Geol. Soc. Am., v. 51, p. 337-372.
- Thornbury, W. D. 1960. *Principios de Geomorfología*. (Traducción de J. C. M. Turner). Edit. Kapelusz, Bs. Aires.
- Windhausen, A. 1922-25. *Apuntes sobre el sistema hidrográfico del Río Senguier*. — GAEA, t. 1, Bs. Aires.
- 1924 *Líneas generales de la constitución de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge*. — Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, t. XXVII, entrega 3.
- Zingg, Th. 1935. *Beitrag zur Schotteranalyse*. — Schweiz, Min. u. Pet. Mitt., v. 15, p. 39-140.

Manuscrito recibido en octubre de 1965.

**BOSQUEJO GEOLOGICO
DEL NOROESTE DEL CHUBUT EXTRAANDINO
(ZONA GASTRE-GUALJAINA)**

POR WOLFGANG VOLKHEIMER

RESUMEN

Del (?) *Precámbrico* se presentan en la zona estudiada rocas metamórficas sin aporte magmático (filitas y micacitas), migmatitas y rocas graníticas que intruyen a las metamorfitas. De dudosa edad *paleozoica* son limolitas y areniscas halladas en el valle del río Chubut, a 42° 30' S. Del *Mesozoico* se hallaron conglomerados, areniscas, limolitas y tobas *liásicas*, seguidas por las coladas, brechas y tobas del *Complejo Porfírico del Jurásico medio a superior*. Sobre ellas se dispone con discordancia angular la sucesión continental del *Chubutiano* (Senoniano), compuesta principalmente por areniscas, limolitas, tobas y escasos conglomerados. En la zona del río Chubut medio le sigue el Senoniano marino.

Sobre las unidades estratigráficas mencionadas se apoya en varios lugares del área estudiada la *Serie Andesítica* (Eoceno), compuesta por coladas, brechas y tobas de andesita, dacita, riolacita y riolita. Sobre ella sigue con marcada discordancia angular el *Patagoniano continental* (en la franja más occidental de la zona estudiada), y sobre éste el *Colloncurensis* (Mioceno) en facies de tobas, limolitas, arcilitas y areniscas, con pocas intercalaciones calcáreas. La *formación El Mirador* (Mioceno superior) consiste en tobas andesíticas, coladas andesíticas y basálticas y brechas y aglomerados basálticos.

El *Cuartario* es de notable variedad facial al Oeste de Gualjaina (varios niveles pedemontanos, morenas, depósitos de remoción en masa); en la zona de Gastre la facies es monótona: conos de deyección coalescentes ("bajadas") de la *formación Choiquepal*. Las rocas efusivas cuartarias son de gran distribución areal (Basaltos III, IV, V y VI).

Estructuralmente el área estudiada pertenece a dos unidades distintas: la porción nororiental (un 80 % del área bosquejada) pertenece al Macizo Norpatagónico; sólo una angosta franja occidental corresponde al "Geosinclinal Central Patagónico", formando el extremo septentrional de éste. En la porción nororiental el rumbo predominante es NW-SE. Grandes fallas longitudinales subdividen el borde suroccidental del Macizo Norpatagónico en estructuras de Graben y Horst repetidas, complicándose el cuadro tectónico por numerosas fallas transversales. Se da una síntesis de los procesos tectónicos desde el Precámbrico hasta nuestros días.

ZUSAMMENFASSUNG

Das untersuchte Gebiet gehört dem extraandinem, Patagonien an. Das (?) *Proterozoikum* liegt vor in Form von Phylliten, Glimmerschiefern, Migmatiten und granitischen Gesteinen. Letztere durchdringen als Intrusiv-Körper die Metamorphite. Im Tal des Río Chubut (42° 30' südl. Breite) wurde eine gefaltete Schichtfolge (Sandsteine und Feinstsandsteine) gefunden, die aus Faziesgründen vielleicht dem *Karbon* angehört. Der *Lias* liegt vor in klastischer Fazies mit Tuff-Einschaltungen. Dogger und Malm sind durch eine mächtige Extrusiv-Serie (Andesite, Dazite, Rhyolithe und deren Tuffe) mit Flora vertreten. Dem *Senon* gehören die Sandsteine, Feinstsandsteine, Tuffe und gelegentlichen Konglomerate des "*Chu-*

butiano" an. Nur im Gebiet des mittleren Río Chubut ist marines Senon (die seit langem bekannte atlantische Ingression) vorhanden.

Die *Serie Andesítica* (Andesite, Dazite, Rhyodazite und Rhyolithe, und deren Tuffe, Brekzien und Agglomerate) ist eozänen Alters, während das *Patagoniano Continental*, welches nur im Randgebiet des untersuchten Gebietes auftritt, dem *Oligozän* angehört, und vorwiegend in Sandstein-Tonstein-Tuff- und Mergelfazies vorliegt. Weit verbreitet sind die Tuffe, Sandsteine und Tonsteine des *Colloncurensis* (*Miozän*), über denen vielerorts mächtige Basalt- und Andesitergüsse (*Formación El Mirador*, höheres *Miozän*) folgen. Das *Pliozän* (belegt durch *Pseudohegetotherium* sp.) ist nur aus Brunnenbohrungen in der Gegend von Gastre bekannt.

Im *Quartär* steht die fazielle Vielfalt des Gualjaina-Gebiets (Schutfächer des Unter-Mittel- und Oberpleistozäns, Moränen der letzten Vereisung, Rutsch-Sedimente) der faziiellen Einförmigkeit des Gastre-Gebiets (Schuttkegel) gegenüber. Quartäre Basalte pleistozänen und holozänen Alters sind weit verbreitet.

Tektonisch gesehen gehört die untersuchte Zone zwei Gross-Einheiten an: Etwa 80 % des Gebietes der Nordpatagonischen Masse, deren Südwestrand es bildet, und 20 % der "Zentralpatagonischen Geosynklinale" (*Suero, 1961*), deren Sedimentfüllung sich vor allem im Jungpaläozoikum vollzog. Am Nordende dieser "Geosynklinale", das in der Gegend von Gualjaina-Cushamen liegt, ist jedoch das Jungpaläozoikum grösstenteils von tertiären Sedimenten und Vulkaniten bedeckt.

Der Rand der Nordpatagonischen Masse wird durch weithin verfolgbare streichende Verwerfungen in Horste und Gräben zerlegt. Das tektonische Bild kompliziert sich durch zahlreiche Querstörungen.

PREFACIO

El trabajo de campo en que se basa el presente bosquejo geológico ha sido realizado por cuenta del Instituto Nacional de Geología y Minería, durante 65 días del año 1965. Dicho trabajo se realizó para completar el Mapa Geológico de la República Argentina, escala 1: 2.500.000, que tuvo algunos blancos en la zona de Gastre - Gualjaina.

Como dicha escala es poco apropiada para establecer las relaciones estratigráficas entre las formaciones aflorantes, se han confeccionado bosquejos geológicos de menor escala, según los mapas topográficos existentes: Zona Lipetrén 1: 160.000; zonas Gastre y Gualjaina 1: 150.000; zona Pire Mahuida - Sacanana - Jalalabat 1: 500.000.

Para dar a este breve reconocimiento una base litológica que sea útil para la orientación de futuros estudios en la zona bosquejada, se ha realizado un muestreo de rocas relativamente extenso. Las descripciones petrográficas completas, realizadas por la señorita N. Pezzutti (INGM) y la señora G. L. de Pandolfi (INGM), se encuentran

en un informe inédito del Instituto Nacional de Geología y Minería (W. Volkheimer, 1965). Muchas de las descripciones de dichas colegas se incluyen en el presente trabajo. La contribución de ellas es de considerable valor, igual que la colaboración del doctor R. Caminos (INGM) quién revisó las descripciones de rocas eruptivas y metamórficas.

Los trabajos de dibujo han sido realizados muy satisfactoriamente por el Sr. T. Schmid (INGM). Las excelentes bases topográficas de la Hoja Gualjaina, levantada por A. Mirabelli, y de la Hoja Lipetrén por J. La Roca facilitaron mucho las tareas de campo.

Agradezco a las autoridades de Y. P.F. por haberme dado acceso a los trabajos inéditos del Dr. Miguel Flores.

Asimismo, expreso mi reconocimiento al Sr. A. Moré, estanciero y geólogo aficionado, por la activa colaboración que me prestó durante mi estada en la zona de Jalalabat.

Agradezco al Dr. C. D. Storni su constante preocupación por la correcta impresión de este trabajo, así como la corrección del manuscrito.

Finalmente, quiero advertir a aquellos lectores para quienes pudiera parecer excesiva la información litológica detallada contenida en este bosquejo que, en relación con la gran extensión del área estudiada, dicha información representa apenas un comienzo. Aún a riesgo de disminuir el carácter sintético del trabajo, he considerado ineludible la inclusión de tales descripciones.

bosquejada linda con los levantamientos geológicos realizados por F. González Bonorino (1944) y por Sesana y Ravazzoli (1965).

La carencia de levantamientos geológicos en la zona objeto de este trabajo se explica, en parte, por la falta de interés petrolero, lo cual se debe a la gran extensión areal del Precámbrico y de las rocas volcánicas mesozoicas que se disponen sobre éste.

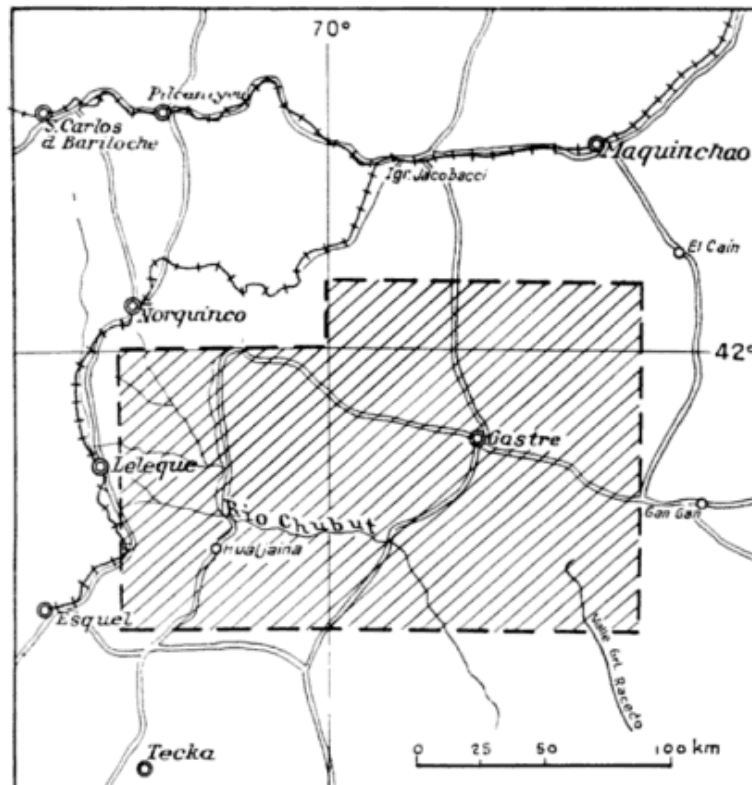


Fig. 1. — Mapa de ubicación. La zona estudiada está ubicada en el NW del Chubut y abarca también una pequeña porción del extremo sur de Río Negro (zona de Lipetrén)

TRABAJOS ANTERIORES

La zona estudiada ha sido visitada por varios geólogos entre otros P. Grober, T. Suero y A. Piatnitzky. R. Croce estudió algunos aspectos de la petrografía de Pire Mahuida y de Gastre; R. Dessanti hizo un croquis geológico de los alrededores de la mina "Angela", ubicada al NE de Gastre.

Las zonas vecinas al Este y Sur han sido estudiadas por Flores (1956 y 1957); la zona del río Chubut medio por Petersen (1946); al Norte, el área

A) ESTRATIGRAFIA

I. RELACIONES GENERALES

En la zona estudiada se han encontrado rocas de edad (?) precámbrica, (?) paleozoica, mesozoica y cenozoica.

Del Precámbrico afloran metamorfitas intruídas y migmatizadas por tonalitas y granitos, igualmente precámbricos.

Sobre este basamento se disponen, con pronunciada discordancia, ya las sedimentitas del Lías, ya brechas y to-

bas del Complejo Porfírico (Jurásico Medio Superior) sobre el cual se apoyan discordantemente las capas continentales del Chubutiano (Senoniano) a los cuales siguen, en edad creciente, el Senoniano marino y la Serie Andesítica (Eoceno); sobre ésta se apoya, con fuerte discordancia, el Colloncurense (Mioceno). Siguen a éste los basaltos y andesitas de la formación El Mirador (Mioceno alto o Plioceno bajo). Del Plioceno y Cuartario se conocen potentes mantos de basalto. Depósitos pedemontanos de origen múltiple se han formado durante el Pleistoceno: en primer lugar conos aluviales coalescentes ("niveles pie de monte"); en segundo lugar conos de deyección coalescentes ("bajadas").

En algunas zonas se han observado depósitos de remoción en masa. De edad holocena son algunos basaltos y los "Depósitos Actuales".

II. (?) PRECAMBRICO Y (?) PALEOZOICO

1. LA ZONA DE GUALJAINA

Sólo en dos áreas reducidas se han encontrado rocas precámbricas y (?) paleozoicas en el ámbito de la Hoja 43 c, Gualjaina. Una de ellas, que por su reducida extensión no ha sido marcada en el mapa geológico, se encuentra a unos 3.500 m al SW del puesto San Carlos, al lado de la ruta que une Piedra Parada con Esquel. La roca es una *tonalita* de grano mediano a grueso (hasta 5 mm), compuesta de plagioclasa blanco grisácea, abundante hornblenda y escaso cuarzo. La tonalita está cubierta por coladas de la Serie Andesítica.

El otro afloramiento se halla al lado izquierdo del río Chubut, cerca del límite norte de la Hoja Gualjaina. Se le encuentra en la prolongación austral del (?) Precámbrico de la zona del cerro Fofó Cahuel, asignado en la Hoja 42c vecina a la formación Cushamen (Volkheimer, 1964). A 3 km al Sur del

pto. Yanqueo (río Chubut) asoma una alternancia de limolitas y areniscas limolíticas gris oscuras de grano muy fino, compuestas por elastos angulosos de cuarzo y hojuelas de muscovita, en una matriz clorítica. Esta facies no es típica de la formación Cushamen, aunque el rumbo es igual al del "basamento": 120°; inclinación 30° al SW.

Las sedimentitas están atravesadas por *diques de dacita* pardo amarillenta, porfírica, con fenocristales de feldespato de hábito tabular (3 mm), abundante cuarzo y un mineral fémico alterado que toma color pardo anaranjado, en una pasta afanítica.

En el mapa geológico dichas sedimentitas han sido presentadas junto a las ectinitas de la formación Cushamen (Proterozoico). Un estudio detallado de la zona del cerro Fofó Cahuel y adyacencias, hacia el S y SW, permitirá la separación del Precámbrico y (?) Paleozoico.

2. LA ZONA DE LIPETRÉN-GASTRE-PIRE MAHUIDA-JALALAUBAT

Se conocen del Precámbrico ectinitas (metamorfitas sin aporte magmático), migmatitas y cuerpos intrusivos tonalíticos (hasta granodioríticos) y graníticos.

Disposición areal. Los afloramientos de rocas precámbricas comienzan al Oeste de El Serrucho y se prolongan hacia el NW, en afloramiento casi continuo, ocupando una faja de entre 10 y 40 km de ancho. Los lugares más importantes de afloramientos precámbricos son, desde el SE hacia el NW: el cerro Mojón, la sierra de Jalalaubat con su apéndice noroccidental, el cerro Blancentre, las serranías al N y NE de Colelache, las serranías alrededor de Gastre, las sierras de Calcatapul y del Medio y la sierra de Lipetrén.

Relaciones. El Precámbrico está cubierto por rocas del Complejo Porfírico al Sur de la sierra de Jalalaubat, en

CUADRO ESTRATIGRAFICO II - ZONA GUALJAINA

Edad	Formación	Litología	Fases tectónicas		
Cuaternario	Holoceno	Acarreo actual y subactual	arenas, limos, gravas		
	Pleistoceno	Depósitos de Remoción en Masa F. Confluencia F. Cabaña F. Fita Michi F. Blancura F. Martín	dyanicton agregados sueltos de rodados de granulometría muy variada fanglomerados	Fase Neotectónica Final	
Terciario	Superior	Plioceno	falta en superficie	Fase Principal del Tercer Mov. Andino (= Fase Neotectónica Principal)	
		Mioceno Superior	F. El Mirador	basaltos, andesitas (coladas, tobas, brechas)	Tercera Fase del Segundo Mov. Andino
	Inferior	Mioceno Medio e Inferior	Colloncurense	tobas, limolitas, arcillitas, areniscas	Primera Fase del Segundo Mov. Andino
		Oligoceno	Falta		
	Eoceno	Serie Andesítica	coladas, tobas y brechas riolíticas, riocáciticas, andesíticas	Primera Fase del Primer Mov. Andino	
	Paleoceno	Falta			
Cretácico	Senoniano	Chubutiano	tobas, areniscas, sabulitas, calcarenitas, conglomerados		
	Medio e Inferior	Falta			
Jurásico	Lías	Lías	areniscas, limolitas, conglomerados, tobas		
Paleozoico Superior (?)	(?)		limolitas, areniscas limolíticas	Fase (?)	
(?) Precámbrico Superior	Tonalita del Platero	tonalita		Asintica	

la zona de los cerros Mojón y Catrao, en Colelache, en la sierra Lonco Trapial, en la sierra de Lipetrén y en otros afloramientos de menor extensión.

El Chubutiano lo cubre al Sur de Lagunitas, al Oeste de la Pampa de Gastre, al Este de la Laguna del Toro, al Sur del cerro Bayo y al Sur de la Aguada del Pito.

En los alrededores de la estancia Moreniyeo, sobre los granitos precámbricos, se disponen basaltos cuartarios, mientras que en los bordes de las pampas de Gastre, Tres Palomas y Salinas Grandes se adosan depósitos pedemontanos cuartarios.

Litología. Como elemento más viejo asoman micacitas. Ellas están intruidas por tonalitas y granodioritas que migmatizaron a dichas metamorfitas. En muchos lugares las tonalitas son migmatíticas. La intrusión de granito rosado afectó también a las metamorfitas, produciendo migmatización. En numerosos lugares (cerro Blancuntre y puesto Vda. Cáceres, entre otros) esta invasión magmática, penetrando las micacitas preexistentes, llevó a la formación de áreas extensas de embrequititas de ojos ("Gneis de ojos").

Debido al carácter expeditivo del presente trabajo, no ha sido posible establecer si las tonalitas y granodioritas, por un lado, y los granitos por otro, son penecontemporáneos o de distinta edad. Considerando que ambos parecen haber sido ricos en volátiles por haberse producido migmatización en ambos casos, y considerando que esto suele producirse una sola vez en un ciclo tectomagmático, durante la intrusión sintectónica, es probable la penecontemporaneidad de tonalitas-granodioritas y los granitos migmatizantes. Las *ectinitas* son de muy reducida extensión en la zona de Gastre, y por esta razón en el mapa no han sido separadas de las mucha más frecuentes migmatitas. En la sierra de Jalalaubát afloran micacitas en varios lugares (comunicación verbal de N. Pezzutti).

Las *migmatitas* abarcan gran parte de dicha sierra, del cerro Blancuntre y de las serranías al Norte de Colelache. Afloramientos pequeños se encuentran al NE de la estancia Werner, 7 km al Norte de Punta de Loma y en el pie Sur de la sierra de la Bandera, al lado del puesto Vda. Cáceres.

En el cerro Blancuntre abundan las embrequititas de ojos (Gneis de ojos), con nódulos de microclino de hasta 3 cm.

Se observa en dicha zona toda la gama de transiciones entre micacitas apenas inyectadas y las mencionadas embrequititas.

"Gneis de ojos" del mismo tipo aflora en el pie Sur del cerro Bandera, al lado del puesto de la viuda Cáceres.

En el pie Norte del cerro Bayo, en un pequeño afloramiento asoman, debajo del Chubutiano, esquistos inyectados de color gris rosado, compuestos por abundante cuarzo, escaso feldespato y biotita.

En las lomadas a 10 km al ENE del puesto de Werner, predominan migmatitas tonalíticas de foliación poco definida. A sólo 3 km al NE del edificio de la estancia Werner aparecen micacitas biotíticas inyectadas por cuarzo y feldespato. Este último aparece a veces en forma de nódulos alargados de hasta 1 cm de largo.

Rocas intrusivas. Granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas afloran en una faja de extensión SE-NW casi continua, entre el cerro Mojón (en el SE) y el paraje Manuel Choique (en el NW).

En el faldeo W del cerro Mojón asoma *granito* de grano grueso (1 a 1,5 cm), compuesto de cristales de feldespato de color blanco rosado, cuarzo y biotita en menor cantidad, atravesado por diques de diabasa.

Diorita de grano mediano a grueso aparece en un afloramiento reducido al lado del arroyo Perdido superior.

En las serranías al Este de la Escuela Blancuntre predominan *granitos rosados* de grano mediano a fino, forma-

dos por feldespato rosado, cuarzo y abundante biotita, que da a la roca, en algunos lugares, tintes verdosos. Granitos parecidos afloran en los alrededores de la estancia Cancahuil.

Croce (1950) estudió algunas muestras de la sierra *Lonco Trapial*. Según este autor, las cumbres están formadas por diques de *microgranito*; las partes inferiores de los faldeos por granito biotítico rosado de grano medio, "cruzado por grandes diques de microgranitos, aplitas, pórfiros graníticos, dioritas, rocas diabásicas, microdioritas, dacitas y basaltos principalmente". Se puede agregar que los basaltos son cuaternarios y las dacitas jurásicas (Complejo Porfírico).

En la zona de Bajada del Buey, como en los alrededores de la estancia Moreniyeo, afloran *granodioritas* de grano mediano (2 mm), color rosado verdoso, constituidas por cristales de feldespato subhedrales, cuarzo y biotita.

La sierra del Medio está constituida en gran parte por una granodiorita gris de grano mediano (2-3 mm), compuesta por feldespato blanco, cuarzo, biotita y anfíbol.

Al W de la Laguna del Toro y en el pie Norte de la sierra de la Bandera, asoman tonalitas de color gris y de grano mediano a grueso (2 a 5 mm), constituidas por feldespato blanco grisáceo, cuarzo, biotita y prismas de anfíbol. El afloramiento de Laguna del Toro transita hacia el NW en tonalita migmatítica y, en la zona del puesto de la viuda Pinchuleu, en *migmatita tonalítica* de foliación medianamente definida, compuesta por feldespato blanco grisáceo (hasta 1 cm) y cuarzo, rodeados por abundante biotita y prismas de hornblenda (hasta 1 cm). Rocas del mismo tipo afloran a 12 km al W de Gastre, al lado de la ruta a Tres Palomas, donde ocupa un área grande.

Granito hornblendífero rosado de grano mediano, asoma al Este de la Parpa de Tres Palomas, 1 km al Sur del puesto Jaramillo.

Correlaciones. Las tonalitas y granodioritas de la zona de Gastre corresponden a la Tonalita del Platero de Cushamen (Volkheimer, 1964). Los granitos (granito de Gastre) se comparan con reservas, con el Granito Aplitico Rosado de Cushamen.

Cabe destacar que en Cushamen hasta ahora no se ha observado migmatización relacionada con el Granito Aplitico Rosado.

III. MESOZOICO

1. (?) LÍAS

Las sedimentitas del Lías, de gran distribución areal al Sur del paralelo 43° S, afloran en la parte más austral de la Hoja Gualjaina, en las proximidades del puente sobre el río Gualjaina. Al lado de dicho puente aparece una alternancia de conglomerados, en parte silicificados, areniscas de granulometría muy variada, limolitas y tobas. El rumbo local es de 40 a 60°, la inclinación 35° S.

Los 10 m inferiores de dicha alternancia, cuya base no está expuesta, se componen de conglomerados medianos a finos cuyos rodados son de cuarzo, areniscas silíceas, basalto y riolita. La matriz es clorítica, con feldespato potásico alterado y plagioclasa; el cemento es calcáreo, en parte silíceo y limonítico. Color de conjunto pardo rosado. Entre los bancos de conglomerados se intercalan sabulitas y areniscas pardo claras cuyos granos son mayormente de cuarzo y de escaso feldespato, alojados en una matriz compuesta de abundante material micáceo, en parte clorítico, biotita alterada, zircón y frecuentes manchas de óxido de hierro. Se observan también delgados bancos de toba parda gris amarillenta.

Arriba de este conjunto conglomerádico-areniscoso, afloran más de 15 m de limolitas, areniscas y tobas. Las limolitas son mayormente gris oscuras y compuestas por granos subangulosos a subredondeados de cuarzo alojados en una

matriz micácea —clorítica— sericítica. Las areniscas son de grano fino, cuarzosas, levemente feldespáticas y en parte cuarcíticas. Las tobas intercaladas están compuestas de cuarzo, zircón y fibras micáceas. La pasta es silicificada. En varios niveles se han observado bandas rojizas finas.

Los afloramientos descriptos se encuentran ya en el ámbito de la Hoja 44c-Tecka, apenas al Sur del Paralelo 43°.

El Lías marcado en el mapa geológico (manchón negro) inmediatamente al Norte del paralelo 43°, en el valle del río Gualjaina, ha sido algo exagerado para poderlo representar en la escala del mapa. No se han encontrado fósiles en las sedimentitas arriba descriptas. La asignación provisoria al Lías, se ha hecho por encontrarse la sucesión en la prolongación septentrional del Lías descripto por Suero en el ámbito de la Hoja Tecka, y por razones de facies.

2. COMPLEJO PORFÍRICO (Jurásico Medio a Superior)

En varias comarcas de la zona estudiada, las sedimentitas senonianas se apoyan sobre un conjunto potente de coladas, brechas y tobas andesíticas, dacíticas y riódacíticas, que contienen en algunos lugares intercalaciones sedimentarias. Dicho conjunto forma parte de un amplio campo volcánico de edad jurásica media a superior, el cual se extiende entre los paralelos 40° y 45°, abarcando amplias extensiones de la Patagonia Extrandina septentrional. Otro campo volcánico, de la misma edad, se encuentra entre los ríos Deseado y Santa Cruz.

Disposición areal. En el área estudiada, el Complejo Porfírico aflora en la zona del nacimiento del arroyo Perdido —Lagunitas— Taquetrén, en todo el faldeo nororiental de la sierra Lonco Trapial, prolongándose en afloramiento continuo al territorio de la pro-

vincia de Río Negro, donde asoma hasta en los alrededores de las estancias Quetrequile y Calcatreu.

Otro grupo de afloramientos se encuentra al Suroeste de Gastre: Punta de Loma —Escuela Taquetrén— Almacén el Portezuelo, y al Suroeste de la Salina del Molle.

Relaciones. En todos los lugares donde se ha podido observar el límite inferior, se apoya con discordancia angular neta sobre rocas precámbricas. Al Sur de la sierra de Jalalaubat yace sobre migmatias; al SE y al N del cerro Mojón, sobre granito precámbrico; en las sierras Lonco Trapial y de Lipetrén sobre el mismo granito; al N del puesto Morales sobre la Tonalita del Platero, y al Sur de este puesto sobre granito. Está cubierto discordantemente por las sedimentitas del Chubutiano en un contacto muy bien expuesto al Norte y Oeste del almacén El Portezuelo (Gastre), en la sierra de la Bandera y al SE de la Angostura Colorada (Hoja Lipetrén). Reconocer con más exactitud los lugares donde está cubierto por la Serie Andesítica, será objeto de futuros estudios de detalle. Dicho límite es difícil de reconocer, por la poca o ninguna diferencia facial entre ambas entidades. Tal superposición existe, probablemente, al Oeste del almacén El Portezuelo, y en la zona de la estancia Blan Pilquín (a medio camino entre Gastre y Sacana). Al Sur de Lipetrén y en la zona del almacén Moligüe, el Complejo Porfírico está cubierto por el Colloncurense. En numerosos lugares se apoyan sobre él, basaltos plio-pleistocenos y depósitos de edad cuartaria.

Litología El Complejo Porfírico está compuesto por mantos, brechas y tobas andesíticas, riódacíticas y dacíticas en orden de frecuencia decreciente. Los basaltos hallados en tres localidades, podrían ser de menor edad.

En la zona ubicada al Este y Sureste de Lipetrén, predominan los mantos de andesita. El color de conjunto es mo-

rado. Al E de la Angostura Colorada, las andesitas están compuestas por fenocristales de feldespato rosado de hábito tabular (1-3mm), en una pasta afanítica. El mineral fémico está alterado. Se observan vesículas de hasta 1 cm. A medio camino entre la Ruta Nacional 242 y el cerro La Huitrera, se intercalan entre los mantos andesíticos, brechas andesíticas hasta riódacíticas con litoclastos de hasta 5 cm de andesita gris clara y riódacita pardo morada. La matriz afanítica de color anaranjado, alberga cristales de plagioclasa, cuarzo y fémico alterado (muestra 40).

En la sierra Lonco Trapial y adyacencias hacia el Este aflora una sucesión de mantos, brechas y tobas andesíticas y dacíticas. La inclinación general es de alrededor de 20° al Este. En las cercanías del puesto Cumil, se intercala un aglomerado andesítico de 20 m de espesor. Los bloques de andesita hornblendífera, alcanzan hasta 60 centímetros. En el medio se observan 3 m de una toba cristalina verde oscura.

Mantos de *dacita*, cuyo color de conjunto es pardo grisáceo, se encuentran en la zona del puesto Busto. Una pasta afanítica envuelve fenocristales de plagioclasa (1 a 4 mm) de color blanco grisáceo, un mineral fémico alterado y cuarzo (muestra 4). Al NW de la estancia Calcatapul, se presentan mantos de *riódacita*, de color morado grisáceo. Los fenocristales de oligoandesita (hasta 4 mm), de color anaranjado, y escaso mineral fémico alterado, se albergan en una pasta afanítica.

Otra faja de afloramientos se extiende desde la zona ubicada al Sur de las Salinas Grandes, pasando por el cerro Bayo Chico y la sierra de la Bandera, hasta los alrededores de la Escuela Taquetrén. Al SW del cerro Bayo Chico, asoman mantos de andesita pardo grisácea, con fenocristales de plagioclasa (1-3 mm) y fémico verde (? hornblendá) en menor cantidad, en una pasta afanítica.

En el pie E de la sierra de la Bandera, en el borde de la Salina del Molle, afloran *brechas riódacíticas* cuyos litoclastos de riódacita pardo rosada de hasta 3 cm, se encuentran en una pasta afanítica pardo negruzca.

El único lugar de la zona estudiada donde hasta ahora se han encontrado coladas de *traquita* de edad jurásica, se encuentra al Norte del puesto Mauricio Cáseres, en el faldeo austral de la Sierra de la Bandera. La roca es porfírica, de color pardo grisáceo, con fenocristales sub y anhedrales de sanidina (0,5 a 2 mm) en una pasta feldespática muy fina. No se han observado minerales fémicos. Otra sucesión de mantos, brechas y tobas pertenecientes al Complejo Porfírico se encuentra al Sur de la Sierra de Jalalaubát, entre el cerro Mojón y la Pampa Marrauf, y en la zona del cerro Catratrao.

Tobas cristalinas andesíticas de color morado afloran al lado del puesto F. Crespo; *tobas brechosas andesíticas* de textura porfiroelástica, con cristaloclastos angulosos o subangulosos de feldespato de color rosa anaranjado (1 a 5 mm), fémico alterado y escaso cuarzo, en una matriz tobácea, afanítica de color gris pardusco (m. 123), asoman en gran espesor en el pie del cerro Horqueta, en la zona al Norte del cerro Triste.

Al W y S de la Escuela Lagunitas, alternan coladas de andesita, brechas andesíticas y tobas dacíticas en menor proporción. Las *andesitas* son de textura porfírica; los fenocristales de plagioclasa eu-a subhedral, color blanco amarillento (1-4 mm) y fémicos alterados, están incluidos en una pasta afanítica de color pardo terroso (m 50).

Las *brechas andesíticas*, se componen de litoclastos de andesita de hasta 10 cm, color gris claro y pardo rojizo, y cristaloclastos de feldespato y escaso mineral fémico, alojados en una matriz pardo rojiza oscura.

Algunos bancos de *tobas dacíticas* intercaladas son de color rojo pardusco;

los cristaloclastos de feldespatos (2 mm), cuarzo (hasta 4 mm) y un mineral félico, se encuentran en una matriz afanítica (m 54).

Intercalaciones sedimentarias de varios cientos de metros de espesor se han encontrado al Sur de la Escuela de Jalalabat, entre dicha escuela y el arroyo Perdido superior.

El rumbo local de las sedimentitas es de 70°; la inclinación 40° N. Aflora una alternancia de conglomerados medianos a finos, sabulitas, areniscas y pocas lutitas. Los clastos de los conglomerados provienen del mismo Complejo Porfírico. El color de conjunto es morado. Debajo de las sedimentitas asoman mantos de andesita en relación concordante.

En las *zonas de fallamiento*, las rocas del Complejo Porfírico han sido afectadas de distintas maneras en áreas diferentes. Al NE de Gastre (zona de la estancia La Horqueta) los mantos de andesita están *silicificados*. Se observan fenocristales muy alterados de plagioclasa, de color pardo rojizo. La pasta silicificada está atravesada por venillas de cuarzo (1 a 2 mm). Al NE del puesto López, a 1 km al Sur del paralelo 42° S, asoman rocas de características iguales. Tal es el efecto observado en las *fallas transversales*. En dos de las *fallas longitudinales* que siguen el rumbo del basamento cristalino, se observa el *dinamo-metamorfismo* de las rocas implicadas. En el pie Sur de la sierra de Calcatapul, al W y NW del puesto Uribe, y al N del puesto Huincuhuil, afloran tobas dinamometamorfizadas de color gris oscuro, de aspecto córneo y estructura esquistosa foliada. Sólo la observación microscópica revela que se trata de tobas en las cuales los efectos dinámicos, han producido el cizallamiento y completa recrystalización de las matrices. Los fenoclastos que miden de 1 a 2 mm de diámetro, aún persisten en parte.

Edad y Paleontología. El punto clave para la determinación de la edad del

Complejo Porfírico en la zona estudiada, es la zona de Taquetrén (Cañadón del Zaino), aguas abajo de Paso del Sapo, de donde M. I. R. Bonetti (1963) describe una interesante flórmula, contenida en tobas arcillosas compactas, pardo amarillentas, que alternan con conglomerados. "El conjunto, de un espesor de quizá centenares de metros, buza alrededor de 12-14° al Sur y yace directamente sobre gneises del basamento, aunque el contacto no es visible". La mencionada autora describe las siguientes formas:

Cladophlebis denticulada (Brongn.)

Font *

Cladophlebis cfr. *antarctica* Nath. *

Clathropteris cfr. *kurtzi* Freng.

Thaumatopteris sp.

Sphenopteris Nordenskjöldii Halle *

Scleropteris furcata Halle *

Sagenopteris nilssoniana (Brongn.)

Ward.

Otozamites sanctae-crucis Ferug.

Williamsonia cfr. *gigas* (Lind & Hutt.) Carr.

Zamites cfr. *gigas* (Lind & Hutt.)

Elatocladus conferta (Oldh.) Halle *

Pagiophyllum Feistmanteli Halle *

Carpolithus sp.

Feruglioa sp.

Como señala M. Bonetti, seis de las catorce especies enumeradas (las señaladas con un asterisco) son comunes con la conocida flora de Bahía Esperanza (Hope Bay) en la Tierra de Graham, Antártida, y de las 11 especies que han sido determinadas en Cañadón Asfalto (margen derecha del río Chubut), "9 pertenecen también a la flora de Hope Bay, que Halle atribuye al Jurásico medio..." (Frenguelli, 1949).

Según M. Bonetti la flora de Taquetrén es perfectamente asimilable a las de Cañadón Asfalto y Bahía Esperanza. Por consiguiente, *la edad es Jurásico Medio*, y las rocas portadoras pertenecen probablemente al *Matildense* (Stipanovic y Reig, 1957).

3. CHUBUTIANO

a) Zona Gualjaina

En el ámbito de la Hoja Gualjaina, el Chubutiano se conoce sólo en áreas muy reducidas.

A 5 km al SW del puesto San Carlos, sobre ambos lados de la ruta, afloran calizas, calcarenitas y margas de color blanco, con algunos delgados bancos de conglomerado fino. El rumbo del conjunto es de 130° , la inclinación 10° Suroeste. Afloran más de 10 m.

Las calizas son en parte oolíticas y contienen ostrácodos y gasterópodos. Los conglomerados son calcáreos: los clastos subredondeados son de basalto y otras vulcanitas; la matriz está compuesta por plagioclasa, epidoto, zircón, hipersteno, clorita, granate y hornblenda. El cemento es calcáreo.

En las calizas, eliminando el carbonato de calcio y, en algunos bancos, algo de yeso, queda un residuo de cuarzo, escasa plagioclasa y pasta de roca volcánica. Debido a la cubierta cuartaria, no se ha podido observar la relación estratigráfica con las otras formaciones de la comarca. Provisoriamente se asigna a las capas en cuestión una edad chubutiana.

El Chubutiano que asoma en el valle del río Chubut, aguas abajo de Piedra Parada, ha sido descrito detalladamente por Petersen (1946).

b) Zona Lipetrén - Gastre

Sobre un relieve elaborado durante el Cretácico, se depositaron los sedimentos continentales del Chubutiano, ya encima de rocas precámbricas, ya encima de los mantos, brechas y tobas del Complejo Porfírico.

Disposición areal. En las cabeceras del arroyo Perdido, se presenta el límite septentrional de una amplia cuenca del Chubutiano que se proyecta hacia el Sur, mucho más allá de la zona estudiada. Otros afloramientos existen al Sur y al Oeste de la Salina del Molle

y en la zona del cerro Bayo (Chico y Grande). Al Norte de Lipetrén, el Chubutiano se extiende desde 3 km al Norte de dicha localidad hasta el cerro Buitrera.

Relaciones. En la mencionada cuenca austral se apoya sobre el Complejo Porfírico, como se puede observar en un tramo del valle del arroyo Perdido y al Sur de Lagunitas, sobre el Precámbrico.

Al Norte del puesto Morales, Hoja Gastre, yace sobre la Tonalita del Platero y granito precámbrico; al Norte y Oeste del almacén El Portezuelo sobre el Complejo Porfírico; en la sierra de la Bandera, ya sobre migmatitas (Vda. Cáseres), tonalitas (Laguna del Toro) o granito, ya sobre el Complejo Porfírico.

Litología. Al Sur de la Pampa de Tres Palomas, en las lomas ubicadas al E y SE del puesto Segundo Torres, aflora una alternancia de areniscas calcáreas color rosado claro, areniscas finas a gruesas, rojizas y en parte amarillas, con pocas intercalaciones de conglomerados medianos a finos, cuyos clastos provienen del basamento y del Complejo Porfírico, y tobas finas rosadas y pardo rojizas. Dichas tobas están compuestas de cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa, fragmentos de pasta de roca volcánica, zircón, epidoto, zoisita, muscovita, clorita y material caolinizado (muestra 129). Se observan, en escasas intercalaciones, delgados bancos de caliza impregnada de manganeso, en las cuales, eliminado el carbonato, queda un residuo formado por cuarzo, microclino, plagioclasa de $n > 1,55$, fragmentos de pasta volcánica, biotita alterada y zircón.

A 7 km más al Oeste, al Sur de la Salina del Molle, donde comienza la subida de la ruta provincial a El Portezuelo, se apoya el Chubutiano con brecha basal sobre granito precámbrico (no representado en el mapa por su reducida extensión); los clastos de la

brecha provienen de las pegmatitas y granitos del Precámbrico.

Cerca de la base se observan algunos bloques de hasta 40 cm de diámetro. La matriz corresponde a una arenisca arcósica, compuesta por cuarzo, microclino, plagioclasa de $n > 1,55$, escaso carbonato de calcio, biotita alterada, zircón y agregados de sericita. Esta brecha basal, que alcanza hasta 10 m de espesor, transita hacia arriba en areniscas arcósicas, entre las cuales se intercalan unos 5 m de un conglomerado grueso, con matriz areniscosa, cuyos guijones redondeados hasta subredondeados, provienen exclusivamente del Complejo Porfírico. El color del conjunto es gris verdoso y en parte violáceo.

En El Portezuelo, inmediata y estratigráficamente arriba de dichos afloramientos, asoma una secuencia de areniscas (abajo) y tobas pardo claro, muy finas, con intercalaciones de areniscas (arriba). Espesor del conjunto 100 m; leve inclinación (unos 15°) hacia el Este.

Al ENE y NE de El Portezuelo se observa la superposición discordante del Chubutiano sobre el Complejo Porfírico. A lo largo de una pequeña huella, apta para automotores, que baja hacia el Norte a la Pampa de Tres Palomas, paralelamente a la ruta provincial y a 2 a 3 km al Este de ella, aflora un perfil muy completo del Chubutiano, apto para estudios estratigráficos. En términos generales, se distinguen conglomerados y areniscas abajo, tobas y limos verdosos en el medio, y areniscas, tobas y limolitas gris amarillentas arriba; el espesor es de 150 m como mínimo.

A 4.500 m al Sur del almacén El Portezuelo, se disponen sobre el Complejo Porfírico areniscas finas a medianas del Chubutiano, de rumbo 180° , y 40° inclinación W. Este afloramiento se encuentra ya fuera del área relevada.

En la Loma Alta, ubicada al Oeste del puesto José García (Aguada del Pito), asoma un conjunto de areniscas arcósicas de granulometría muy variada, que se inclinan localmente 20° al Este.

Se intercalan bancos de brecha arcósica mediana a fina y de sabulita arcósica. El material se deriva de granitos y granodioritas precámbricos poco transportados. Una muestra de arenisca arcósica rosada de la mencionada localidad contiene cuarzo, abundante microclino, plagioclasa de $n < 1,55$, biotita alterada, zircón, apatita y hornblenda. En las áreas vecinas, las asociaciones de pesados son parecidas, indicando a rocas madres del basamento precámbrico.

4. APÉNDICE

En una sucesión de areniscas friables de posición subhorizontal, cuyos escasos afloramientos (ubicados al lado de la ruta a Piedra Parada, a 13 km al NE de Gualjaina) están presentados en el mapa como "Colloncurenses", se hallaron algunos ejemplares de *Globigerina* sp.¹, en buen estado de conservación. De este modo es probable que no se trate de redepositación, y que la sucesión mencionada corresponda a la facies litoral de la ingresión atlántica (límite Cretácico-Terciario), conocida a pocas decenas de kilómetros más al Este, en el valle del río Chubut.

IV. CENOZOICO

1. TERCIARIO

a) Serie Andesítica (Eoceno)

a 1) Zona de Gastre - Lipetrén - Pire Mahuida

En algunos casos es difícil identificar con seguridad los afloramientos que pertenecen a esta entidad, por la semejanza facial que tienen con el Complejo Porfírico. Ambos grupos son asociaciones volcánicas compuestas por toda la gama de transiciones entre riolitas y andesitas, hasta —excepcionalmente— basandesitas y basaltos. Sólo en zonas donde aflora el Chubutiano que separa ambos grupos, la decisión es fácil.

Disposición areal. La Serie Andesítica aflora en la zona de Blan Pilquín,

¹ Determinado por la Dra. Elsa R. de García (I.N.G.M.).

las sierras Pire-Mahuida y Catán Lil, al Norte de Lipetrén y, con ciertas reservas, al Norte de la sierra de Lipetrén y al Oeste del almacén El Portezuelo.

Relaciones. Se dispone sobre granito precámbrico¹ en la sierra de Catán Lil y al Norte de la sierra de Lipetrén; sobre el Complejo Porfírico en la zona de Blan Pilquín; sobre el Chubutiano al Suroeste de la Angostura Colorada. Está cubierto por basaltos pliocenos y cuartarios alrededor de las sierras Piré Mahuida y Catán Lil, al Suroeste de la Angostura Colorada, por depósitos cuartarios en numerosos lugares.

Litología. En la zona ubicada al N y W de Lipetrén, afloran mantos de andesita y traquita. En al pie Este del cerro Horqueta las traquitas son de color gris, en partes anaranjado, y están formadas por sanidina, en menor cantidad plagioclasa, y un mineral fémico alterado.

Mantos de andesita, de posición subhorizontal, asoman a 20 km al W de Lipetrén. La roca es porfírica, gris verdosa, con abundantes fenocristales de plagioclasa eu- y subhedrales (1-5 milímetros) que se alojan en una pasta afanítica. El escaso mineral fémico está alterado (m. 292).

Basandesitas se presentan sobre la ruta de Gastre a Gan Gan, a unos 2 km al E de la entrada a estancia Blan Pilquín. Las coladas, subhorizontales, son de color gris pardusco verdoso, con un bandeamiento ferruginoso.

Al lado de la estancia Blan Pilquín y en los alrededores de ella, son frecuentes las *tobas riolíticas* que alcanzan espesores de más de 20 m. La roca está formada por sanidina (1 a 2 mm) subhedral, escasa plagioclasa y laminillas de biotita algo alteradas, en una pasta afanítica. El color es gris claro hasta rosa; la posición es subhorizontal.

En el pie Sur de la Sierra de Catán

¹ El afloramiento granítico no ha sido marcado en el mapa geológico por su extensión reducida.

Lil, al lado de la huella entre Montero hijo y viuda Montero, afloran tobas riolíticas de gran distribución areal y de idéntica litología que aquellas de la estancia Blan Pilquín.

En el cañadón Catan Lil superior, al lado del puesto de la viuda Montero, las tobas riolíticas de la Serie Andesítica son de color blanco-rosado y muy coherentes. Se componen de abundantes cristaloclastos de feldespato rosa anaranjado y blanco grisáceo (0.5 - 3 milímetros), en menor cantidad cuarzo y mineral fémico alterado, y escasos litoclastos de (?) andesita y de una vulcanita vítrea. La pasta es afanítica.

La Serie Andesítica está cubierta por coladas de basalto de edad holocena.

Ya fuera del área presentada en el mapa 1: 500.000 adjunto, en el ámbito de la Hoja 41d-Rucul Huan, en la zona ubicada al Sur de la estancia Quiroga - Rucul Huan, afloran tobas cristalinas litocristalinas, compuestas de abundantes cristaloclastos de feldespato de color anaranjado, algunos grisáceos (0.5 - 3 mm), en menor cantidad de cuarzo, biótita y otro mineral fémico alterado. Los litoclastos (hasta 3 cm) son de tobas vitrocrystalinas, de color verde rosado, con fluidalidad marcada. La matriz es afanítica.

a 2) Zona de Gualjaina

En esta zona afloran mantos, brechas y tobas de andesita, traquiandesita, dacita y riolacita. Las rocas pertenecientes a la Serie Andesítica cubren áreas extensas en el ámbito de la Hoja 43c-Gualjaina.

Disposición areal. Casi todo el ángulo NE de la mencionada Hoja, está cubierto por la Serie Andesítica. Otros afloramientos están ubicados al Sur del almacén El Pato Negro, entre el pueblo de Gualjaina y la Sierra Negra, en los arroyos Mayoco inferior y Montoso inferior, y en la prolongación austral del Cordón del Mogote.

Relaciones. En el valle del río Chubut, cerca del límite Norte de la Ho-

ja 43c, 1ª Serie Andesítica yace con pronunciada discordancia angular sobre la formación Cushamen. En el valle del río Chubut, cerca del meridiano 70°, se apoya sobre el Senoniano marino y sobre el Chubutiano. En un pequeño afloramiento ubicado a unos 3.500m al SW del puesto San Carlos, al lado de la ruta a Piedra Parada, se dispone sobre tonalitas del Precámbrico.

Está cubierta discordantemente por el Colloncurensis en la zona del Cordón del Mogote, al Sur del Cañadón Grande, en el arroyo Lepá superior y en el valle del río Chubut, cerca del límite oriental de la Hoja Gualjaina; por la formación El Mirador (Serie de El Mirador de PETERSEN) en la zona del arroyo Lepá superior, al Este de Gualjaina, en la zona del almacén El Pato Negro, y en las serranías ubicadas al Sur de la Piedra Parada. En muchos lugares está ocultada debajo de depósitos cuaternarios.

Litología. En la confluencia de los arroyos Mayoco y Montoso afloran mantos de andesita de rumbo 10° e inclinación de 30° al Este. La andesita es de color gris y se compone de fenocristales de plagioclasa gris blanquecina, tabulares (1-6 mm), y escaso fémico, alojados en una pasta afanítica.

Localmente, las coladas están cruzadas por venillas de calcita y salpicadas por calcita. Hacia el Oeste este afloramiento está limitado por un conjunto de fallas paralelas de rumbo aproximado 16° e inclinación de casi 90°. La zona de fallas aflora sobre el lado derecho del arroyo Montoso, a pocas decenas de metros de la confluencia con el arroyo Mayoco.

Las mencionadas coladas andesíticas alternan con brechas andesíticas, formando una espesa sucesión de la cual se han observado más al SE, al lado del almacén Richter, brechas andesíticas de color morado oscuro, compuestas de litoclastos de vulcanitas (de

hasta 4 cm) de color verde, alojados en una matriz afanítica.

Más al Este, en la subida de la ruta entre La Cancha y Gualjaina, afloran debajo de los basaltos de la formación El Mirador, brechas ígneas parecidas a las descritas del almacén Richter. En la bajada de la mencionada ruta al arroyo Lepá, afloran *traquian-desitas* de color rosa anaranjado, duras, compuestas por fenocristales de feldespato eu- y subhedrales (1-3 mm) y abundante pasta muy fina, formada por feldespato potásico y escasa plagioclasa.

No ha sido aclarado todavía si los *pórfitos andesíticos* que asoman al lado del puesto Nahuelquir, corresponden a la Serie Andesítica o a la formación El Mirador. Estas rocas están compuestas por fenocristales de plagioclasa (hasta 6 mm), y en menor cantidad de piroxeno y anfíbol (?), alojados en una pasta fina formada por feldespato y cuarzo. La misma duda existe acerca de los mantos de andesita que componen los cerros al lado de la estancia Arbe (ubicada entre Ea. La Elvira y cerro Chenque). Dichas andesitas son de textura porfírica, color verde oscuro, y compuestas de fenocristales de plagioclasa (hasta 4 mm), tabulares, y escaso mineral fémico alterado, alojados en una pasta afanítica.

En los cerros ubicados al W de Los Pozones, al Norte del puesto Lara, afloran *tobas riódacíticas* blanco amarillentas, con abundantes cristaloclastos de cuarzo (0,5-2 mm) feldespato blanco grisáceo y en menor cantidad mineral fémico de hábito prismático y alterado, en una matriz afanítica.

Sobre el lado derecho del río Gualjaina, frente al pueblo homónimo, aflora una facies sedimentaria de la Serie Andesítica: Areniscas de grano fino, en parte arcillosas, de color amarillento verdoso, alternando con aglomerados y mantos (?) riódacíticos. Hacia arriba, el grano de las areniscas se vuelve muy fino, alternando las areniscas con brechas ígneas, tobas

blancas y limolitas. Dicha sucesión es, a partir del fondo del valle del río Gualjaina, de unos 60 m.

Por razones de facies, se trata probablemente de un equivalente de los Estratos de Laguna del Hunco que abarcan la parte basal de la Serie Andesítica.

Sobre dicha sucesión se disponen coladas de andesita que abarcan un área grande a ambos lados del cañadón de la Media Luna. Al NW del pto. de la viuda de Macayo, son frecuentes las coladas de andesita verde pardusca con tintes anaranjados, compuesta por fenocristales de plagioclasa de hábito tabular (1-4 mm), y un mineral fémico alterado, alojados en una matriz afanítica.

En un afloramiento pequeño, en el mismo pueblo de Gualjaina, afloran andesitas de composición igual.

Frente a la estancia Larrachou, sobre el lado derecho (oriental) del valle del río Gualjaina, aparecen en sitio próximo a la huella, mantos de andesita y traquita (?). La *andesita* es de color rojo pardusco y compuesta por fenocristales de feldespato blanco amarillos, en parte euhedrales (1-5 mm), y escaso fémico alterado, alojados en una pasta afanítica. La *traquita* es gris verdosa, no se observan fenocristales en ella, y la pasta fina consiste en tablillas de feldespato potásico, escasa plagioclasa y mineral fémico alterado. No ha sido posible apreciar rumbo e inclinación de las coladas.

En el valle del río Chubut, a 300m al E de la Escuela Nacional n° 78, se halla un afloramiento reducido de andesita de textura porfírica, color verde pardusco, con fenocristales tabulares de plagioclasa (1-3 mm) blanco grisáceo y abundante pasta muy fina. El escaso mineral fémico está alterado (1 mm). Al Norte del río Chubut, en los cerros al N de la mencionada escuela, alternan coladas y tobas de la Serie Andesítica. Una muestra de *toba riolítica sacada* en estos cerros a 8½ km al N de dicha escuela, es de color blan-

co amarillento, en partes anaranjado, formada por plagioclasa, cuarzo y (?) vidrio desvitrificado.

Al mismo complejo pertenecen los mantos traquíticos al lado del puesto Cheoque (valle del río Chubut, cerca del contacto con la formación Cushamen). La *traquita* es de color gris claro, dura, y compuesta por escasos cristales de sanidina (1 mm) blanco grisáceo y escaso mineral fémico alterado, en una pasta muy fina de feldespato potásico. En la misma zona se observan tobas cristalinas andesíticas y coladas de dacita pardo amarillenta.

En la base de la sucesión, a 7.500m al S del puesto Yanqueo, donde la orilla del valle del río Chubut cambia del rumbo N-S a un rumbo ESE-WNW, se apoyan sobre la formación Cushamen las tobas, areniscas tobáceas e intercalaciones de conglomerados medianos a finos de los Estratos de Laguna del Hunco, (parte inferior de la Serie Andesítica), con rumbo de 10°, inclinación 30°E. Son frecuentes las tobas gris blanquecinas, líticas - cristalinas, compuestas de cuarzo, feldespato potásico, fragmentos líticos, clorita, biotita alterada, Ca CO₃, hematita, limonita y fragmentos de pasta de roca volcánica. Se intercalan tobas lamina-das gris blanquecinas vitro-cristalinas y tobas gris amarillentas finas, impregnadas por óxido de hierro.

Por encima de la alternancia de tobas, areniscas y conglomerados que alcanza alrededor de (?) 15 m, siguen coladas de andesita de grano muy fino.

Al lado de la ruta entre Gualjaina y Piedra Parada, en el valle del río Chubut, afloran coladas, tobas y brechas ígneas bien expuestas, en posición subhorizontal. De gran distribución areal son tobas riolíticas blanquecinas y, en parte, amarillo verdosas que están compuestas de cuarzo, sanidina y (?) vidrio desvitrificado. A 11 km al Oeste de Piedra Parada, en línea recta, se observan varios pequeños centros efusivos que atraviesan a dichas tobas.

En los conductos verticales de dichos centros, se observan frecuentemente áreas compuestas por material brechoso producido por explosiones internas. Al microscopio se observa *textura ignimbrítica*. Estas "ignimbritas" son, en un caso observado, de color verde esmeralda, fractura subconcoidea, y compuestas de clastos de sanidina (1-2 mm). Al microscopio se observa que la matriz consiste en trizas de vidrio recristalizado y cuarzo.

En el cañadón de la Horqueta inferior, cerca de la escuela de Piedra Parada, aparecen coladas y brechas andesíticas que están cubiertas por los basaltos de la formación El Mirador. Dichas brechas andesíticas son mayormente de color pardo ferroso; los litoclastos de rocas volcánicas (andesita y basalto) son subangulosos y se han observado excepcionalmente del tamaño de hasta más de 10 cm; los cristalo-clastos son de feldespato (1-4 mm), y mineral fémico; la matriz afanítica. Sobre el límite Sur de la Hoja Gualjaina, a 4.000m al SW del puesto Cunín, se observan coladas de andesita, pertenecientes a la Serie Andesítica en posición vertical y en contacto de falla con los basaltos de la formación El Mirador. La andesita es de color gris y se compone de abundantes fenocristales de plagioclasa (2-5 mm), subhedrales, blanco grisáceos y prismas de hornblenda de hasta 6 mm; la pasta es afanítica.

b) *Colloncurense*

b 1) *Zona de Gualjaina*

Disposición areal.

Las tobas, limolitas, arcilitas y areniscas del Colloncurense, afloran sobre ambos lados del Cañadón Grande, extendiéndose hacia el Oeste hasta el pie del Cordón del Mogote y hacia el Sur, donde frecuentemente se hallan cubiertos por depósitos pedemontanos cuaternarios, hasta el codo del arroyo Gualjaina, prologándose al ámbito de la

Hoja Tecka, casi siempre debajo de una delgada cubierta de gravas pleistocenas. Otra faja de afloramientos se extiende al Oeste del puesto San Carlos y al Sur de la Sierra Negra, ocupando una faja pedemontana de 3 a 10 km de ancho, en la cual el Colloncurense aparece en los cañadones donde la erosión ha eliminado la cubierta pleistocena, constituida por los conos de deyección coalescentes de la formación Choiquepal. Afloramientos de menor extensión areal se encuentran dispersos en todo el ámbito de la Hoja.

Relaciones.

En el pie Este del Cordón del Mogote, en el arroyo Lepá superior, en la zona del Cañadón de la Media Luna, al Sur de la Sierra Negra y en las cercanías del puesto Troncoso, el Colloncurense se apoya discordantemente sobre la Serie Andesítica. Sólo en un área reducida del Cordón del Mogote, sobre el paralelo 42°30', yace encima de tonalitas y migmatitas del Precámbrico.

El Colloncurense está cubierto por los basaltos y andesitas de la formación El Mirador, en la zona del almacén Soto y al NNW del puesto San Carlos. En las demás zonas, lo cubren capas discontinuas de depósitos cuaternarios de diferente edad y facies.

Litología. En el valle del arroyo Lepá superior, al lado del almacén Buger, aflora una alternancia de tobas laminadas gris amarillentas blanquecinas, calcáreas y en parte yesíferas, compuestas de cuarzo, clorita, vidrio volcánico, biotita y hornblenda, y delgadas capas de limolita. Al lado del puesto Troncoso, el Colloncurense es de facies calcárea. Eliminando el CaCO₃, queda un residuo fino de cuarzo, material vítreo y fibrillas de mica.

En el Cañadón Grande inferior, frente al puesto Saihueque, se observa en el codo del arroyo, en un trecho de 100m de largo, un *horizonte de shearing* dentro del Colloncurense: sobre

un paquete inferior de arcillas (hasta lutitas) se deslizó hacia el Este, sobre un plano prácticamente horizontal, un paquete superior de limolitas y areniscas finas y se observa el arrastre que han sufrido las capas basales de dicho paquete superior.

Las pocas muestras sacadas de otros asomos de Colloncurenses, en el ámbito de la Hoja Gualjaina, son en primera línea de tobas blanquecinas, en segundo lugar de limolitas, arcillas y arenitas.

b 2) Zona de Gastre - Lipetrén

El Colloncurenses está poco desarrollado en la zona Gastre-Lipetrén. Aparece en los alrededores de Lipetrén, donde se encuentra casi totalmente cubierto por depósitos pedemontanos cuartarios. Otros afloramientos, en parte cubiertos por depósitos actuales, se encuentran entre la estancia Quetrequile y la ciudad de Ing. Jacobacci, fuera del área levantada.

Relaciones: Al Sur de Lipetrén, se apoya sobre granito precámbrico y el Complejo Porfírico; y en la zona ubicada entre Quetrequile y Ojos de Agua, se dispone sobre el Complejo Porfírico, estando cubierto en esta última zona por basaltos pliocenos y cuartarios. Al Sur y Noroeste Lipetrén, lo cubren los fanglomerados de la formación Choiquepal.

Litología. A unos 800m al Sur del almacén Guzmán (Lipetrén), afloran en una pequeña barranca, pocos metros de margas y calizas blanquecinas y pardo - blanquecinas, friables, con abundante gravilla silícea y pequeños rodados de riolita silicificados. Eliminado el CaCO_3 , queda un residuo formado por cuarzo, plagioclasa zonal de $n > 1,55$, augita, hipersteno, zircón, biotita, hornblenda, pasta de roca volcánica y material arcilloso. La posición es horizontal.

Entre la estancia Quetrequile y la ciudad de Ing. Jacobacci, afloran tobas, limolitas y diatomitas.

c) Formación El Mirador

Esta formación, sinónimo de la Serie de El Mirador (Petersen, 1946), es un complejo volcánico y piroclástico que abarca según dicho autor, en la zona del río Chubut medio (área de influencia del cerro Mirados tobas amarillo blanquecinas hacia la base y rojizas o parduscas, brechosas, más arriba... El espesor de los depósitos tobáceos llega a 250 - 300 m en los cerros situados al oeste del cerro Mirador; un rasgo común a todos ellos, es el contenido extraordinariamente elevado de xenolitos basálticos que poseen, redondeados o angulosos, hasta del tamaño de un puño. Las tobas... son andesíticas, como lo son todos los numerosos diques que las atraviesan, algunos de más de 50m de espesor". Hacia arriba las tobas están "interestratificadas con mantos de *andesita*, algunos de 60-70m de espesor, como sucede en el cerro Mesa, situado al N.E. del cerro Mirador". Petersen equipara la "Serie de El Mirador" con los "mantos y tobas con restos de *Astrapothericus*", de Piatnitzky (1936), que son de gran desarrollo en la zona de Lefipan y Marauf. Tentativamente la compara con el Basalto I, Mioceno, (Groeber, 1929), mientras Feruglio (1949, t. II, p. 342) la hace corresponder a la Andesita II (Huincanlitense de Groeber). Inmediatamente al Sur del río Chubut, la facies es mayormente basáltica. Asuman basaltos vesiculares al lado de la ruta que une Gualjaina y Piedra Parada. En parte contienen numerosas amígdulas con zeolita.

En el Cañadón de la Horqueta superior, aflora una potente sucesión de coladas de basalto gris verdoso, inclinadas 10 a 20° hacia el N E. En la zona ubicada entre la estancia Camuzzo y el almacén El Pato Negro, se intercalan entre las coladas basálticas más de 100 m de aglomerados y brechas basálticas.

Los basaltos y andesitas que afloran en la porción sur-occidental de la Hoja

Gualjaina, se han presentado provisoriamente y en conjunto como pertenecientes a la formación El Mirador. Sin embargo, en las serranías ubicadas al Este y Sureste del almacén Carlos Richter y adyacencias orientales, se han observado tobas riódacíticas pertenecientes a la Serie Andesítica, a las cuales un futuro levantamiento de detalle puede separarlas de la formación El Mirador.

d) *Basaltos pliocenos y cuartarios en general.*

Estos basaltos afloran al Este y Noroeste de una línea que trascurre desde El Serrucho hacia el NW, levemente al SW del arroyo Sacanana y paralelo a éste, pasando al NE de la estancia Blanco, al Este de las minas de Los Manantiales, prolongándose hacia el Norte, a la estancia Quiroga. Otro afloramiento grande se extiende entre Quetrequile, Yuquiche e Ing. Jacobacci.

Relaciones. Se disponen con discordancia angular sobre el Complejo Porfírico a lo largo de la línea mencionada y al SW de Quetrequile; sobre el Chubutiano al Oeste del arroyo Perdidito superior, sobre La formación Roca en El Serrucho; sobre el Pehuenche y Sarmientense en los alrededores de Gan Gan; sobre la Serie Andesítica al Este de Blan Pilquín y alrededor de las sierras Pire Mahuida y Catan Lil; sobre el Colloncurensis en la zona Ing. Jacobacci - Ojos de Agua - Quetrequile.

Litología. Al Este del área presentada en el mapa 1:500.000, inmediatamente al E. de Gan Gan, afloran al lado de la ruta a Telsen, basaltos amigdaloides gris oscuros de textura porfírica, compuestos por fenocristales de plagioclasa (1-3 mm.) y abundantes prismas de mineral fémico. En la pasta muy fina se observan pequeños cristales de plagioclasa de color blanco grisáceo. Las abundantes amígdalas es-

tán rellenas o tapizadas por calcita (Muestra sacada a 24 Km al E de Gan Gan).

En el pié E del Cerro Chacay, al lado de la ruta entre Gan Gan y Las Chapas, asoman coladas de basalto gris oscuro con fenocristales de plagioclasa (1-7 mm.) de hábito tabular, y mineral fémico alterado, en una pasta afanítica.

Las descripciones de algunos basaltos que con seguridad son del Holoceno, se han incluido en los párrafos sobre Basaltos V y VI.

2. CUARTARIO

a) *Zona de Gualjaina*

Los depósitos cuartarios de la zona de Gualjaina son de gran diversidad fácial en la mitad occidental de la Hoja.

La subdivisión estratigráfica del Cuartario, realizada para la hoja vecina al Norte (Hoja 42c - Cerro Mirador, *Volkheimer* 1964), es aplicable a grandes rasgos, al área de la Hoja 43c-Gualjaina. Igual como en la zona de Cushamen, en las serranías ubicadas al Oeste del río Gualjaina, se observan varios niveles pedemontanos que arrancan, con excepción del nivel más alto, en el faldeo de dichas serranías. Con seguridad los depósitos pedemontanos ubicados en el faldeo y pie Este de las serranías mencionadas, no tienen ninguna relación inmediata con las morenas pleistocenas, sino que se trata simplemente de conos aluviales coalescentes que se depositaron en niveles morfológicos distintos en tiempos diferentes, debido al cambio repetido entre fases de erosión y fases de acumulación. Sin embargo es posible que el motor de estos cambios hayan sido los *cambios climáticos* durante el Pleistoceno, de modo que existiría una relación *indirecta* con las glaciaciones. Dichos conos aluviales serían depositados durante las fases de clima frío, en parte al mismo tiempo que en la vecina Cordillera avanzaron los glacia-

res durante los diferentes estadios de la glaciación Wisconsin, que despidieron conos de transición, y sus estrechamientos, los "valley trains", que coalescen en sus extensiones distales con los depósitos pedemontanos arriba mencionados.

Por esa razón, se han utilizado en el ámbito de la hoja Gualjaina, los mismos nombres para las formaciones del Cuartario, como en la zona de Cushamen, tratándose en ambas zonas simplemente de distintas facies dentro de la misma formación. Los sedimentos *pleistocenos* de la zona de Gualjaina se subdividen, de este modo, en las siguientes formaciones:

- 5, Formación Confluencia
- 4, Formación Cabaña
- 3, Formación Fita Michi.
- 2, Formación Blancura
- 1, Formación Martín (Pleistoceno basal)

Los detalles estratigráficos han sido dados por Volkheimer (1964 y 1963); a la luz de nuevas observaciones hechas por el autor en zonas vecinas de las descritas en (1964 y 1963), las formaciones Blancura y Fita Michi corresponderían no a las primeras fases de la Última Glaciación (Wisconsin), sino serían levemente anteriores y se ubicarían en el Pleistoceno medio. En cambio, no existe duda sobre la edad pleistocena superior de la formación Cabaña, que corresponde al "Gotiglacial" (=tercer avance de la glaciación Wisconsin).

Depósitos glaciares se han encontrado sólo en la faja más occidental de la hoja Gualjaina, al SSW y al N. de La Cancha. Con reservas, se considera éstos depósitos como morenas terminales. Sólo el estudio de la zona vecina al Oeste, podrá aclarar los problemas de geología glacial. Con seguridad el hielo pleistoceno no ha avanzado más al Este que la depresión de La Cancha.

Depósitos de Remoción en Masa se hallan en el valle del río Gualjaina, en las proximidades de la estancia La Elvira. El rápido examen de dichos depósitos, que sólo a primera vista (por los numerosos bloques que incluyen y por su ubicación marginal en el valle), son semejantes a morenas laterales, hace probable que ellos se deben a una corriente de barro proveniente de las serranías ubicadas inmediatamente al Oeste.

b) *La zona de Lipetrén - Gastre.*

En el Cuartario, la diferencia facial entre la zona del Gualjaina y la zona de Gastre - Lipetrén, es pronunciada.

Frente a la diversidad facial en la faja subandina de Gualjaina, se han distinguido en la zona de Gastre solo dos unidades sedimentarias (formación Choiquepal y Acarreo actual), y tres volcánicas del Cuartario.

Formación Choiquepal.

Según la definición (Volkheimer, 1964), esta formación comprende el conjunto de depósitos pedemontanos cuartarios del tipo extrandino, excluyendo los Depósitos actuales. Se trata de conos de deyección coalescentes ("bajadas") disectados por valles de arroyos secos. Litológicamente se caracteriza por agregados sueltos de fragmentos angulosos de granulometría muy variada.

Disposición areal. A esta formación corresponde prácticamente toda la pampa de Gastre y gran parte de la pampa de Tres Palomas. En el borde nor-oriental de la pampa de Tres Palomas, se advierte que la superficie de la formación Choiquepal ha sufrido un rechazo de pocos metros; la porción nororiental está levantada en relación con la suroccidental, a lo largo de una de las fallas marginales que delimitan el bloque de Calcatapul - Lonco Trapial, hacia el Suroeste. Dicho rechazo, de 3 a 4 metros aproximadamen-

te, indica en qué medida se prolongó el ascenso del bloque de Calcatapul durante el Cuartario.

Espesor. La formación Choiquepal puede alcanzar en las facies proximales más de 20 m; en las facies distales que afloran en la parte central de las pampas de Tres Palomas y Gastre, sólo 1 m o pocos metros. *El límite entre Pleistoceno y Plioceno* no aflora en ningún lugar. Se encuentra dentro de los limos y areniscas potentes que aparecen en varios pozos, debajo de la delgada capa superficial de "rodados" subangulosos de la formación Choiquepal.

En la pampa de Gastre, a unos 5 Km al Norte del puesto de Werner, según comunicación verbal del doctor Casamiquela, se hallaron en un pozo, a 47 m. de profundidad, en una arenisca verdosa, restos de *Pseudohogotherium* que indican una edad *chasicense* (Plioceno).

Basaltos III y IV (Pleistoceno)

Estos basaltos son frecuentes en el ámbito de la Hoja 41d - Lipetrén. Un afloramiento extenso se encuentra en la meseta basáltica ubicada inmediatamente al W del almacén Lipetrén, donde asoma una colada de varios metros de espesor, de basalto gris oscuro, vesicular de textura porfírica, compuesto por plagioclasa subhedral (2 mm.), abundante mineral fémico, hábito prismático, color negro, y en menor cantidad (?) olivina, alojados en una pasta afanítica gris oscura. Las vesículas son irregulares y de un tamaño promedio de 1,5 mm. La colada se apoya sobre el Colloncurensis y, al W del cerro Horqueta, sobre la Serie Andesítica.

2. BASALTOS V Y VI (HOLOCENO)

Una extensa faja de mantos basálticos se extiende desde la porción austral de la Hoja 41c - Cerro Mesa, pasando por las Salinas Grandes, hasta la Aguada del Pito. Estos basaltos es-

tán *controlados tectónicamente*; los centros efusivos están superpuestos a una línea de falla de extensión NW - SE, que sigue el rumbo del basamento precámbrico. Los cráteres están perfectamente conservados, y las coladas no están recortadas por la erosión posterior. La edad es *Holoceno* (Basalto VI).

La litología es muy uniforme: basaltos gris oscuros, vesiculares; las vesículas en parte tapizadas o rellenas por carbonato de calcio. En la pasta afanítica se alojan pequeños cristales de plagioclasa (1 mm.) prismas de piroxeno (1-2 mm) y cristales de olivina.

De litología idéntica son las coladas de basalto que afloran al lado de la estancia Moreniyeo, al NNW de Gastre. Dichas coladas han sufrido cierta erosión. Se las considera, provisoriamente, como del Holoceno inferior (Basalto V).

El conjunto de coladas basálticas presentado en el mapa 1:500.000 como "Basaltos pliocenos y cuartarios en general", ubicado en el ámbito de la Hoja 42c - Piré Mahúida, abarca gran cantidad de coladas holocenas. Así afloran al lado de la ruta 24, en el arroyo Sacanana, basaltos gris oscuros, compuestos por escasos fenocristales de plagioclasa (1-3 mm) y un mineral fémico alterado, alojados en una pasta afanítica. Se trata de Basalto V (?).

En los alrededores de la estancia Riera asoman coladas de basalto gris, de textura porfírica. Los fenocristales son de plagioclasa blanco amarillenta (1-3 mm), algunos de hábito tabular; la pasta es afanítica.

B) *Tectónica*

I) *Estructuras*

Tectónicamente la zona bosquejada se subdivide en dos unidades principales:

- una porción nororiental de alineamiento NW-SE, y
- una suroccidental de alineamiento submeridional.

La porción nororiental está subdividida, por un juego de fallas longitudinales, en bloques bajos ("Gräben") y bloques altos ("Horste"). Así podemos distinguir, desde el NE hacia el SW:

- 1, Depresión de Lipetrén.
- 2, Horst de Calcatapul - Lonco Trapial.
- 3, Graben de Tres Palomas-Gastre.
- 4, Horst del Platero - Laguna del Toro.
- 5, Depresión de Cushamen.

El cuadro tectónico se complica por numerosas fallas trasversales que se observan sobre todo en el ámbito de la Hoja 42d-Gastre.

Las grandes fallas longitudinales siguen el rumbo de las metasedimentitas del Basamento. Estas son fallas de gran profundidad, indicada por su gran extensión y por el ascenso de material simático (basaltos olivínicos) a lo largo de ellas. Se trata de líneas antiguas, heredadas del (?) Precámbrico final y reactivadas repetidamente durante los períodos subsiguientes, como lo demuestran la actividad efusiva y las dislocaciones tectónicas ocurridas en ellas, hasta el Holoceno inclusive.

Los mencionados *bloques altos* (Horste) son formas de destrucción que han suministrado, y en parte siguen suministrando, el detrito para el relleno de las depresiones vecinas.

Tal es el cuadro local. En un marco regional, dichos bloques no son nada más que una parte del gran mosaico de bloques que forman el macizo norpatagónico, que se extiende con rumbo NW-SE desde Neuquén hasta el SE del Chubut.

En cuanto a la *porción suroccidental*, de alineamiento submeridional, se trata del extremo Norte del "Geosinclinal Central Patagónico" (Suero, 1961). Si se comprobará que las limolitas y areniscas limolíticas en el valle del río Chubut, sobre el paralelo 42° 30', son paleozoicas, esto sería el aflo-

ramiento paleozoico más septentrional hasta ahora conocido en dicho geosinclinal.

En la franja occidental de la Hoja 43c, Gualjaina, se ha observado una falla regional de rumbo submeridional que se prolonga en la Hoja vecina al Norte, y se ha inducido otra falla, paralela a la primera, y ubicada unos 10 km más al Este. La falla occidental se indica morfológicamente en zonas cubiertas por Cuartario; *una zona de falla* de varias decenas de metros de ancho la caracteriza en la confluencia de los arroyos Mayoco y Montoso, donde afecta a las rocas de la Serie Andesítica, y en su prolongación septentrional, en el pie Este del Cordón del Mogote, se indica por un rechazo de cerca de 200 m. (Volkheimer, 1964).

El límite entre las estructuras de orientación NW-SE, y aquellas orientadas submeridionalmente, es decir, el límite entre el Macizo Norpatagónico y el Geosinclinal Central Patagónico, se caracteriza en la zona estudiada por fuerte actividad volcánica durante el Terciario Inferior y Superior (Serie Andesítica y formación El Mirador).

II. Tectogénesis

Los datos estructurales pueden reunirse en un cuadro tectohistórico coherente que no se aparta en los puntos esenciales de aquello que dieron a conocer Groeber, Harrington y Suero en sus trabajos de síntesis.

Durante el Precámbrico superior la zona estudiada formó parte de un amplio geosinclinal. Al final del Precámbrico terminó la sedimentación geosinclinal, produciéndose fuertes plegamientos (fase (?) asintica), acompañados por intrusiones sinorogénicas (Tonality del Platero, granitos) y migmatización.

Durante el Paleozoico Inferior toda el área tuvo tendencia positiva, produciéndose la erosión y denudación de las estructuras precámbricas. Eventualmente, en el Paleozoico Superior se se-

paró de la masa en ascenso una porción sudoccidental que a partir de ese momento tuvo tendencia negativa, formando parte del "Geosinclinal Central Patagónico". En el ámbito del Macizo Norpatagónico continuaron el ascenso y la erosión hasta el Jurásico Medio, cuando potentes mantos, brechas y tobas andesíticas, dacíticas y riodacíticas y depósitos continentales, psefíticos y psamíticos, de edad jurásica Media y Superior, cambiaron el panorama paleogeográfico. (Fase nevática y posiblemente otras fases intrajurásicas).

El Cretácico Inferior y el Medio han sido tiempos de erosión, y recién durante el Senoniano se acumularon en amplias depresiones continentales las limolitas, areniscas, conglomerados y tobas del Chubutiano, indicándose así una tendencia negativa, cuya culminación es la ingresión marina hasta la zona del río Chubut medio.

Durante el Terciario se indican varios movimientos importantes. A la *Primera Fase del Primer Movimiento Andino* (a comienzos del Eoceno) se debe la dislocación de las capas senonianas. Ella está acompañada por la fuerte actividad extrusiva, cuyo resultado es la Serie Andesítica. Debido a la falta de depósitos continentales oligocenos en las zonas de Gualjaina y Gastre-Lipetrén, no es posible discernir en dichas áreas los efectos de la *Segunda Fase del Primer Movimiento Andino* (límite Eoceno-Oligoceno) y de la *Primera Fase del Segundo Movimiento Andino* (límite Oligoceno-Mioceno). La discordancia angular entre Serie Andesítica y el Colloncurenses (Mioceno) puede ser efecto de la una o de la otra. Sin embargo, en Cushamen occidental se observa una discordancia angular pronunciada entre Serie Andesítica y Patagónico continental, mientras el Colloncurenses yace prácticamente en concordancia sobre éste. (Volkheimer, 1964). Por extensión es probable que la fase entre Eoceno y Oligoceno sea también la decisiva en las zonas de Gualjaina y (?) Gastre-Lipetrén.

En el ámbito de la Hoja Gualjaina terminó la sedimentación continental del Colloncurenses debido al efecto de la *Tercera Fase del Segundo Movimiento Andino* (entre Mioceno medio y superior). Otros efectos de esta fase fueron las extrusiones basálticas y andesíticas de la formación El Mirador.

A la *Prefase del Tercer Movimiento Andino* se deben movimientos diferenciales de bloques y el correspondiente rellenamiento de bolsones con material predominantemente pelítico y psamítico, durante el Plioceno, en la zona de Gastre.

La *Fase Principal del Tercer Movimiento Andino* (límite Plio-Pleistoceno) tuvo como consecuencia el levantamiento regional de la Cordillera Patagónica y el levantamiento del Horst de Calcatapul-Lonco Trapial. A estos ascensos importantes corresponde una reactivación de la sedimentación en gran estilo. Los fanglomerados de la formación Martín en la zona Cushamen y al W de Gualjaina, y los conos de deyección coalescentes ("bajadas") de la formación Choiquepal, lo atestiguan.

Al final del Pleistoceno, en una fase que se compara tentativamente con la *Fase Neotectónica Final* (Polanski, 1963), se reanudaron los movimientos a lo largo de los grandes bloques del "basamento". Como consecuencia se observan rechazos de varios metros en la formación Choiquepal, al Norte de la pampa de Tres Palomas y al Sur de la estancia Werner.

C) PROBLEMAS

Debido al carácter expeditivo del trabajo de campo han quedado en pie diversos problemas, cuya exposición, por lo menos de algunos de ellos, será útil para el lector.

"*Precámbrico*". El motivo principal por el cual prácticamente todos los autores hasta el presente han asignado una edad precámbrica a las rocas del "Macizo Norpatagónico", es la tradición

geológica derivada en gran medida de la autoridad de los primeros investigadores del "Basamento" norpatagónico. En vista de algunas nuevas determinaciones de edad absoluta en el Macizo Norpatagónico y zonas limítrofes, que por cierto, no son suficientes, el autor de este trabajo no descarta la posibilidad que la zona de Gastre forme parte de la faja metamórfica, central, de un gran orógeno variscico de rumbo NW-SE. En tal caso, el "Geosinclinal Central Patagónico" de Suero jugaría el papel de una cubeta marginal, y su contenido sedimentario sería una *molasa parálisa*. No debemos aceptar sin análisis previo, ni tampoco como afirmación dogmática, que procesos como el metamorfismo regional en general, y la migmatización en especial, hayan debido ocurrir necesariamente, en nuestro país, en los tiempos precámbricos.

Complejo Porfírico. Las numerosas intercalaciones de tobas y sedimentitas de facies continental prometen futuros hallazgos de flora. El hallazgo de plantas mesojurásicas en la zona de Taquetrén, cerca de la base de dicho Complejo, no excluye la posibilidad de que más al N y NW, posiblemente dentro del área estudiada, existan rocas pertenecientes a una ciclo extrusivo triásico que aparezcan debajo del Complejo Porfírico del Jurásico Medio a Superior. Esto estaría de pleno acuerdo con el cuadro regional (Stipanovic, comunicación verbal).

Chubutiano. Bajo este término se han reunido en el Norte de la Patagonia —y no sólo en la zona objeto de este estudio— diferentes sucesiones sedimentarias de facies continental que no son siempre, como el término lo exigiría, estrictamente de edad senoniana. Dicha falta de exactitud cronológica se debe al carácter expeditivo de la mayoría de los estudios existentes en Patagonia septentrional. El estudio paleontológico y sedimentológico del Chubutiano es urgente. Como expresa Teruggi (1963), "el grupo Chubutiano

ofrece inmejorables perspectivas para la investigación, y los problemas relativos a su génesis y sus posibles correlaciones laterales apenas si han sido rozados por los estudios que se han efectuado hasta el presente".

Serie Andesítica. Esta entidad ha sido más de una vez confundida con el Complejo Porfírico, debido a la semejanza facial de éste. En áreas donde faltan los depósitos continentales cretácicos intercalados entre ambos, la separación es difícil. En la práctica requiere mucho tiempo el mapeo de la discordancia generalmente poco visible entre ambas entidades.

Formación El Mirador. En áreas de facies andesítica puede ser difícil la separación de esta formación de la Serie Andesítica, si falta el Colloncurense, que se intercala en muchos lugares entre ambos. En las serranías ubicadas al Este de La Cancha (Hoja Gualjaina) dicha separación no ha podido realizarse debido a la falta de tiempo.

Basaltos pliocenos y cuaternarios en general. Al Oeste de Gan Gan, en las proximidades del "Boliche de los Bulgares", se han encontrado restos de mamíferos del Oligoceno inferior, (comunicación verbal de R. Pascual), contenidos en tobas de color claro¹. Sobre dichas tobas se apoyan los basaltos del epígrafe.

Debido a la falta de otro control estratigráfico es posible que cerca del límite oriental del área estudiada los mencionados basaltos incluyan términos anteriores al Plioceno.

Tectónica. La fracturación del "basamento" es mucho mayor que la presentada en el mapa geológico. Ni siquiera las líneas de falla más importantes han podido ser representadas completamente. Así parece lógico que la falla que delimita el Horst de Calcatapul hacia la Depresión de Lipetrén se prolongue hacia el SE, pasando aproximadamente al SW de la estancia García.

¹ *Scarrittia* aff. *canquelenensis* Simpson.

y por la línea marcada en el mapa con las letras "Sierra Lonco Trapial". Lo mismo ocurre en muchos otros casos que podrán ser resueltos fácilmente con más tiempo disponible. El estudio detallado de la tectónica, a lo largo del meridiano 69°, sería de mucha importancia económica. Como se puede apreciar en el mapa geológico, el grupo de minas de Los Manantiales (mina Anggela, etc.) está ubicado en una línea de falla importante. El método indicado sería la utilización de fotografías aéreas y la interpretación estratigráfica y estructural de ellas, antes de iniciar las tareas de relevamiento en el campo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Bonetti, M. I. R. (1963). *Flórula Mesojurásica de la zona de Taquetrén (Cañadón del Zaino), Chubut*. Rev. Mus. Arg. Cs. Nat. B. Rivadavia e I. N. Inv. Cs. Nat., Bs. Aires.
- Caldenius, C. C. zon (1932). *Las glaciaciones cuaternarias de la Patagonia y Tierra del Fuego*. Dir. Gral. Min., Geol. e Hidrol., Bs. As., Publ. n° 95.
- Croce, R. (1950). *Contribución al Conocimiento de la Geología y Constitución de la Sierra Pire-Mahuida y sus estribaciones al NE de Gastre, Chubut. (Estudio preliminar)*. Rev. Inst. N. Mus. Arg. Cs. Nat. B. Rivadavia, Cs. Geol., I, (2), p. 65-89, Bs. As.
- (1950). *b) Algunas observaciones sobre los afloramientos graníticos de rocas volcánicas antiguas y filónicas en Gastre, Chubut. (Estudio preliminar)*. Rev. Inst. N. Cs. Nat., Mus. Arg. Cs. Nat. B. Rivadavia, Cs. Geol. I, (3), p. 91-115, Bs. As.
- Dessanti, R. N. (1956). *Vetas metalíferas y fracturas en la mina "Angela", Departamento Gastre, Chubut*. Rev. As. Geol. Arg., XI, p. 116-142, Bs. As.
- Feruglio, E. (1949). *Descripción Geológica de la Patagonia*. Tomo I, Dir. Gral. de YPF, Bs. As.
- Flores, M. A. (1956). *Perfiles en el Chubutiano y observaciones geológicas en la parte central y Norte del Chubut*. Informe inédito YPF, Bs. As.
- (1957). *Perfiles en el Chubutiano (IIª parte)*. Informe inédito YPF, Bs. As.
- Frenguelli, J. (1949). *Los Estratos con Estheria en el Chubut*. Rev. As. Geol. Arg., IV (1), p. 11-24, Bs. As.
- González Bonorino, F. (1944). *Descripción Geológica y Petrográfica de la Hoja 41 b, Río Floyel (Río Negro)*. Dir. Min., Geol. e Hidrogeol., Bs. As., Bol. n° 56.
- (1946). *Contribución a la Petrología del Noroeste de la Patagonia*. Rev. Mus. La Plata (N. Ser.), Secc. Geol., IV, p. 1-89.
- (1950). *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Rev. As. Geol. Arg., V, (3), p. 81-110, Bs. As.
- Groeber, P. (1942). *Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41 a 44 y entre los meridianos 69 a 71*. An. 1^{er} Congr. Panam. Ing. Min. y Geol., Geología, 1ª parte, t. II, p. 368-379, Sgo. de Chile.
- Harrington, H. J. (1956). *Argentina. En Jenk's Handbook of South American Geology*. Bull. Geol. Soc. Am., Memoir 65, New York.
- (1962). *Paleogeographic Development of South America*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 46, 10.
- Kaasschieter, J. P. H. (1963). *Geology of the Colorado Basin*. Tulsa Geol. Soc. Digest, vol. 31 (Symposium on the Petroleum Geology of South America), Tulsa.
- Petersen, C. S. (1946). *Estudios Geológicos en la región del Río Chubut medio*. Dir. Gen. Min. y Geol., Bs. As., Bol. n° 59.
- Polanski, J. (1963). *Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza (provincia de Mendoza)*. Rev. As. Geol. Arg., XVII (3-4), p. 127-349, Bs. Aires.
- Sesana, F. L. y Ravazzoli, I. (1965). *Descripción Geológica de la Hoja 41 c, Río Chico, Prov. Río Negro*. Informe inédito INGM, Bs. As.
- Stipanovic, P. N. y Reig, O. (1957). *El Complejo Porfírico de la Patagonia Extrandina y su fauna de anuros*. Act. Geol. Lilloana 1, p. 185-297, Tucumán.
- Suero, T. (1961). *Paleogeografía del Paleozoico Superior en la Patagonia (Rep. Argentina)*. Rev. As. Geol. Arg., XVI (1-2), p. 5-14, Bs. As.
- Teruggi, M. E. y Rossetto, H. (1963). *Petrología del Chubutiano del codo del Río Senguerr*. Bol. Inf. Petrol., YPF, n° 354, Bs. As., p. 18-35.
- Volkheimer, W. (1963). *El Cuartario Pedemontano en el NW del Chubut (Zona Cushamen)*. Anales Segundas Jornadas Geol. Arg.
- (1964). *Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento de Cushamen (Chubut), entre los paralelos 42° y 42° 30', y los meridianos 70° y 71°*. Rev. As. Geol. Arg., XIX (2), 85-107, Bs. As.
- (1965). *Reconocimiento Geológico de la zona Gastre-Gualjaina. Descripciones Petrográficas por N. Pezzutti y C. Pandolji*. Informe inédito DNGM. Bs. As.

GEOLOGIA DE LA VERTIENTE ORIENTAL
DEL CORDON DEL PLATA
CORDILLERA FRONTAL DE MENDOZA

POR ROBERTO CAMINOS ¹

Instituto Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires

RESUMEN

La región estudiada comprende la vertiente oriental del Cordón del Plata, situado en el noroeste de la provincia de Mendoza. Las rocas más antiguas corresponden al basamento cristalino (Complejo Metamórfico) de edad precámbrica o paleozoica inferior, compuesto por esquistos cuarzo-moscovíticos, esquistos calcáreos y metadiabasas; su estructura es un homoclinal en el cual domina la esquistosidad de estratificación, con desarrollos locales de clivaje de fractura, microplegamiento y clivaje de transposición. Sobre este basamento descansan en discordancia angular dos unidades de edad carbónica superior, la Formación Loma de los Morteritos, formada por 1.200 m de ortocuarcitas, arcosas y lutitas, y la Formación El Plata, compuesta por 7.000 m de subgrauvacas, protocuarzitas y lutitas negras. Durante el Pérmico estas unidades fueron dislocadas (orogenia Variscica), cubiertas por gruesos mantos de brechas andesíticas y tobas riolíticas, inyectadas por grandes cuerpos de pórfido riolítico (Asociación Volcánica Variscica), y luego intruidas por diques de gabro y stocks de tonalita-granodiorita y granito (Asociación Plutónica Variscica). La orogenia ándica fracturó el conjunto en una estructura imbrica.

ABSTRACT

The area comprises the eastern slope of the Cordón del Plata in the north-west of the province of Mendoza, Argentina. The oldest rocks are a crystalline basement (Complejo Metamórfico) of Precambrian or Early Paleozoic age, formed of quartz-muscovite schists, calcareous schists and metadiabases; it is a homoclinal in which bedding-cleavage prevails over local development of fracture-cleavage, microfolding and slip-cleavage. Upon this basement rest in disconformity two Upper Carboniferous units, Loma de los Morteritos Formation, a 1,200 meter thick sequence of light-colored orthoquartzites, arkoses and shales, and El Plata Formation, a 7,000 meter thick sequence of dark-colored sub-graywackes, protoquartzites and black shales. During the Permian these units were deformed (Variscian Orogeny), and then covered by a thick mantle of andesite breccias and rhyolitic tuffs, injected by great bodies of rhyolitic porphyry (Asociación Volcánica Variscica), they were intruded by gabbro dykes and tonalite-granodiorite and granite stocks (Asociación Plutónica Variscica). The Andean Orogeny fractured all together in an imbricate structure.

¹ El autor deja constancia que este trabajo fue realizado por cuenta del Instituto Nacional de Geología y Minería y su publicación autorizada por las autoridades.

INTRODUCCION

Los trabajos de Stappenbeck (1917), Groeber (1939, 1951, 1952) y Polanski (1958), sentaron las bases de la geología de la Cordillera Frontal. Este último investigador, después de dar a conocer su interpretación de la geología de una extensa área cordillerana, enarcó la necesidad de que nuevos geólogos continuaran la tarea con observaciones detalladas que confirmaran, o modificaran, sus propias conclusiones. El presente trabajo, en el que se estudian las condiciones estratigráficas y tectónicas del Cordón del Plata y se destacan los principales rasgos petrográficos de las unidades que lo componen, es fruto de este interés del doctor Jorge Polanski.

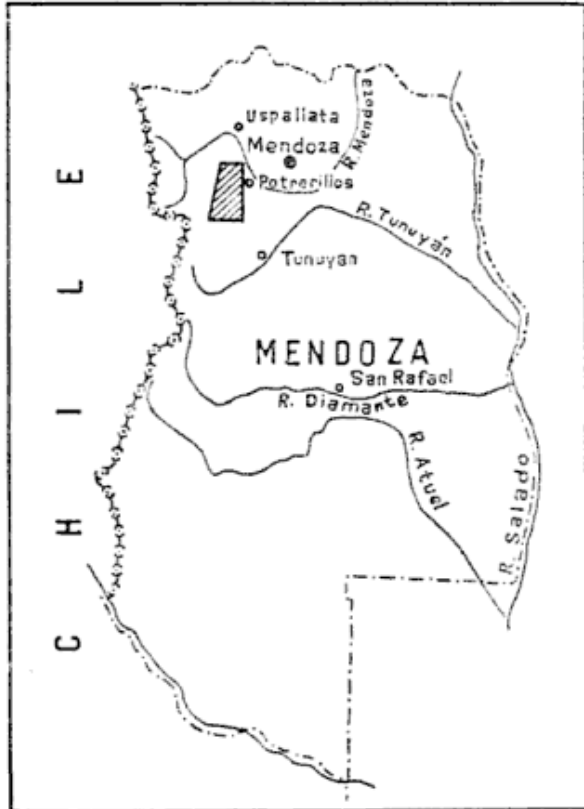
El Cordón del Plata, situado en el noroeste de la provincia de Mendoza, es una de las unidades orográficas que componen la Cordillera Frontal. Continúa hacia el norte con el Cordón del Tigre y hacia el sur empalma con los

Cordones de Santa Clara y del Portillo. La zona estudiada, que comprende su vertiente oriental, entre los 32°46' y 33°20' de latitud sur, está limitada al norte por el río Mendoza y al sur por el arroyo de Santa Clara. Las observaciones se inician en la cota 1.800 m, donde los primeros afloramientos surgen de los depósitos pedemontanos, y finalizan en las cotas 4.500-4.800 m, base de una línea de cumbres que alcanza 5.600 m de altura máxima. La superficie resultante es de 1.100 kilómetros cuadrados.

La porción sur de esta zona se encuentra dentro de la Hoja Geológica 24b, Cerro Tupungato, levantada por Polanski, inédita, mientras su porción norte se sitúa en la Hoja 23b, aún no levantada. Las poblaciones más cercanas son Potrerillos, 10 km al este de su borde oriental, Tupungato, 25 km al sureste, y Uspallata, 25 km al norte. La ruta nacional n° 7 y el ferrocarril transandino, que bordean el río Mendoza, cortan el ángulo noreste de la zona.

El trabajo de campo se efectuó durante los meses de verano de los años 1963 y 1964. Las tareas de gabinete, entre estas dos campañas y durante los seis meses que siguieron a la finalización de la última. Las bases topográficas del levantamiento geológico fueron las cartas en escala 1 : 50.000 del Instituto Geográfico Militar.

Lo que aquí se publica es un resumen del trabajo que el autor presentó como tesis doctoral ante la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires (Caminos, 1964), rectificado en ciertas conclusiones como resultado de una posterior campaña en la que se ampliaron las observaciones en el sector sur del Cordón del Plata y se recorrió también parte del Cordón de Santa Clara. El autor queda agradecido al doctor J. Polanski por el permanente interés que demostró durante su realización, y a la ex Dirección Nacional de Geología y Minería



Mapa de ubicación de la zona estudiada de la provincia de Mendoza

(hoy Instituto Nacional de Geología y Minería) que lo hizo posible materialmente. Debe expresar también su agradecimiento a los doctores R. Dessanti, J. C. M. Turner, F. González Bonorino y A. Amos por la lectura y crítica del manuscrito, al licenciado S. Ferraro por los análisis químicos, y a la doctora R. L. de Caminos por la clasificación de los fósiles.

A) ESTRATIGRAFIA

PRECÁMBRICO O PALEOZOICO INFERIOR

a) Complejo Metamórfico

Se trata de la entidad geológica más antigua reconocida en la Cordillera Frontal, denominada por Polanski (1958) Complejo Metamórfico. Alcanza su mayor importancia, tanto en extensión como en grado de metamorfismo, en el Cordón del Portillo. Hacia el norte, en el Cordón del Plata, disminuye la intensidad de su metamorfismo, a la vez que reduce, en el mismo sentido, el ancho de sus afloramientos. En efecto, a partir de las quebradas de Santa Clara y Chupasangral, límites australes de la zona comprendida por este estudio, donde la faja de basamento posee un ancho de 10 km, los contactos convergen de tal manera, obedeciendo a razones tectónicas, que en la quebrada de Vacas, unos 30 km al norte, la faja de esquistos mide apenas 150 m de espesor y poco más al norte desaparece por completo.

En consecuencia, el Complejo Metamórfico aflora casi exclusivamente en el sector del Cordón del Plata. Visto en planta, su forma es la de una gran cuña enclavada entre dos bloques de rocas de edad carbónica y dirigida hacia el nornoreste, hacia la Precordillera. Su unión con esta provincia geológica se comprueba, siguiendo líneas tectónicas, en el sector norte del Cordón del Plata, donde dos delgadas escamas filíticas, subparalelas a la quebrada de la Pol-

cura, cruzan el río Mendoza y se internan en la sierra de Uspallata.

Litología

Esquistos cuarzo-moscovíticos. Son esquistos de grano fino, fácilmente exfoliables, color gris plomizo o acerado, con tonos verdosos o azulados y brillo satinado sobre los planos de esquistosidad. Constituyen por lo menos las ocho décimas partes del ambiente metamórfico. Las variedades más corrientes son las de filita y filita cuarcítica. Su principal componente es cuarzo, en proporción que oscila entre 50 y 90 % del total. La moscovita, que no pasa de 50 %, forma comúnmente de 10 a 30 % del total de componentes. La clorita, siempre en cantidad subordinada, acompaña a la moscovita en su orientación, o bien, formando pequeños fenoblastos, corta la esquistosidad. La biotita falta o está en muy pequeña cantidad, excepto en facies afectadas por metamorfismos de contacto. La plagioclasa es escasa, sin maclas, de composición oligoalbitica. Ocasionalmente aparecen cristales de calcita alargados según la esquistosidad. El óxido de hierro, a veces cristalizado en cubitos de magnetita, es relativamente abundante. No se ha encontrado granate.

Las texturas son las lepidoblásticas y granoblásticas comunes, a veces con microfoliación rudimentaria. El diámetro de los granos oscila entre 0,1 y 0,5 mm. Cerca del límite austral aparecen esquistos de grano más grueso, de textura casi micacítica, pero la asociación mineral no varía. En muchas muestras se conservan relictos de la antigua fábrica sedimentaria en forma de texturas blastosammíticas donde, en el fino mosaico cuarzoso surcado por guías de moscovita, subsisten granos mayores de cuarzo elástico, con frecuencia deformados y recrystalizados en individuos polisomáticos alargados paralelamente a la esquistosidad.

Esquistos calcáreos. En las filitas se intercalan, en cantidad muy limitada, esquistos calcáreos, rocas de grano más grueso que aquellas, color gris oscuro, con esquistosidad moderada o ausente y, en las facies muy anfibólicas, con lineación bien marcada. Se los puede observar, por ejemplo, en las márgenes del arroyo Negro. El análisis microscópico revela dos asociaciones mineralógicas calcita-clorita-albita y anfíbol-clorita-epidoto-albita. Ambas contienen jirones y masas lenticulares formadas por óxido de hierro opaco (titanomagnetita?) y titanita. Son productos del metamorfismo de sedimentos arcillo-carbonáticos.

Metadiabasas. Son rocas originadas por metamorfismo regional leve sobre pequeños cuerpos intrusivos básicos. Se destacan en ambas laderas de la quebrada de Chupasangral y en el filo entre ésta y la de La Carrera. Son diques de 3 a 6 m de potencia, o cuerpos ya lenticulares, ya globosos, de hasta 50 m de espesor, concordantes con el rumbo de las filitas. Color gris negruzco, macizas, de grano fino, están constituidas por fenoblastos de anfíbol actinolítico de 0,5 a 0,8 mm de longitud, isorientados, clorita en cantidad subordinada, y abundante albita que puede aparecer en cristales porfiroblásticos equiparables por su tamaño a los de anfíbol, o bien formando, junto con fino epidoto granular, un intrincado plexo intersticial que rodea a los individuos mayores. Este feldespato es extremadamente límpido y suele mostrar un maclado polisintético incompleto pero muy nítido. El cuarzo es escaso, pero son frecuentes las lentes de titanita. En algunas muestras, además del paralelismo de los cristales de anfíbol, se observa una disposición foliada de sus componentes.

Uno de estos cuerpos es marcado por Stappenbeck (1917) en su mapa geológico de la Cordillera del Plata como gabro o uralita saussurítica. Los gabros uralíticos son muy comunes en el Cordón del Plata, pero, más jóvenes que

las metadiabasas del basamento, se alojan preferentemente en las formaciones carbónicas.

En el Cordón del Plata no existen afloramientos de rocas ultrabásicas serpentínicas o talcosas. La faja ultrabásica de la Cordillera Frontal se interrumpe en el río de Las Tunas, pasa por alto el basamento del Cordón del Plata, y reaparece al norte del río Mendoza, ya en el ambiente precordillerano.

Estructura

Esquistosidad de estratificación. La alternancia de capas cuarzosas y micáceas denota la antigua estratificación sedimentaria, con la cual, indicando una recristalización mimética de los neominerales, coincide la esquistosidad posteriormente desarrollada. Este tipo de esquistosidad paralela a la vieja estratificación es la que, salvo en ciertos lugares de mayor deformación en que aparecen nuevos planos de clivaje, domina en este sector del Complejo Metamórfico.

Su rumbo es N-S variando entre 20° E y 10° W. Las inclinaciones varían de subverticales a 30-40° al poniente, raramente al naciente. El conjunto presenta así una estructura homoclinal fuertemente inclinada al oeste. En las zonas sur y suroeste del área estudiada las capas están más plegadas y su rumbo varía en partes hasta E-W.

Clivaje de fractura. El clivaje de fractura se observa únicamente en algunos puntos de las quebradas de Guevara, Ancha y Angosta. La intersección de este clivaje con la esquistosidad produce una lineación que se destaca sobre los planos de estratificación como un delicado estriado de finas líneas paralelas. En ciertos casos la esquistosidad de estratificación es cortada por dos distintos planos de esquistosidad oblicua perfectamente definidos, de manera que los esquistos, al fracturarse indistintamente por cualquiera de estos tres pla-

nos de clivaje, lo hacen en forma marcadamente astillosa.

Corrugamiento y clivaje de transposición. El corrugamiento de los planos de esquistosidad principales es un rasgo común en los esquistos cuarzo-moscovíticos. Consiste en flexuras de 5 a 6 mm de amplitud, como diminutos monoclinales, que producen sobre las superficies de esquistosidad de estratificación un relieve escalonado por microescarpas de curso discontinuo y con frecuencia anastomosadas. Para este tipo de deformación se ha usado también la denominación de clivaje de fractura; pero, a diferencia de aquel, en este caso los planos mantienen entre sí un mayor distanciamiento y han acaecido entre ellos movimientos diferenciales. Por otra parte, ambos fenómenos no demuestran ninguna relación genética.

Este corrugamiento representa, según las ideas de González Bonorino (1958) un estado incipiente en el desarrollo de la verdadera esquistosidad oblicua a la estratificación, la que sólo llega a definirse como tal cuando el corrugamiento se transforma en un microflexionamiento cuyos flancos más abruptos coinciden con una nueva orientación de los minerales planares. Se trata del "slip cleavage" o clivaje de transposición.

Estas condiciones se cumplen en el cerro cota 3.650 m, poco al sureste del portezuelo Colorado, donde el corrugamiento se transforma en un violento microplegamiento. Al mismo tiempo se define en las filitas una foliación paralela a la esquistosidad de estratificación, en capas paralelas y continuas de 1-2 mm de espesor, destacada por la segregación (o autoinyección) de venillas de cuarzo concordantes. Esquistosidad de estratificación y foliación son plegadas conjuntamente.

Es posible observar en esta zona los distintos estados de la transposición del clivaje. La geometría del microplegamiento es similar y disarmónica, con formación de microlitones de 8 a 10 mm de espesor. Junto con el clivaje de trans-

posición se desarrolla una nueva foliación, oblicua a la de estratificación y paralela a los microlitones, que puede a su vez estar suavemente plegada y cuya posición es R : N 48° W e I : 50° NE.

Se comprueba que, aún en los ejemplos de más violenta deformación, la asociación cuarzo-moscovita-clorita permanece inmutable. En este sector del Complejo Metamórfico la formación de biotita es independiente de estos fenómenos puramente mecánicos, y revela sí relación directa con la proximidad de los cuerpos ígneos de la Asociación Plutónica Variscica; intrusiones que ubicamos en la parte alta del Pérmico.

Consideraciones generales acerca del metamorfismo

1. *Naturaleza de la roca madre.* La mineralogía de estas filitas indica un metamorfismo regional de grado bajo, correspondiente a la zona de la clorita de Barrow y Tilley. La isograda de la biotita se define al sur del río de las Tunas, fuera del área comprendida por este estudio. Con respecto a las distintas facies de Eskola, se ajusta a la facies de esquistos verdes, subfacies de moscovita-clorita, o más exactamente, según los conceptos de Turner que modificaron el esquema de Eskola, a la subfacies definida por la asociación de cuarzo-albita-moscovita-clorita, que alcanza su equilibrio bajo condiciones de presión dirigida considerable y temperatura baja.

El proceso metamórfico actuó sobre un espeso paquete de depósitos arenarcillosos, sedimentos con fracción psammítica rica en cuarzo y matriz limopelítica no abundante, circunstancia que se traduce, químicamente, en exceso de sílice y déficit de alúmina. Fueron probablemente areniscas cuarzosas con matriz arcillosa, rocas textural y mineralógicamente afines a las subgrauvacas. Tal es lo que se deduce por los relictos de cuarzo clástico que aún subsisten y por la elevada proporción del mismo mineral en condición blástica.

La escasez de albita y la ausencia de epidoto, señalan una participación poco notable de los feldespatos calcosódicos, y la falta de cloritoide, mineral típico de sedimentos muy aluminicos, indica una proporción no excesiva de arcilla en la roca madre. La mayor parte del material arcilloso debió consumirse en la formación de moscovita. Los escasos carbonatos permanecieron inertes, sin reaccionar con los silicatos durante la reconstitución.

La aparición esporádica de esquistos calcáreos, señala cambios bruscos en la composición de los antiguos sedimentos, indicando lutitas calcáreas en las que se invierte la relación química: déficit de sílice y riqueza de alúmina, cal y magnesia. En estas rocas la reconstitución no produjo liberación de sílice que pudiera recristalizar como cuarzo; la calcita puede aparecer, en ciertos casos, en actitud pasiva, coexistiendo con clorita y albita, sin participación de moscovita, y en otros, en que la reacción es de mayor categoría, formando directamente anfíbol actinolítico y no biotita, y sugiriendo que ya en el original fango calcáreo hubo clorita entre el material arcilloso, enriquecido en magnesia por esta circunstancia.

Debe advertirse que las rocas básicas metamorfizadas de la quebrada del Chupasangral, guardan estrecha similitud mineralógica y aún textural, con los esquistos calcáreos. El proceso metamórfico, actuando sobre materiales de parecida composición química, siguió trayectos paralelos. La distinción genética entre ambos tipos litológicos debe apoyarse en observaciones de campo. Un paso más hubiera producido esquistos con hornblenda y plagioclasa calcosódica, para y ortoanfíbolitas respectivamente. La abundante albita que contienen estas rocas puede parangonarse, por sus condiciones de mineral de esfuerzo, con la moscovita y clorita de las filitas.

2. *Factores dinamo-térmicos causantes del metamorfismo.* En rocas esquis-

tosas de Otago, Nueva Zelandia, Turner (1938) distinguió, dentro de la zona de la clorita, cuatro subzonas caracterizadas por progresivos estados de reconstitución a partir de grauvaca. El proceso descrito por este autor se cumple en tres pasos: a) granulación mecánica y cizallamiento de los granos clásticos; b) crecimiento simultáneo de pequeños nuevos minerales en posición paralela; c) subsecuente aumento en el tamaño de los minerales reconstituídos que cristalizan miméticamente al interrumpirse la actividad tectónica. A los esquistos resultantes se los denomina "blasto-filonitas".

Esta parece ser la evolución seguida por los esquistos de este sector de basamento, cuya posición puede equipararse a la alcanzada por las rocas de Turner en su subzona de clorita₃, que es la siguiente: la esquistosidad, bien desarrollada, está acentuada por una foliación incipiente; ha desaparecido la original estructura clástica, pero algunos granos relícticos aún persisten; la reconstitución es prácticamente completa; el diámetro promedio de los granos es de 0,02 a 0,2 milímetros.

En el caso presente, el primer tipo de esquistosidad pudo haberse originado como consecuencia de un cizallamiento paralelo a la estratificación, provocado por flexodeslizamiento de estratos relativamente competentes. Se trataría, en otras palabras, de un caso de cizalla simple o rotante, desarrollado en uno de los flancos del megaplegamiento. Después de la cristalización mimética de los neominerales se produjeron las corrugaciones y el microplegamiento que, en ciertos lugares, logró transponer el clivaje. Es esta una deformación homologable a aquella que produce los llamados pliegues de arrastre; su geometría se ajusta a la del plegamiento similar o de flujo y habría tenido lugar en sitios donde las capas adquirieron una mayor plasticidad. Ambrose (1936), en Manitoba, describió procesos mecánicamente similares.

Por lo dicho hasta ahora, resulta obvio que los factores dinámicos prevalecieron sobre los térmicos, que en esta porción septentrional del Complejo Metamórfico debieron ser mínimos. No así hacia el sur, donde, por las observaciones de González Díaz (1958) y Fidalgo (1959) se sabe que los esquistos del Cordón del Portillo alcanzan las subfacies de biotita-moscovita y de sillimanita-almandino. Sin embargo, no se han podido individualizar allí cuerpos ígneos que puedan invocarse como agentes térmicos del metamorfismo. Todos los plutones aflorantes parecen ser de edad paleozoica superior. Luego, si como es opinión de la mayoría de los autores que se han ocupado de esta materia, los fenómenos progresivos en el metamorfismo regional están condicionados a incrementos de temperatura ocasionados por intrusiones magmáticas, es este un hecho que en el Complejo Metamórfico de la Cordillera Frontal no ha tenido aún comprobación directa.

En el caso descrito por Ambrose en Manitoba, en el que las reacciones progresivas llegaron hasta la zona del almandino, el origen de la fuente calorífica fue, en su opinión, de naturaleza puramente mecánica: fricción a lo largo de planos de cizalla con generación de calor y elevación de temperatura en grado proporcional a la cantidad de cizallamiento. Puede haber sido esto lo sucedido en el basamento de la Cordillera Frontal; pero puede también pensarse, quizás con más verosimilitud, que las intrusiones causantes simplemente no están expuestas, o bien que no han sido identificadas como tales en las observaciones de índole regional, sin descartar incluso la posible influencia del plutonismo variscico. Por el momento es inútil extenderse sobre este problema, cuya solución sólo será posible, mediante un estudio integral y detallado del área metamórfica de la Cordillera Frontal.

Edad y correlaciones

En su trabajo clásico sobre la Cordillera del Plata, Stappenbeck (1917) señaló una extensa y única Formación de edad paleozoica inferior, en partes normal y en partes metamorfozadas, incluyendo a las rocas que se acaban de describir dentro de la facies normal y llamándolas "areniscas y pizarras cuarcíneas y micáceas" o "grauvacas micáceas y cuarzosas" (págs. 16-17), tal vez porque su bajo metamorfismo lo indujo a considerarlas sedimentitas normales. Indicó metamorfismo al poniente de la cuña de basamento; pero allí se trata de las aureolas térmicas producidas por los plutones variscicos sobre las rocas de la Formación El Plata, unidad de edad carbónica que se describirá más adelante. El aspecto de estas rocas de contacto, a veces con estructura bandeada, micropliegues y abundante inyección cuarzosa, impresiona a primera vista como francamente metamórfico. Así se explica que, sin especificar si se trataba de un fenómeno regional o térmico, atribuyera a las intrusiones graníticas todo el metamorfismo de la Cordillera Frontal.

Autores posteriores (Groeber, 1939, 1951) comenzaron a distinguir áreas de metamorfismo regional correspondientes a formaciones de edad probablemente precámbrica, y aureolas de contacto sobre rocas supuestamente antracolílicas. Polanski (1958) logró finalmente desglosar el Paleozoico inferior de Stappenbeck en varias Formaciones carbónicas y un complejo Metamórfico, cuya porción septentrional ha sido descrita en el presente trabajo, al cual adjudicó edad precámbrica. Con esto último revivió las ideas de Avé-Lallement (1892), quien había asignado a las filitas y calizas de la Precordillera edad precámbrica (Formación Hurónica), aparentemente sin otro argumento que su condición de rocas metamórficas. De la misma opinión es González Díaz (1957), quien "hasta que no se encuentren fósiles que prueben en forma fe-

haciente su edad”, asigna el basamento también al Precámbrico.

En opinión del autor no existen hasta ahora argumentos decisivos que permitan considerar de edad precámbrica al Complejo Metamórfico. Sólo puede afirmarse que es una entidad precarbónica, dado que las capas basales de la Formación El Plata descansan sobre ella en discordancia angular.

Una probable vía de solución a este problema consiste en el estudio de las variaciones faciales del basamento y, sobre todo, en la observación cuidadosa de sus pasajes laterales. La faja metamórfica de la Cordillera Frontal, acunada tectónicamente en el Cordón del Plata, reaparece allende el río Mendoza, en la sierra de Uspallata, aflorando en los conjuntos de Farellones y Bonilla (Keidel, 1939), constituídos por filitas y calizas cristalinas con lentes de serpentinitas. Estas rocas, también consideradas generalmente de edad precámbrica (Aparicio y otros, 1956; Zardini, 1960), pueden a su vez correlacionarse por similitud litológica y continuidad de líneas estructurales, con los esquistos de la sierra de Cortaderas, en la zona limítrofe entre las provincias de Mendoza y San Juan. Es aquí donde conviene aguzar las observaciones y reconsiderar las alternativas planteadas por Harrington (1954) al describir la Hoja 22c, Ramblón, y discutir la edad de las facies Cortaderas, Alojamiento y Villavicencio, a las que considera distintos aspectos laterales de una misma sucesión estratigráfica, concluyendo por asignarles edad paleozoica dudosa y dejando la incógnita de su posible relación con el Complejo de Punta Negra, en la sierra de Tontal, de documentada edad devónica.

Por otra parte, una serie de determinaciones de edad absoluta de rocas del basamento, trabajo ya iniciado por algunos investigadores, permitirá fijar una fecha precisa para la consumación del metamorfismo y proporcionará la edad mínima del Complejo Metamórfico.

1. CARBONICO

En el Cordón del Plata los estratos correspondientes al Carbónico están representados por la Formación Loma de los Morteritos, que margina su pie oriental, y la Formación El Plata, que se extiende por su línea de cumbres. Son dos cuerpos independientes, separados por líneas tectónicas longitudinales, paralelas al rumbo del cordón.

Cada Formación constituye una unidad genética, pues posee caracteres litológicos bien definidos y distintos de la otra, casi contrastantes, que reflejan las diferentes condiciones de deposición que imperaron en cada caso y señalan dos distintas litofacies de la sedimentación carbónica. Entendiendo que la identificación de una facies litológica no tiene sentido “si no es en contraste con otra u otras formaciones conexas” (Weller, 1958), tenderemos a establecer puntos de comparación entre una y otra unidad.

a) FORMACIÓN LOMA DE LOS MORTERITOS

Denominada así por Polanski (1958), la Formación Loma de los Morteritos fue descrita por primera vez por Stappenbeck (1917), quien la llamó Estratos de Paganzo. Fort (1944), que estudió las formaciones cortadas por el río Blanco, al pie del cerro del Plata, da una descripción detallada, inédita, de la litología del cerro Aspero o Loma de los Morteritos, punto culminante de los afloramientos.

Su afloramiento principal margina el flanco oriental de la serranía y determina el primer contrafuerte abrupto con que se eleva la Cordillera Frontal en esta latitud. Tiene una longitud de 15 km y alcanza una anchura máxima, en su parte media, de 2,5 kilómetros. Otros afloramientos, mucho más pequeños, aparecen en el borde austral de la serranía, frente al puesto de los Pajaritos, y también en las laderas surorien-

tales del cerro Médanos, en el sector norte del cordón, donde se observan dos delgadas escamas tectónicas de rocas carbónicas intercaladas entre filitas del basamento cristalino.

La base de la sucesión no es visible, pues el contacto oriental de los afloramientos es tectónico, una falla inversa que yuxtapone el paquete carbónico contra areniscas terciarias (Estratos de Mariño). El techo está dado por el Conglomerado del Río Blanco y la Asociación Volcánica Variscica, que, a lo largo de su contacto occidental, cubren discordantemente a los estratos carbónicos. El espesor máximo medido es de 1.200 m.

La estructura interna de la Formación Loma de los Morteritos es sencilla. Los bancos se inclinan hacia el poniente con ángulo variable entre 30° y 45°, y su rumbo es N 10-20° E. En la mayor parte de los afloramientos no se comprueba otra perturbación que la indicada, excepto en el cerro Aspero, donde los estratos inclinados al poniente se levantan bruscamente, antes de ser cubiertos por las brechas volcánicas, hasta colocarse en posición vertical.

Litología

La Formación Loma de los Morteritos está compuesta, en orden de abundancia, por: areniscas feldespáticas y arcosas, ortocuarzitas, areniscas lutíticas, lutitas, limolitas y conglomerados.

La sucesión se caracteriza por una alternancia regular y uniforme de estratos arenosos y arcillosos. No ofrece variaciones verticales ni laterales que justifiquen dividir la Formación en miembros. Los contactos interestratales son netos: los gruesos bancos arenosos, macizos, de colores claros, pasan bruscamente a niveles lutíticos o limolíticos más oscuros. Es una intermitencia de dos distintas fracciones granulométricas que puede clasificarse como rítmica y que se manifiesta exteriormente en el aspecto bandeado que ofrecen las laderas orientales de los cerros Aspero y

Chacay, observadas desde cierta distancia. Esta es una característica que, como luego se verá, está lejos de darse en la Formación El Plata.

El siguiente perfil litológico, correspondiente al cerro Chacay, ilustrará sobre lo antedicho:

Asociación Volcánica Variscica

29. Brechas volcánicas andesíticas con clastos angulosos y sub-redondeados, de 1 a 50 cm de diámetro. Colores grises parduscos con tonos violados, rosados y verdosos más de 200 m

~~~~~ Discordancia ~~~~~

#### *Conglomerado del Río Blanco*

28. Conglomerado brechoso con rodados de 1 a 90 cm de diámetro, de filitas, areniscas, lutitas, cuarzo lechoso y escasas vulcanitas, color pardo morado, rojizo o verdoso ..... 30-50 m

~~~~~ Discordancia ~~~~~

Formación Loma de los Morteritos

27. Areniscas cuarzosas color blanco rosáceo, grano mediano, muy compactas, con estratificación diagonal y cemento silíceo y/o carbonático... 40 m
26. Areniscas de grano fino, pasando a lutíticas, color gris plomizo a verdoso, lajosas 25 m
25. Areniscas finas, margosas, color gris ceniza con tonos rosados y verdosos 5 m
24. Areniscas finas color rosado 5 m
23. Areniscas algo más gruesas, feldespáticas, color borra vino 3 m
22. Areniscas lutíticas color gris verdoso, con ondulitas de tipo oscilatorio, de 5-10 cm de longitud de onda y planos de estratificación tapizados por sericita. Impresiones vegetales escasas e indeterminables 40 m
21. Areniscas cuarzosas, ídem 2 20 m
20. Areniscas cuarzosas de grano mediano, color rosado ocráceo, con impregnación ferruginosa localizada en bandas 30 m
19. Areniscas lutíticas, ídem 22 15 m
18. Lutitas color gris plomizo, algo carbonosas, con fractura fragmentosa. 10 m
17. Areniscas arcóscicas finas, color rosado, algo friables 10 m
16. Arcosas de grano mediano, rosadas, muy compactas, con intercalaciones de grano fino, sacaroide, y estratificación diagonal bien marcada... 25 m

| | |
|---|------|
| 15. Areniscas lutíticas verdosas, ídem 22 | 45 m |
| 14. Areniscas arcósicas, ídem 17..... | 40 m |
| 13. Areniscas cuarzosas, ídem 27..... | 10 m |
| 12. Areniscas arcósicas de grano fino, color gris bayo | 30 m |
| 11. Areniscas de grano mediano, color gris verdoso ceniciento, con cemento carbonático | 20 m |
| 10. Areniscas lutíticas color gris verdoso claro, físilas, con intercalaciones de areniscas cuarzosas finas, color verde oliva, de fractura concoidea.. | 20 m |
| 9. Areniscas arcósicas, ídem 17 | 10 m |
| 8. Arcosas conglomerádicas, color rosado, algo friables | 40 m |
| (Dique de pórfido queratófórico: fenocristales rosados alojados en una pasta gris verdosa). | |
| 7. Areniscas arcósicas, ídem 17, con intercalaciones delgadas de limolitas friables color borra de vino..... | 45 m |
| 6. Arcosas de grano grueso, a veces conglomerádicas, color gris-pardo rosado, macizas, con abundante mica sobre los planos de estratificación. | 30 m |
| 5. Areniscas cuarzosas de grano mediano a fino, muy compactas, color blanco grisáceo moteado por puntitos ferruginosos | 40 m |
| 4. Areniscas arcósicas de grano mediano a fino, color rosado verdoso.... | 20 m |
| 3. Areniscas cuarzosas de grano fino, color violeta ceniciento | 10 m |
| 2. Areniscas cuarzosas, ídem 5..... | 40 m |

~~~~~ Falla ~~~~~

*Estratos de Mariño (Terciario)*

1. Areniscas y limolitas friables, con intercalaciones de lentes conglomerádicas y estratificación entrecruzada. Colores castaño, ladrillo, bayo y chocolate .....

más de 100 m

En otros cortes de la sucesión aparecen sabulitas cuarzosas y delgados niveles conglomerádicos oligo y polimícticos, formados por clastos de cuarzo y fragmentos de esquistos filíticos. Las concreciones calcáreas abundan en el extremo sur del afloramiento principal, incluidas en bancos de lutitas oscuras. No se hallaron fósiles.

**Petrografía**

El Cuadro I muestra las composiciones modales de psammitas representativas de la Formación y sus respectivos índices genéticos.

Las *areniscas cuarzosas* u *ortocuarcitas*<sup>1</sup> (niveles 27, 20, 5, 2, 13 y 21 del perfil del cerro Chacay) son las rocas más maduras textural y mineralógicamente. Se caracterizan por la buena selección y redondeamiento de los granos de cuarzo, casi su único componente clástico, y por el bajo número de contactos que dan lugar a un elevado porcentaje de espacios intergranulares ocupados por cemento. El cuarzo, que contiene numerosas inclusiones puntiiformes, muestra extinciones onduladas y cataclasis. Los escasos accesorios son moscovita y biotita desferrizada, fragmentos de pizarras y granitos de circon. La paragénesis de los minerales cementados es la siguiente: *a)* cuarzo secundario, localizado en ribetes discontinuos adosados a los granos de cuarzo clástico; *b)* sericita-clorita, formando un fieltro de hojuelas que corroen finamente las superficies del cuarzo clástico y secundario; provienen probablemente de la recristalización de partículas arcillosas infiltradas mecánicamente entre los intersticios; *c)* siderita, precipitada químicamente al mismo tiempo o poco después de la deposición de la arcilla; generalmente la sericita tapiza las paredes y la siderita, a veces cristalizada en pequeños romboedros, ocupa el centro de los poros; en otros casos el carbonato es el único ocupante; *d)* hematita y limonita, formadas por la alteración parcial o total de la siderita; este hecho produce el típico punteado que caracteriza macroscópicamente a muchas de estas areniscas; otras veces la limonita se difunde y les confiere un color rosado que las asemeja a arcosas.

Las *arcosas* y *areniscas arcósicas* (niveles 16, 4 y 6 del mismo perfil) po-

<sup>1</sup> Se usan indistintamente los términos arenisca cuarzoza y ortocuarcita para designar psammitas texturalmente maduras, cuyo contenido en cuarzo clástico supera o se aproxima al 95 %, siguiendo los criterios de Pettijhon (1957) y Gilbert (1955), quienes no establecen diferencias basadas en la naturaleza de las sustancias cementantes.

CUADRO I

Composiciones modales de psamitas de la Formación Loma de los Morteritos.

|                    |                         |
|--------------------|-------------------------|
| 5d - Ortocuareita  | 19i - Arenisca arcósica |
| 480 - Ortocuareita | 474 - Arcosa            |
| 18a - Ortocuareita | 3e - Arcosa             |

|         |                                    | 5d       | 480    | 18a      | 19 i      | 474       | 3e        |
|---------|------------------------------------|----------|--------|----------|-----------|-----------|-----------|
| Granos  | Cuarzo . . . . .                   | 98,2     | 97,0   | 91,6     | 71,2      | 66,3      | 60,1      |
|         | Feldespato . . . . .               | 0,9      | —      | 0,8      | 17,9      | 29,3      | 26,0      |
|         | Micas . . . . .                    | 0,9      | 2,0    | 0,6      | 5,3       | 4,3       | 5,9       |
|         | Litoclastos . . . . .              | —        | 1,0    | 6,8      | 6,6       |           | 8,0       |
|         |                                    | 100,0    | 100,0  | 100,0    | 101,0     | 99,9      | 100,0     |
|         | Cemento . . . . .                  | 22,0     | 15,2   | 16,8     | 8,8       | 7,5       | 5,6       |
| Índices | Proveniencia - Feld./Litoclast . . | 0,9/—    | —/1,0  | 0,8/6,8  | 17,9/6,6  | 29,3/—    | 26,0/8,0  |
|         | Madurez - Cuarzo/Feldes . .        | 98,2/0,9 | 97,0/— | 91,6/0,8 | 71,2/17,9 | 66,3/29,3 | 60,1/26,0 |

seen un grado de selección y redondeamiento notablemente inferior. El número de contactos intergranulares es elevado; la cementación se debe principalmente a soldadura y engranaje de los clastos por presiones compactantes; las superficies de contacto son dentadas y son frecuentes las fracturas y agrietamientos. Entre los feldespatos predomina la plagioclasa sódica, el feldespato potásico es escaso. El cuarzo contiene también numerosas inclusiones y deformaciones cataclásticas predeposicionales. Las láminas de biotita desferrizada yacen apretadas y distorsionadas entre los minerales no dimensionales. No hay crecimiento de sílice secundaria; los escasos intersticios están ocupados por sericita-clorita o por calcita.

b) FORMACIÓN EL PLATA

Denominamos así (Caminos, 1964) a una potente sucesión sedimentaria que aflora en las alturas medias y superiores del Cordón del Plata y que, al

suroeste de la zona comprendida por este trabajo, compone también las cumbres del Cordón de Santa Clara. El rumbo general de sus bancos es nornordeste, inclinándose hacia el poniente, con ángulo elevado, en una estructura homoclinal sencilla.

La base de la sucesión se apoya en discordancia angular sobre el Complejo Metamórfico según un plano que inclina 60-65° al oeste. La traza de este plano, de rumbo NE-SW, corre entre las cotas 3.000 y 3.600 m del sector sur del Cordón del Plata, pasando precisamente por el portezuelo Colorado y cortando las quebradas de La Carrera, Chupasangral y Santa Clara, esta última justamente en la confluencia de la quebrada de la Cortadera.

Entre las quebradas Ancha y Guevara el plano de discordancia es cruzado por una intrusión tonalítica, el stock de la quebrada de Guevara; una falla inversa, de rumbo SSW-NNE, corta a este plutón y, al norte del mismo, también a las sedimentitas carbónicas, transformando el contacto oriental de

la Formación de normal en tectónico. Esta fractura monta a la Formación El Plata, incluido el stock granítico del cerro Arenal que la intruye al norte del río Blanco, sobre las brechas estratificadas de la Asociación Volcánica Varíscica. En el sector norte del Cordón del Plata los bancos carbónicos pierden terreno, sus afloramientos son desplazados por las intrusiones graníticas y los cuerpos riolíticos del magmatismo varíscico.

El espesor de la Formación El Plata es del orden de los 7.000 metros. Su techo no es visible, y la sucesión se interrumpe por erosión actual en el filo de cumbres del Cordón del Plata, a los 5.600 m de altura.

### Litología

Se ilustrará con un perfil de rumbo SE-NW, trazado en el sector sur del Cordón del Plata, subiendo por la quebrada del Chupasangral.

*i) Miembro inferior o basal (200 m).* Es litológicamente similar a la Formación Loma de los Morteritos. Se inicia en la cota 3.000 m de la quebrada del Chupasangral, con un conglomerado polimíctico de colores claros que descansa en contacto neto sobre los esquistos del basamento. Está compuesto por rodados de 1 a 20 cm de diámetro, bien redondeados, de filitas gris verdosas, cuarzo lechoso y granodioritas rosadas, no abundantes y muy alteradas (al microscopio muestran textura cataclástica y avanzada caolinización). La densidad de clastos psefíticos no es elevada, comúnmente yacen dispersos en su matriz, que es una arenisca feldespática gris rosada. Su espesor es del orden de los 50 m, y es sustituido lateralmente por areniscas conglomerádicas, blancas y de aspecto sacaroide en fractura fresca, pero pardo rojizas en superficies meteorizadas. Son las rocas que dan su color característico al portezuelo Colorado.

Sobre el conglomerado siguen unos

150 m de areniscas cuarzosas y arcósicas blancas y rosadas, con intercalaciones delgadas, intermitentes, de lutitas grises, limolitas moradas y areniscas lutíticas gris verdosas con ondulitas.

*ii) Miembro medio (1.550 m).* Marca un súbito cambio litológico, notable a primera vista por la coloración oscura que de aquí hacia arriba adquieren las rocas. Se inicia con 300 m de areniscas color gris negruzco, sumamente compactas, de fractura irregular a subconcoidea y con un característico brillo vítreo ahumado de los granos de cuarzo (subgrauvacas). Su grano varía de fino a grueso, y ocasionalmente alojan clastos de cuarzo lechoso, bien redondeados, de 1 a 2 cm de diámetro. Luego comienzan a intercalarse areniscas finas, lajosas y lutitas cuarzosas de estructura laminada y color gris oscuro; también limolitas negruzcas, macizas, concoideas, y lutitas arcillo-carbonosas de color negro azulado y brillo lustroso sobre los planos de estratificación. En las areniscas finas suelen verse ondulitas oscilatorias y calcos de flujo de tipo lobular; no son raros los cristales de pirita autigénica. El material arcilloso llega a predominar sobre el arenoso en la mitad superior del miembro. Es de notar que la alternancia de arenas y arcillas no determina aquí —como sucede en la Formación Loma de los Morteritos—, niveles bien definidos y separados por contactos netos; ambas fracciones se mezclan en forma bastante homogénea, y las ligeras diferenciaciones se hacen a través de contactos vagos, graduales.

*iii) Faja dinamometamorfizada (880 m).* Entre las cotas 3.265 y 3.300 m las rocas adquieren esquistosidad y color gris verdoso con brillo satinado sobre los planos de exfoliación, lo que las asemeja mucho a las filitas del basamento. En fractura fresca conservan su color gris negruzco. En la sección dedicada a los fenómenos metamórficos sobre rocas carbónicas se señalarán las diferencias entre unas y otras. El con-

tacto inferior de esta faja es gradual; el superior, más brusco, es probablemente tectónico.

*iv) Miembro superior* (más de 4.000 m). Se inicia con un paquete de 100 m de espesor de lutitas negro azuladas, carbonosas, de fractura astillosa. Luego el material se difunde y las pelitas son reemplazadas por areniscas de grano fino, muy compactas, color gris aceado o plumizo, finamente estratificadas, que se lajan en láminas de 2 a 5 cm de espesor. Soluciones ferruginosas han teñido superficialmente los estratos de color pardo rojizo o amarillo ocráceo que oculta el gris oscuro original. Constituyen una sucesión monótona que puede seguirse hasta los circos glaciares en que nace la quebrada. En las paredes del circo austral se advierte inyección de cuarzo en venas y las rocas se transforman en cornubianitas, indicando la presencia de una intrusión a no mucha profundidad. En el respaldo de este mismo circo se destacan diques claros de pórfido riolítico.

Otro perfil, paralelo al curso del río Blanco, en el sector norte del Cordón del Plata, muestra la siguiente sucesión de este a oeste:

*i)* El contacto oriental de la Formación es tectónico. El primer afloramiento es un jirón de 50 m de espesor, compuesto por lutitas negras, carbonosas, y areniscas limolíticas, que aparece en la pared occidental del Rincón de los Oscuros, pequeña quebrada que se une al río Blanco en cota 2.200 m, junto al camino que conduce a las canchas de sky de los Vallecitos<sup>2</sup>. Una falla inversa aprieta las rocas carbónicas, así como el granito que las intruye, contra las brechas volcánicas variscicas del cerro Chacay.

<sup>2</sup> Fort (1944) interpretó este afloramiento como una intercalación sedimentaria entre las vulcanitas de la por él llamada Serie Porfirítica (Asociación Volcánica Variscica en este trabajo). Se trata en realidad de una escama tectónica de la Formación El Plata.

El cuerpo granítico del cerro Arenal interrumpe los estratos carbónicos, que vuelven a aflorar unos 3 kilómetros al nornoroeste de la cumbre de este cerro (cota 3.042 m). Son areniscas finas, a veces conglomerádicas, lutitas y limolitas cuarzosas, negruzcas, compactas, de fractura concoidea; en estas rocas, junto al portezuelo Hondo, existe un yacimiento fosilífero que contiene braquiópodos y pelecípodos. Entre el Portezuelo Hondo y las morenas de los Vallecitos afloran unos 1.000 m de lutitas cuarzosas negras, intercaladas entre subgrauvacas de grano fino del mismo color; también son frecuentes los bancos de "pudingas", formados por rodados ovoidales de cuarzo lechoso y esquirilas de filitas flotando en una matriz de subgrauvaca negruzca.

Transpuestas las morenas de los Vallecitos, el primer afloramiento es la masa riolítica del cerro San Bernardo. Ascendiendo por la artesa glaciaria de los Nacimientos del río Blanco, esta riolita compone su pared septentrional hasta la confluencia de una nueva artesa que descende desde el noroeste; allí reaparecen 500 m de areniscas grises y lutitas negras. La sucesión es nuevamente cortada por un cuerpo de riolita de 1.500 m de espesor, después del cual los estratos carbónicos aparecen verticales, adosados al borde neto de la masa intrusiva; son subgrauvacas y lutitas negras que constituyen un paquete continuo, de 2.200 m de espesor, que aflora hasta la cota 4.300 m del fondo de la artesa.

Hasta este punto los afloramientos carbónicos han integrado una sucesión de 3.700 m de espesor, litológicamente equiparable al miembro medio del perfil de la quebrada de Chupasangral.

*ii)* Sigue una sucesión homogénea de areniscas cuarzosas de grano fino, grisáceas, finamente estratificadas, color pardo rojizo en superficie (protocuarzitas). Forman el respaldo de la artesa glaciaria de los Nacimientos del río Blanco y las paredes de los cerros

CUADRO II

Composiciones modales de psamitas de la Formación el Plata.

|                                    |                   |
|------------------------------------|-------------------|
| 306 - Arenisca cuarzo feldespática | 10a - Subgrauvaca |
| 166 - Subgrauvaca - ortocuarcita   | 163 - Subgrauvaca |
| 351 - Subgrauvaca                  | 145 - Subgrauvaca |

|                 | 306                               | 166       | 351       | 10a       | 163       | 145       |           |
|-----------------|-----------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| G r a u v a c a | Cuarzo.....                       | 81,2      | 92,1      | 80,2      | 84,2      | 94,5      | 92,0      |
|                 | Feldespato.....                   | 8,4       | 1,5       | 5,1       | 2,5       | 1,6       | 4,5       |
|                 | Micas.....                        | 1,2       | —         | 2,3       | —         | 0,8       | —         |
|                 | Litoclastos.....                  | 9,0       | 6,4       | 12,4      | 13,4      | 3,0       | 3,4       |
|                 |                                   | 99,8      | 100,0     | 100,0     | 100,1     | 99,9      | 99,9      |
| Matriz.....     | 10,0                              | 26,2      | 11,3      | 35,4      | 46,2      | 53,0      |           |
| Índices         | Proveniencia - Feld./Litoclast... | 8,4/9,0   | 1,5/6,4   | 5,1/12,4  | 2,5/13,4  | 1,6/3,0   | 4,5/3,4   |
|                 | Madurez - Cuarzo/Feldesp..        | 81,2/8,4  | 92,1/1,5  | 80,2/5,1  | 84,2/2,5  | 94,5/1,6  | 92,0/4,5  |
|                 | Fluidalidad - Grauos/Matriz ...   | 90,0/10,0 | 73,8/26,2 | 88,7/11,3 | 64,6/25,4 | 53,8/46,2 | 47,0/53,0 |

de las Vertientes y del Plata, alturas máximas del cordón, donde, inclinando entre 45° y 30° al oeste, se interrumpen después de haber alcanzado un espesor de 1.700 m. Son areniscas similares litológicamente a las del miembro superior de la quebrada del Chupasangral.

*Petrografía*

El Cuadro II contiene las composiciones modales e índices genéticos de psamitas del miembro medio de la Formación El Plata, cuyo carácter petrográfico es el más significativo.

En estas rocas predomina la textura microbrechosa típica de las grauvacas y subgrauvacas; sin embargo, obsérvese que la proporción de cuarzo clástico que contienen es próxima o igual a la de las ortocuarcitas. Esta oposición entre inmadurez textural y pureza mineralógica no permite ajustarlas exactamente en ninguno de los términos de las clasificaciones conocidas. No obstante, se referirán como *subgrauvacas*,

teniendo en cuenta, más que su composición, el significado puramente textural que este término encierra, ya que aún para subgrauvacas resultan, en general, extremadamente cuarzosas. Los clastos de cuarzo son subangulosos, de contornos sinuosos y bordes festoneados corroídos por la matriz; los mayores son polisomáticos, de textura granosa, con extinciones onduladas e inclusiones puntiformes; en uno de ellos el cuarzo se asocia con feldespato potásico en textura micrográfica. Los feldespatos y las micas se encuentran casi siempre muy alterados. Los litoclastos consisten en fragmentos laminares de filitas. Las matrices están formadas por un fino mosaico de cuarzo, clorita, sericita, y con frecuencia biotita castaño rojiza; su cristalización debe atribuirse a una fuerte diagénesis y, en muchos casos, a la influencia termica de los plutones que intruyen a la Formación. Son frecuentes los granitos redondeados de turmalina; abunda el óxido de hierro opaco.



En algunas muestras la presencia de granos de cuarzo bien redondeados rompe la habitual aspereza de las microbrechas. Existen rocas compuestas por una fracción arenosa puramente cuarzoza, con excelente grado de redondeamiento y selección, que flota, netamente diferenciada, sin términos de transición, en una matriz limopelítica de cuarzo y moscovita recristalizados. Estos rasgos sugieren la acción de un primer ciclo causante de la madurez del material arenoso, que habría sido posteriormente removido y redepositado bajo condiciones distintas de las primeras y responsables de la textura final del agregado. Es un doble proceso que, con mayor o menor eficacia según los casos, parece haber regido la formación de este grupo de rocas.

Las areniscas que componen el miembro superior de la Formación son psammitas normales, clasificables como *protocuarzitas*, rocas cuya madurez, mayor que la de las subgrauvacas, no alcanza empero la de las ortocuarzitas. Tienen grano fino y uniforme, con redondeamiento moderado y selección buena. Están compuestas por cuarzo (75-90%), feldespato (algunos granos se identifican como microclino), biotita y moscovita frescas orientadas paralelamente a la estratificación. La matriz es escasa o ausente; los granos están cementados por compactación, quedando aplanados en el sentido de la estratificación. Contienen numerosos granitos de turmalina.

#### *Procedencia y ambiente de sedimentación de los depósitos carbónicos*

La importancia de este tema reside en la respuesta que debe dar al siguiente interrogante: las dos unidades carbónicas que se acaban de describir, cada una con su litofacies característica, ¿se formaron en una única cuenca sedimentaria, donde la deposición fué continua, o en dos cuencas distintas y separadas por el tiempo?

Polanski (1958) se inclina hacia es-

ta última posibilidad. Al ocuparse de la historia de la Cordillera Frontal durante el Paleozoico superior, este autor distinguió, por orden cronológico, un ciclo sedimentario carbónico inferior, un diastrofismo intracarbónico con su consecuente magmatismo, y un ciclo sedimentario carbónico superior también seguido por diastrofismo y magmatismo. De acuerdo a este esquema, Polanski asignó la Formación Loma de los Morteritos, no fosilífera, al Carbónico inferior, y a los afloramientos que en este trabajo se denominan Formación El Plata al Carbónico superior, por considerarlos parte septentrional de la Formación Alto Tunuyán, cuya edad fué documentada paleontológicamente como tal (Fidalgo, 1959). Luego, las unidades aflorantes en el Cordón del Plata se habrían formado en cuencas distintas, representando cada una un ciclo sedimentario carbónico separado del otro por los movimientos y el magmatismo intracarbónicos o mesovariscicos.

Ahora bien, los argumentos utilizados por Polanski (1958, págs. 176 y 177) no tienen comprobación en el Cordón del Plata. Ambas Formaciones revelan una fuente común de detritos: Complejo Metamórfico y plutonitas graníticas; en la Formación El Plata no se encuentran clastos de rocas volcánicas, que según Polanski servirían para probar la existencia del vulcanismo mesovariscico, ni de sedimentitas provenientes de la Formación Loma de los Morteritos, que debiera haber provisto material para la cuenca carbónica superior. Y el control magmático, dada la existencia de tipos litológicos similares en los dos ciclos señalados, por este autor —tonalitas y granodioritas tanto en el mesovariscico como en el tardiovariscico—, no ofrece seguridades como método de datación.

El autor sugiere, (Camino, 1964, pág. 62) en cambio, considerar a las unidades en cuestión productos de la sedimentación en una cuenca donde la deposición fué un proceso ininterrum-

pido. Las diferentes litofacies, cuyo significado se expondrá a continuación, corresponderían a distintos ambientes de deposición dentro de esta única cuenca.

La Formación Loma de los Morteritos está constituida por depósitos marinos neríticos; Polanski (1958), al ocuparse del ambiente de deposición de los sedimentos carbónicos inferiores, lo asimila al de "plataforma móvil" de Bubnoff, concepto que armoniza con el de plataforma inestable utilizado por Krumbein y Sloss (1955) y otros autores al referirse a este particular tectoambiente de sedimentación. Es una asociación exclusivamente clástica y predominantemente arenosa, donde la relación entre los distintos términos que la componen es la siguiente:

|                         |                          |      |
|-------------------------|--------------------------|------|
| Psammitas....           | { arcosas . . . . .      | 38 % |
|                         | { ortocarcitas . . . . . | 34 % |
| Limopelitas . . . . .   |                          | 26 % |
| Conglomerados . . . . . |                          | 2 %  |

El antepaís no debió haber sido ni excesivamente bajo ni demasiado estable, de lo contrario no hubiera producido tal cantidad de material clástico que revela, con relativa fidelidad, la litología del área de proveniencia. No obstante, el hundimiento debió ser lento y las aguas someras, creando un ambiente de alta energía, situado sobre el límite de la zona de oxidación; así se explican la estratificación entrecruzada, el fraccionamiento perfecto de arenas y arcillas y los colores claros. Es probable que este descenso haya tenido carácter oscilatorio, a veces basculante, a juzgar por la tendencia a la repetición cíclica y a la lenticularización de gruesos niveles de distinto tipo litológico. Es todo material de primer ciclo, que dentro del cuadro de los cuatro estados de madurez definidos por Folk (1951) puede incluirse en el estado IV, maduro.

Estas son las condiciones que caracterizan a la Formación Loma de los Morteritos y, como ya hemos señalado, al miembro inferior de la Formación

El Plata. El paso del miembro inferior al miembro medio en esta última unidad marca un cambio litológico notable, que representa, en nuestra opinión, un límite interfacial surgido al cambiar las condiciones de deposición. Es un plano neto que deja por debajo al miembro inferior de la Formación El Plata y a toda la Formación Loma de los Morteritos, y por encima a los miembros medio y superior de la Formación El Plata.

La litología del miembro medio de la Formación El Plata evidencia un cambio radical en el ambiente de deposición. Debieron aumentar las velocidades de hundimiento y sedimentación, creándose un ambiente de aguas más profundas y tranquilas situado debajo de la zona de oxidación; de ahí la estratificación fina y en láminas uniformes, los colores oscuros y la presencia de pirita y materia orgánica. Fué un ambiente de menor energía, incapaz de segregar limpiamente arenas de arcillas, y donde las corrientes normales de fondo dejaron lugar a flujos de turbidez que promovieron un medio de mayor densidad (bajo índice de fluidalidad) responsable de la inmadurez textural de los depósitos.

Las anomalías petrográficas que denotan la subgrauvacas de la Formación El Plata pueden explicarse por un proceso de remoción de los sedimentos de plataforma, llevados a redepositarse en este medio de escasa capacidad selectiva. El aporte de materiales previamente elaborados en el ambiente de alta energía de la plataforma inestable proporcionó a los depósitos profundos una madurez mineralógica que no concuerda con su textura. Si bien las dos Formaciones se nutrieron de la misma fuente, aquella que por sus condiciones de rápida deposición debiera reflejar con mayor fidelidad la composición del antepaís, no lo hace tanto como debiera esperarse. En ambos casos se trata de cuarzo de primer ciclo, pero para muchos clastos de la Formación

El Plata su transporte debe dividirse en dos etapas, la primera desde la roca madre a la plataforma inestable, la segunda desde ésta hasta la cuenca profunda. Este mecanismo explica también la presencia de guijarros bien redondeados flotando dentro de las areniscas microbrechosas.

El miembro superior de la Formación El Plata indica un nuevo cambio facial, si bien mucho menos contrastante que el anterior. Vuelve a predominar el material elástico psammítico, fino, relativamente maduro; dominan las protocuarzitas, indicando condiciones de mayor estabilidad, si bien el espesor de los depósitos revela que el hundimiento fué aún considerable.

Los rasgos litológicos de la Formación El Plata, su notable espesor y su estructura sumamente simple, inducen a considerarla producto de la sedimentación en una cuenca ortogeosinclinal en su variedad miogeosinclinal, tipo cuyo grado de hundimiento se considera intermedio entre plataforma inestable y cuenca eugeosinclinal; la ausencia de verdaderas grauvacas, de sedimentación gradada bien definida, de actividad ígnea efusiva inicial y de complejidad estructural, contribuyen a diferenciarla de este último tipo de cuenca.

#### *Edad y correlaciones*

No existen hasta ahora argumentos decisivos que permitan precisar la posición de estas unidades dentro del período Carbónico. La Formación Loma de los Morteritos no ha proporcionado fósiles. En la Formación El Plata, cerca del portezuelo Hondo, en el sector norte del Cordón del Plata, se hallaron braquiópodos y pelecípodos determinados como:

*Orbiculoidea* sp.

*Chonetes* sp.

*Posidonia* cf. *becheri* Bronn.

*Posidonia* cf. *laterugata* de Kon.

Según R. L. de Caminos, autora de las determinaciones, no son elementos que permitan fijar una edad precisa, ya sea por pertenecer a géneros muy longevos, como es el caso de *Orbiculoidea* d'Orbigny, que aparece en sedimentos del Ordovícico hasta el Cretácico, o bien por hallarse en deficiente estado de conservación, como ocurre en *Chonetes*. Los restantes elementos pertenecen al género *Posidonia* Bronn., que aparece desde el Silúrico superior hasta el Jurásico.

En consecuencia, recurriremos a una correlación de índole estrictamente litológica con unidades vecinas acerca de cuyas edades existen ideas mejor documentadas paleontológicamente.

La Formación Loma de los Morteritos se acuña tectónicamente a la altura del río Mendoza, pero afloramientos carbónicos con idéntica litología reaparecen inmediatamente al norte de dicho curso, en la sierra de Uspallata, constituyendo las Series de Tramojo y Jarillal; luego, si de acuerdo con Amos (1964) estas Series son de edad Carbónica superior, según los fósiles hallados por Dessanti y Rossi (1950), es dable suponer la misma para la Formación Loma de los Morteritos, o, por lo menos, admitir que forma parte del mismo cuerpo sedimentario. Además, estas unidades pueden correlacionarse, también litológicamente, con las Formaciones Totoral, Las Balas y Arroyo Manso, en la Cordillera Frontal, con las Formaciones Yalguaraz, Agua del Jagüel y Ansilta, en la Precordi-

<sup>3</sup> En este trabajo, en el que expone sus más recientes investigaciones sobre la estratigrafía del Carbónico marino en nuestro país, Amos distingue varias áreas de sedimentación carbónica; una de ellas, a la que llama cuenca de Barreal-Uspallata-Tunuyán, comprende los afloramientos de la Cordillera Frontal, y por estudio de sus asociaciones faunísticas asigna a las unidades que la componen edades carbónicas medias y superiores, excepto a aquellas que por no haber suministrado fósiles las ubica, según las ideas de Polanski, en el Carbónico inferior.

llera, y con la Serie del Imperial, en el Bloque de San Rafael. Son todos cuerpos que revelan el mismo tectoambiente de sedimentación, circunstancia que, si bien no indica forzosamente que sean sincrónicos, merece, en nuestra opinión, ser considerada.

La Formación El Plata, por su parte, es correlacionable litológicamente con la Formación Alto Tunuyán, de documentada edad carbónica superior (Fidalgo, 1959), unidad que, siguiendo hacia el sur el rumbo de las estructuras, aparece aflorando, en casi evidente ligazón física, con la Formación El Plata, en las alturas del Cordón del Portillo. Con esto seguimos la primitiva idea de Polanski (1958, p. 178), quien daba como posible esta relación, considerando los afloramientos del Cordón del Plata una prolongación boreal de los del Cordón del Portillo.

De esta manera quedan definidas dos litofacies fundamentalmente diferentes

y mutuamente excluyentes, que caracterizan a los depósitos carbónicos cordilleranos. En la Precordillera, en los contrafuertes orientales de la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael, domina la litofacies de plataforma inestable; al poniente, y en una línea paralela, siguiendo las cumbres de la Cordillera Frontal, aflora la facies miogeosinclinal, con los mayores espesores medidos hasta ahora en estratos carbónicos.

Con respecto a la edad de los límites superiores de la sedimentación, el autor se permitirá una breve especulación, recordando las conclusiones a que arribó Marshall Kay (1955), luego del estudio de numerosas cuencas geosinclinales de distintos tipos y edades en lo que se refiere a sus velocidades de hundimiento y al espesor alcanzado por los materiales de relleno. De su trabajo será útil citar cinco ejemplos de miogeosinclinales carbónicas:

|                              | Espesor<br>(metros) | Tiempo<br>(millones de años) | Velocidad de hundimiento<br>(metros/millón de años) |
|------------------------------|---------------------|------------------------------|-----------------------------------------------------|
| Marruecos .....              | 5.000               | 70                           | 75                                                  |
| Perú .....                   | 4.800               | 70                           | 70                                                  |
| Alemania (Rin).....          | 6.800               | 40                           | 150                                                 |
| Estados Unidos (Utah) .....  | 5.000               | 40                           | 120                                                 |
| Estados Unidos (Oklah.)..... | 5.750               | 20                           | 300                                                 |

Kay estima para los miogeosinclinales velocidades de hundimiento no mayores de 120 m/m.a.<sup>4</sup> (el caso de Oklahoma sería desusadamente veloz). De acuerdo a esto, si asumimos para nuestra cuenca una velocidad de hundimiento del orden postulado por este autor obtendremos que, a juzgar por los 7.000 m de sedimentos medidos en

el Cordón del Plata, el proceso demandó un lapso de 58 millones de años. Ahora bien, la duración de la época carbónica superior (Pennsylvaniano) ha sido calculada en 30 millones de años (Kulp, 1961). Luego, si de acuerdo con las correlaciones propuestas más arriba situamos la iniciación del ciclo sedimentario no más abajo de la parte media del Carbónico, resultará altamente probable que los estratos superiores de la Formación El Plata y sus correlativos deban colocarse decididamente dentro del Pérmico.

La actual opinión del doctor J. Polanski, según nos la expresara verbal-

<sup>4</sup> En nuestro país existe un ejemplo de cuenca de hundimiento aún más lento. Si los 5.300 m del Sistema de Tepuel (Suero, 1953) comprenden, según se considera actualmente, la casi totalidad del período Carbónico, cuya duración es de 65 millones de años (Kulp, 1961), resulta una velocidad de 81 m/m.a.

mente (Caminos, 1964, pág. 73), es desechar su original idea de correlación entre las Formaciones Alto Tunuyán y El Plata, y considerar a esta última, lo mismo que a la Formación Loma de los Morteritos, de edad Carbónica inferior.

## 1. PERMICO ?

### a) CONGLOMERADO DEL RÍO BLANCO

#### *Distribución y litología*

Esta unidad, de la cual Fort (1944) observó un afloramiento en las márgenes del río Blanco y lo llamó Conglomerado Pérmico, es de escasa potencia pero de amplia extensión horizontal. Se apoya en discordancia angular fuerte, según un plano que inclina unos 30° al oeste, sobre la Formación Loma de los Morteritos y el Complejo Metamórfico, determinando dos delgadas líneas de afloramientos ligeramente divergentes, de rumbo submeridiano. En la línea oriental, de 15 km de longitud, entre la quebrada de la Manga y el arroyo Negro, descansa sobre las sedimentitas de la Formación Loma de los Morteritos; en la occidental, de 13 km, entre las quebradas de Vacas y de Guevara, sobre los esquistos del basamento. En ambos casos es cubierto por las capas basales de la Asociación Volcánica Variscica. Las vulcanitas parecen haberse corrido sobre el Conglomerado a lo largo de superficies suaves, pero de inclinación variable, y cuando éste no estaba aún del todo consolidado, pues suelen verse rodados sueltos que han quedado englobados en los bancos inferiores de la Asociación Volcánica. El espesor del Conglomerado del río Blanco oscila entre 20 y 60 m.

Es un conglomerado brechoso, fuertemente cementado y toscamente estratificado, color gris pardusco, que puede variar a morado, rojizo y verdoso. Está compuesto por rodados angulosos a subredondeados, de 1 a 30 cm de diámetro, aun cuando hay individuos que

alcanzan, excepcionalmente, hasta un metro de diámetro; la matriz, no abundante, es una gravilla angulosa o bien una arenisca de grano mediano, que a veces, localmente, suele resolverse en pequeñas lentes arenolimosas.

Entre sus clastos se cuentan, en primer lugar, los de areniscas y lutitas carbónicas y los de filitas del basamento, luego los de cuarzo lechoso teñidos superficialmente por óxido de hierro, y, en mucha menor cantidad, fragmentos aislados de andesitas y riolitas, por lo general muy alteradas, similares a las que componen la Asociación Volcánica sobrepuesta; no se observaron rodados de granito.

#### *Correlaciones y edad*

Existen en la Precordillera y en la Cordillera Frontal una serie de unidades cuya naturaleza y posición geológica nos inducen a correlacionar con el Conglomerado del Río Blanco. Son todos depósitos que, como éste, sugieren condiciones de breve transporte sobre una región de relieve irregular, no completamente peneplanizada; probablemente acumulaciones de pie de monte o relleno de valles y vaguadas. Son los siguientes:

El Conglomerado de las Pircas, hallado por Harrington (1941) en las sierras de Villavicencio y Mal País, sobre los estratos paleozoicos del Grupo Villavicencio y bajo los mantos volcánicos de la llamada Serie Porfirítica Triásica, porque su composición y continuidad física puede relacionarse con las vulcanitas del Cordón del Plata. Harrington asignó a este conglomerado edad triásica y lo correlacionó con el conglomerado basal de la sierra de las Higueras, pero más tarde Dessanti pudo comprobar la imposibilidad de tal correlación, ya que el Conglomerado de Las Higueras es en realidad integrante de los Estratos de Las Cabras, que descansa sobre los mantos de vulcanitas, mientras el Conglomerado de las Pircas yace debajo de éstas; su

edad debe ser, por lo tanto, bastante mayor.

El Conglomerado de Santa Clara, descubierto por Fernández (1955) en la zona del alto río Tupungato, apoyado sobre rocas que entonces se referían al Paleozoico indeterminado<sup>5</sup> y cubierto por vulcanitas entonces consideradas triásicas. Fernández, sin elementos para asignarle una edad segura, se limita a compararlo con los conglomerados de Fort y Harrington, destacando que deben considerarse más antiguos que el Conglomerado Rojo de Potrerillos, que cubre discordantemente a las efusivas triásicas.

La Brecha Verde, mencionada por Dessanti (1956) en la Sierra Pintada de San Rafael, descansando sobre las Series de La Horqueta y del Imperial y cubierta por la Serie de Cochicó. Este autor le asigna una probable edad pérmica. Es posible que este depósito se relacione con los Conglomerados Brechosos del Cerro Colorado, descritos por Testori y Rodrigo (1948) un poco más al norte, en la sierra de La Tosca.

La Formación Portezuelo Ancho, que González Díaz (1958) observó en el Cordón del Portillo apoyada sobre los bancos carbónicos de la Formación Totoral. Su techo no es visible, pero González Díaz, notando la presencia de algunos clastos de vulcanitas, lo coloca en posición stratigráfica superior al por él llamado ciclo efusivo post-carbónico, homologable con la Asociación Volcánica que aflora en el Cordón del Plata. Opinamos que, a pesar de este hecho, este depósito podría colocarse debajo de los mantos efusivos, lo mismo que algunas de las unidades ya mencionadas, quienes no obstante hallarse evidentemente en la base de una asociación volcánica, como el Conglomerado del Río Blanco, el Conglomerado de Santa Clara y la Brecha Verde,

<sup>5</sup> El autor ha comprobado, saliendo de los límites australes de la zona comprendida por este estudio, que se trata de la Formación El Plata.

contienen también rodados de rocas volcánicas.

La presencia de vulcanitas en estos conglomerados no constituye, en nuestra opinión, una prueba decisiva de la existencia de algún ciclo efusivo más antiguo; puede explicarse más bien como resultado de la contemporaneidad con que se iniciaron dos procesos, a saber: la erosión del relieve positivo creado por los movimientos variscicos, que dislocaron los estratos carbónicos y más antiguos, y las primeras efusiones del ciclo magmático subsiguiente. Al mismo tiempo que se depositaba esta capa discontinua y constantemente removida de material conglomerádico, la erosión atacaba también a las incipientes manifestaciones volcánicas, mezclando cierta proporción de andesitas y riolitas con los rodados de areniscas y filitas; los mantos volcánicos no tardaron en transgredir estos depósitos de rápida formación, cubriendo finalmente todo el relieve con su enorme espesor.

El Conglomerado del Río Blanco y sus correlativos pueden interpretarse como las primeras acumulaciones continentales que siguieron a la elevación de las formaciones carbónicas marinas por el diastrofismo variscico, pero su ubicación cronológica precisa no será posible mientras subsistan dudas sobre la edad de los niveles superiores de los estratos carbónicos infrayacentes.

## b) ASOCIACIÓN VOLCÁNICA VARÍSCICA

### *Fase extrusiva*

Es una potente sucesión de mantos de origen lávico y piroclástico, de estructura generalmente brechosa, que cubre en discordancia angular el Complejo Metamórfico y a la Formación Loma de los Morteritos, interponiéndose, en la superficie de discordancia, el Conglomerado del Río Blanco.

Aflora entre la quebrada de la Manga y el arroyo Chupasangral, en una

faja que, por razones tectónicas, se digita hacia el sur en dos ramas divergentes, donde las vulcanitas estratificadas, inclinando unos 30° al oeste, coronan bloques cuyos respectivos zócalos son Complejo Metamórfico (bloque occidental) y Formación Loma de los Morteritos (bloque oriental). Al norte de la quebrada de la Manga los mantos volcánicos se disponen periclinalmente, siempre con inclinación moderada, en torno al plutón granítico del cerro Médanos. Su carácter estratificado se aprecia observando el conjunto desde cierta distancia: la intercalación de bancos tobáceos claros entre mantos lávicos más oscuros acentúa la estratificación y permite calcular su posición con relativa exactitud.

Alcanza un espesor de 700 metros. Su techo no es visible dentro de la zona estudiada, sino un poco al este de su límite oriental, en las inmediaciones de Potrerillos, donde los estratos basales de la Serie de Cacheuta (Borrero, 1942) cubren discordantemente a las vulcanitas.

En la composición de este complejo volcánico predominan las rocas andesíticas y dacíticas, quedando las riolitas y riodacitas en posición subordinada. Cuando se advierte un ligero predominio de los productos ácidos, este hecho coincide con una mayor proporción de niveles tobáceos. No se hallaron rocas basálticas.

El color general de los mantos andesíticos es castaño o pardo morado; en las brechas la alteración produce tonos rosas y violados. Los bancos tobáceos poseen color castaño claro en fractura fresca, pero en las superficies expuestas adquieren colores rojo ladrillo, amarillo ocre, violeta, verde turquesa o gris ceniza.

La estructura brechosa es el rasgo megascópico más característico de los mantos andesíticos, compuestos por clastos de andesita alojados en una matriz de la misma composición, a veces de textura fluidal; el tamaño de es-

tas inclusiones varía desde escasos milímetros hasta 20 ó 30 cm, que es el diámetro más común, aunque hay individuos que triplican estas dimensiones. Los más pequeños son angulosos, pero los mayores suelen alcanzar un grado de redondeamiento tan bueno como el de algunos conglomerados epiclásticos. Su origen debe atribuirse al fenómeno conocido como brechamiento de flujo, cuyo mecanismo consiste en la ruptura y fragmentación de una corteza sólida formada por cristalización prematura de la superficie de ciertas coladas durante su desplazamiento; los fragmentos son arrastrados por el flujo, que modifica su primitiva forma angulosa, o cementados en superficie por lava surgente del interior de la colada, formando una corteza brechosa que puede ser nuevamente quebrada y cementada, en un proceso que continúa hasta que toda la masa se solidifica.

No todos los clastos que componen estas brechas son autolíticos; a éstos deben sumarse los xenolitos arrancados del conducto volcánico por el magma en erupción, o arrojados dentro del flujo en movimiento por explosiones contemporáneas. En muchos casos no es posible definir límites precisos entre una colada brechosa y un banco tobáceo también brechoso; incluso es posible que muchos mantos se deban a un origen mixto: elevada proporción de material piroclástico añadido a las lavas antes de su consolidación.

Las andesitas típicas de esta Asociación Volcánica son rocas porfíricas con grandes fenocristales tabulares de plagioclasa de 0,5 a 3 cm de longitud, color blanco sucio, y de anfíbol, más pequeños, color verde negruzco, alojados en una pasta afanítica, muy compacta, color gris oscuro o pardo morado; en otros ejemplos los fenocristales feldespáticos son pequeños, rosados, equidimensionales, envueltos en una pasta negruzca. Los fenocristales de plagioclasa son idiomorfos, de bor-

des enteros, bien maclados, a veces con zonalidad normal o inversa poco acentuada; en general, son más comunes los individuos homogéneos; su componente normal es la andesina media ( $Ab_6An_4$ ), la andesina ácida y la oligo-albita componen la plagioclasa microlítica o los fenocristales de las dacitas. El reemplazo albitico de las plagioclasas originalmente calcosódicas es un fenómeno sumamente frecuente, que se aprecia en todos sus grados de intensidad. Son rocas pobres en minerales fémcicos; el más común es la hornblenda verde, seguida en importancia por augita, a veces subeálcica; no se ha comprobado la presencia de ortopiroxenos. El cuarzo rara vez deja de presentarse, como elemento intersticial en la pasta de muchas andesitas, o intercrecido con feldespato potásico en algunas dacitas; en ciertos casos es de origen secundario. Abunda la magnetita, a veces titanífera y descompuesta en leucoxeno. El tipo de alteración común es la propilitización, casi siempre en grado muy avanzado y atacando preferentemente a los minerales ferromagnésicos, cuya preexistencia debe deducirse las más de las veces por pseudomorfos de penninita, calcita y epidoto.

Entre las rocas ácidas se cuentan varios tipos de riolitas y riodacitas, algunas semivítreas, color negro lustroso, con pequeños fenocristales y bandas de fluidalidad que corresponden a distintos grados de cristalinidad alcanzados por las patas; son las "piedras píceas" citadas por Stappenbeck (1917), llamadas "pichstones" o peclitas por otros autores. Las tobas contienen porfiroclastos angulosos de cuarzo, feldespatos alcalinos y litoclastos de sedimentitas carbónicas y esquistos cristalinos; sus matrices se encuentran totalmente recrystalizadas o reemplazadas por aporte de soluciones silico-alcalinas, pero en muchos casos aún se advierten texturas originalmente vitroclásticas.

### *Fase intrusiva*

Está compuesta por una serie de cuerpos de cristalización hipabisal alojados en los mantos volcánicos extrusivos y en las Formaciones carbónicas. En esta fase, las riolitas predominan sobre las andesitas.

En el sector norte del Cordón del Plata un enorme cuerpo de pórfido riolítico forma las mayores alturas de la serranía; perfora los estratos carbónicos de la Formación El Plata y se extiende hacia el norte, por las cumbres de los cerros San Bernardo, Santa Elena, Blanco y Colorado, todas alturas del orden de los 5.000 m. Su masa determina el relieve tan abrupto que caracteriza a esta zona, con paredes casi verticales a cuyo pie nacen las quebradas del Salto y del Rincón Colorado. Las artesas glaciarias de esta zona están labradas en esta roca, cuyo cuerpo se prolonga hasta Uspallata, donde es probable que se vincule con las vulcanitas del Cordón del Tigre. En el sector sur del Cordón del Plata los pórfidos riolíticos aparecen como cuerpos tabulares de 50 a 100 m de potencia emplazados entre las capas estratificadas de la fase extrusiva. El arroyo Negro corta uno de estos cuerpos poco antes de salir a la llanura pedemontana; las bocas de las quebradas Ancha y La Carrera están esculpidas en pórfido.

Estas riolitas de cristalización hipabisal contienen fenocristales pequeños, de 0,1 a 0,3 mm de diámetro, de feldespato rosado y cuarzo vítreo, en pastas de fractura concoidea, muy duras y quebradizas, de colores rosados, lila o violado rojizo. Por su pobreza en minerales fémcicos merecen llamarse con más propiedad leuco-riolitas. Sus pastas revelan, a la observación microscópica, fenómenos interesantes de cristalización, recrystalización y silicificación.

Los cuerpos intrusivos mesosilícicos se reducen a diques andesíticos, como los que cortan verticalmente a las to-



bas de la quebrada de los Arroyos, o a cuerpos tabulares concordantes, de 40 a 50 m de espesor, que se intercalan entre las tobas multicolores de la quebrada del Alumbre y componen también el cerro Negro, a orillas del río Mendoza; entre estas se encuentran las rocas más básicas que componen a la Asociación, andesitas y basandesitas

minerales félicos intersticiales. Estos diques perforan también al Conglomerado del Río Blanco y a las brechas volcánicas que cubren a esta Formación.

*Naturaleza del vulcanismo variscico en el Cordón del Plata.*

La posición geológica de la Asociación Volcánica del Cordón del Plata,

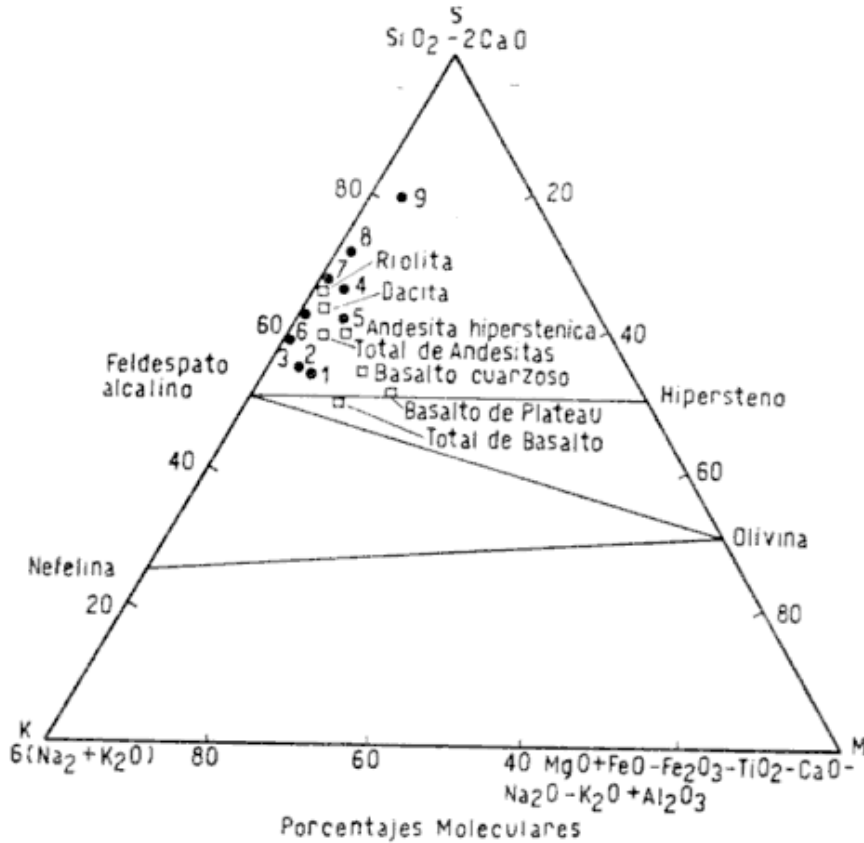


Fig. 1. — Diagrama SKM de rocas de la Asociación Volcánica Variscica. □ promedios de rocas tipo según Daly

color gris negruzco, microporfirico, algunas muy semejante macroscópicamente a basaltos. En el cerro Negro están cortadas por diques subverticales de riolita rojiza.

En la Formación Loma de los Morteritos el vulcanismo hipabasal está representado por algunos diques de 5 a 10 m de potencia, de composición andesítica y riolítica, estos últimos con afinidades traquíticas y queratofíricas. Son pórfidos con fenocristales rosados de ortosa y plagioclasa albítica, con cuarzo escaso o ausente, y pasta color gris verdoso por cloritización de los

—integrante del complejo vulcanismo preterciario cuyos productos cubren vastas áreas de la Cordillera Frontal y la Precordillera—, su carácter petrográfico y los datos químicos que a continuación expondremos, permiten identificarla como una de las asociaciones volcánicas de regiones orogénicas (Turner y Verhoogen, 1960) cuya presencia se comprueba en áreas continentales y se ubica en las postrimerías de un ciclo orogénico. Constituye un ejemplo de la Asociación Basalto-Andesita-Riolita de Kennedy (1938).

El Cuadro III contiene los análisis

CUADRO III

Análisis químicos y normas de rocas de la Asociación Volcánica Varfscica

| Análisis . . . .                         | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     |
|------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Muestra . . . .                          | 287   | 63    | 15    | 32    | 18g   | 463   | 12    | 31    | 452   |
| ANÁLISIS QUÍMICOS (% en peso)            |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 52,1  | 55,4  | 57,3  | 57,6  | 60,6  | 70,1  | 74,9  | 75,6  | 76,2  |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 1,0   | 0,6   | 1,0   | 0,8   | 0,6   | 0,4   | 0,2   | vest. | 0,1   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 13,9  | 18,1  | 9,1   | 19,2  | 18,3  | 12,7  | 10,0  | 12,1  | 13,0  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 9,0   | 4,9   | 12,0  | 4,3   | 2,2   | 2,9   | 4,0   | 1,7   | 2,8   |
| FeO . . . . .                            | 6,3   | 2,1   | 2,7   | 2,9   | 4,2   | 2,5   | 2,1   | 1,7   | 0,7   |
| MnO . . . . .                            | 0,1   | 0,1   | 0,1   | n.r.  | 0,1   | 0,1   | vest. | n.r.  | vest. |
| MgO . . . . .                            | 4,4   | 2,2   | 2,9   | 1,1   | 1,1   | 0,2   | 0,3   | 0,1   | 0,1   |
| CaO . . . . .                            | 7,4   | 4,6   | 5,1   | 7,4   | 3,8   | 2,4   | 0,8   | 1,6   | 0,8   |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 3,2   | 4,0   | 4,3   | 2,0   | 4,5   | 4,2   | 3,0   | 2,0   | 0,3   |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 2,0   | 3,0   | 2,1   | 2,0   | 0,5   | 4,0   | 5,0   | 4,0   | 3,6   |
| H <sub>2</sub> O . . . . .               | 0,8   | 4,4   | 2,6   | 2,9   | 3,7   | 0,6   | 0,2   | 1,4   | 2,5   |
| H <sub>2</sub> O . . . . .               | 0,4   | 0,5   | 0,4   | 0,2   | 0,3   | 0,1   | 0,3   | 0,1   | 0,2   |
| NORMAS (% en peso)                       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Cuarzo . . . . .                         | 10,50 | 7,32  | 19,08 | 20,88 | 20,58 | 26,58 | 37,68 | 44,34 | 59,04 |
| Ortosa . . . . .                         | 11,68 | 17,79 | 12,23 | 11,68 | 2,78  | 23,91 | 29,47 | 23,91 | 21,13 |
| Albita . . . . .                         | 27,25 | 34,06 | 36,15 | 16,77 | 38,25 | 35,63 | 25,15 | 16,77 | 2,62  |
| Anortita . . . . .                       | 17,51 | 22,80 | —     | 36,70 | 18,90 | 3,89  | —     | 8,06  | 3,89  |
| Diopsida . . . . .                       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| En . . . . .                             | 5,80  | 0,05  | 7,20  | —     | —     | 0,50  | 0,60  | —     | —     |
| Wo . . . . .                             | 8,00  | —     | 8,35  | —     | —     | 1,97  | 0,81  | —     | —     |
| Fe . . . . .                             | 1,42  | —     | —     | —     | —     | 1,58  | 0,13  | —     | —     |
| Hipersteno . . . . .                     |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| En . . . . .                             | 5,10  | —     | —     | 2,70  | 2,70  | —     | —     | —     | —     |
| Fe . . . . .                             | 1,20  | —     | —     | 0,40  | 4,75  | —     | —     | 1,72  | —     |
| Magnetita . . . . .                      | 12,99 | 4,87  | 5,80  | 6,26  | 3,25  | 4,18  | 5,80  | 2,55  | 2,32  |
| Ilmenita . . . . .                       | 1,98  | 1,22  | 1,98  | 1,52  | 1,22  | 0,76  | 0,46  | —     | —     |
| Hematita . . . . .                       | —     | —     | 1,60  | 7,90  | —     | —     | —     | —     | —     |
| Wollastonita . . . . .                   | —     | —     | 2,20  | —     | —     | 1,39  | 0,81  | —     | —     |
| Corindón . . . . .                       | —     | —     | —     | 0,31  | 3,37  | —     | —     | 1,53  | 7,14  |
| FELDESPATOS NORMATIVOS (% molecular)     |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Ortosa . . . . .                         | 20,6  | 23,8  | 25,2  | 17,9  | 4,6   | 38,1  | 53,9  | 49,0  | 76,4  |
| Albita . . . . .                         | 48,2  | 45,6  | 74,2  | 25,7  | 63,8  | 56,1  | 46,0  | 34,4  | 9,4   |
| Anortita . . . . .                       | 31,0  | 30,2  | —     | 56,3  | 31,5  | 6,1   | —     | 16,5  | 14,0  |

- 1 (M. 287) - Basandesita hornblendífera, filón en el C° Negro.
- 2 (M. 63) - Andesita, matriz de brecha volcánica, Qda. de Mulas.
- 3 (M. 15) - Andesita piroxénica, Qda. del Salto.
- 4 (M. 32) - Andesita hornblendífera, filón en el C° Negro.
- 5 (M. 18g) - Pórfido queratófirico, dique en Sa. del Medio.
- 6 (M. 463) - Riodacita, "pichstone", Qda. del Monte.
- 7 (M. 12) - Riolita, cuerpo intrusivo, Rincón Colorado.
- 8 (M. 31) - Toba riolítica, ladera norte del C° Negro.
- 9 (M. 452) - Riolita, cuerpo intrusivo, Qda. Colorada

químicos de una selección de muestras y sus respectivas normas mineralógicas calculadas por el método C.I.P.W. Son insuficientes por su escaso número y, sobre todo, por su carácter relativamente local, para sustentar una completa interpretación petrogénica de esta entidad geológica de extensión regional tan amplia, pero puede brindar una idea preliminar sobre el quimismo del vulcanismo varísico en lo que concierne al Cordón del Plata.

En el diagrama de la figura 2 se determina el índice cal-álcalis de Peacock (1931), con lo que la Asociación (índice = 58,9) queda encasillada en la clase calco-alcalina, correspondiente a las lavas de tipo Pacífico de las antiguas clasificaciones.

El diagrama de variación de óxidos de la figura 3 puede admitirse como una primera aproximación hacia su proceso diferenciativo. Este es un tema que, lo mismo que la naturaleza del

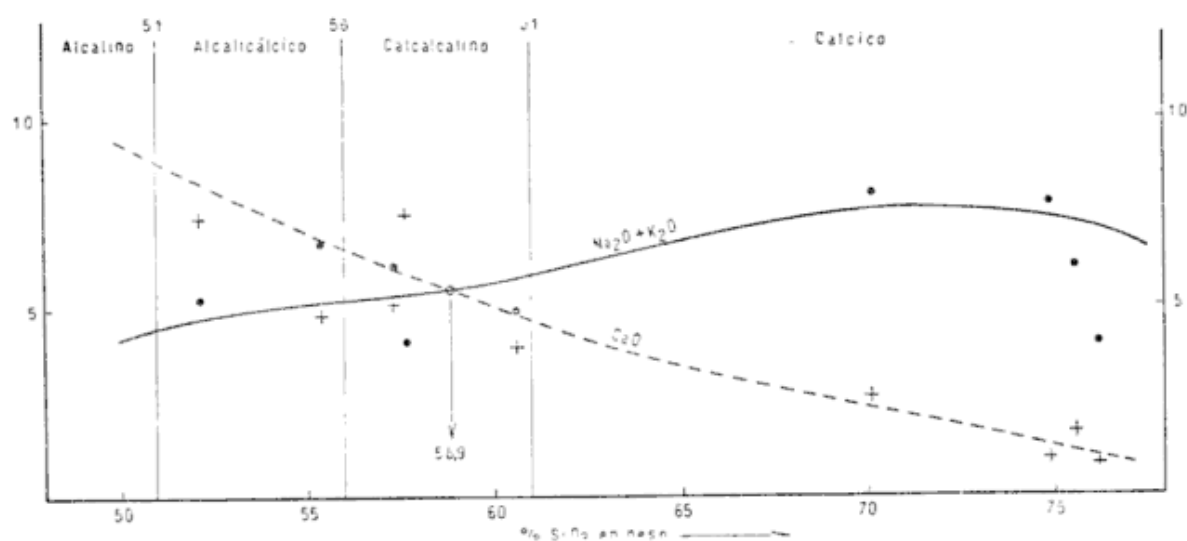


Fig. 2. — Índice cal-álcalis de la Asociación Volcánica Varísica

Resultan todas rocas sobresaturadas, con valores de cuarzo normativo relativamente altos, que aún en los tipos más básicos oscilan entre 10,50 % y 20,88 %. En el diagrama triangular SKM, figura 1, modificación del de von Wolff por Thompson, que permite exponer la composición de cualquier roca en términos de combinaciones de los porcentajes moleculares de sus óxidos, todas las muestras se sitúan sobre la línea media horizontal, que indica el límite de saturación de sílice, y se ajustan aproximadamente a los promedios mundiales de andesitas, dacitas y riolitas de Daly (1933), con respecto a las cuales sólo denotan cierta pobreza en porcentajes moleculares de  $OMg$  y  $OFe$ , lo cual corresponde con su comprobada escasez de minerales ferromagnésicos.

magma madre, ha dado siempre lugar a controversias entre quienes se han ocupado de la petrogénesis de estas asociaciones. A las primitivas hipótesis que sustentaban un desarrollo normal a partir de un magma basáltico, se han contrapuesto observaciones que sugieren líneas divergentes de fraccionamiento inducidas por la influencia de factores tectónicos locales, —donde entrarían en juego mezclas de distintos productos y reacciones de asimilación con las rocas del basamento—, e incluso se ha llegado a suponer la existencia de dos tipos de magma primario de composición extrema, basáltico y riolítico, cuya cristalización podría dar origen a asociaciones compuestas por rocas de naturaleza igualmente contrastante.

En las vulcanitas del Cordón del

Plata no se encuentran evidencias de este último caso, pues no se comprueban rupturas de composición que provoquen la ausencia de tipos intermedios. Debe pensarse más bien en una diferenciación gradual, —sin descartar la posibilidad de mezclas y diferenciaciones locales—, a partir de un magma no extremadamente básico, dada la ausencia de basaltos. Esta suposición coin-

ficamente en el triángulo Or Ab An, figura 4, revelan, comparados con los promedios mundiales de estas rocas, deficiencia de anortita, hecho que puede atribuirse a la sustitución albítica de las moléculas anortíticas que afecta, en mayor o menor grado, a la mayoría de las plagioclasas. Esta particularidad, lo mismo que la alteración de los minerales ferromagnésicos, se

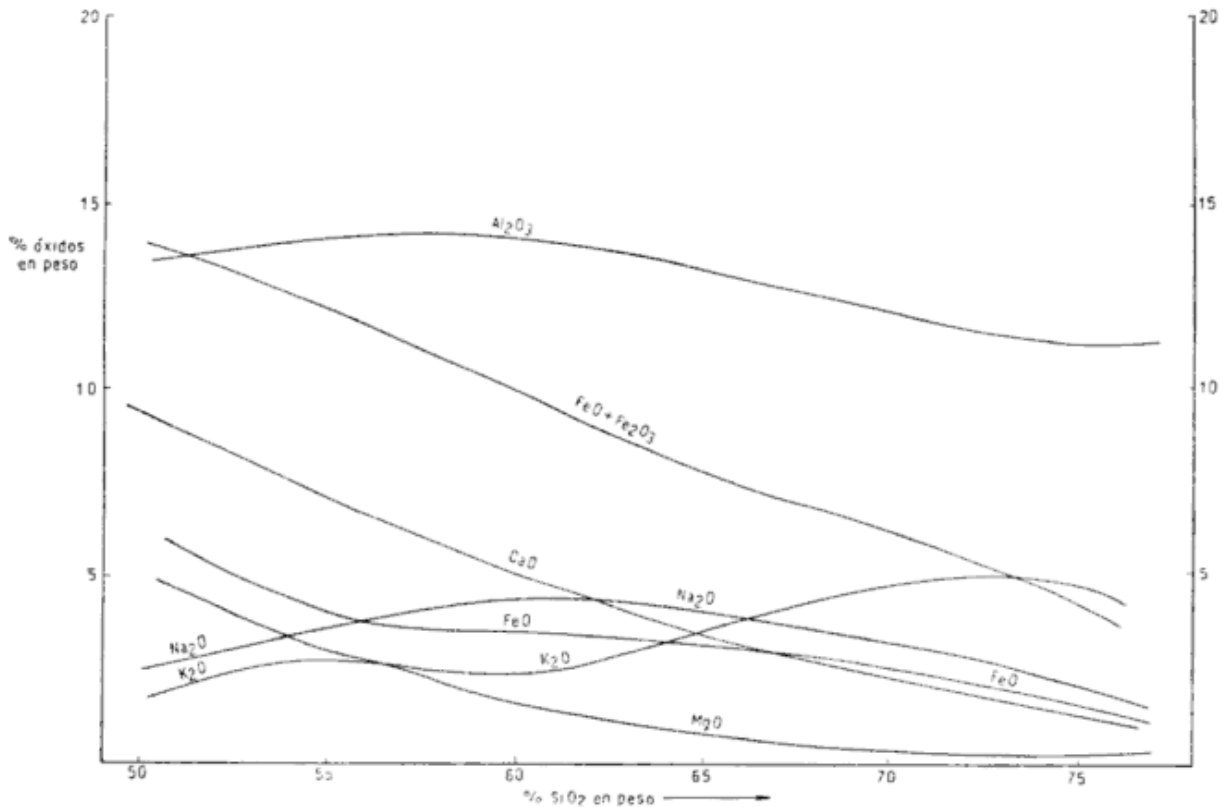


Fig. 3. — Diagrama de variación de óxidos de la Asociación Volcánica Varíscica

eide con lo generalmente comprobado al intentar identificar al magma madre de estas asociaciones, que en muchos casos ha correspondido a una andesita basáltica con 53 a 54 % de sílice (Turner y Verhoogen, 1960); y en el Cordón del Plata las rocas de mayor basicidad son también basandesitas, —análisis 1—, con 52,1 % de cuarzo normativo. Tampoco Stappenbeck (1917) menciona la presencia de basaltos en el Cordón del Plata, ni Harrington en las sierras de Villavicencio y Mal País.

Los porcentajes moleculares de feldespatos normativos, representados grá-

refleja también en los análisis químicos, donde, a pesar de corresponder a muestras elegidas entre las mejor conservadas, se observan fluctuaciones en las cantidades de óxidos ferroso y férrico y de alúmina, y ciertas variaciones en las proporciones relativas de cal, potasa y soda, que sugieren reemplazos y transferencias póstumas por fenómenos hidrotermales o deutéricos.

La presencia de rocas sódicas como los ortófiros y queratófiros, citados desde antiguo en la literatura referente a estas rocas, puede atribuirse a la eficacia de estos procesos. Ya Stieglitz (1914) describe y analiza varias

de ellas, como consecuencia de lo cual parece haberse extendido el concepto de una participación muy importante de estas rocas entre las vulcanitas antiguas de la Cordillera.

Convendría recordar, a raíz de esto, que los queratófiros se asocian comúnmente con espilitas en las asociaciones volcánicas geosinclinales pre-orogénicas, cuya composición y posición difie-

dera que la formación local de queratófiros en macizos riolíticos es debida a una redistribución de álcalis. No obstante, en ciertos casos se han comprobado desviaciones alcalinas en asociaciones andesítico-riolíticas comunes, si bien alcanzan sólo carácter local y restringido con respecto al total. Cualquiera de estos dos mecanismos explicaría la presencia de rocas sódicas en

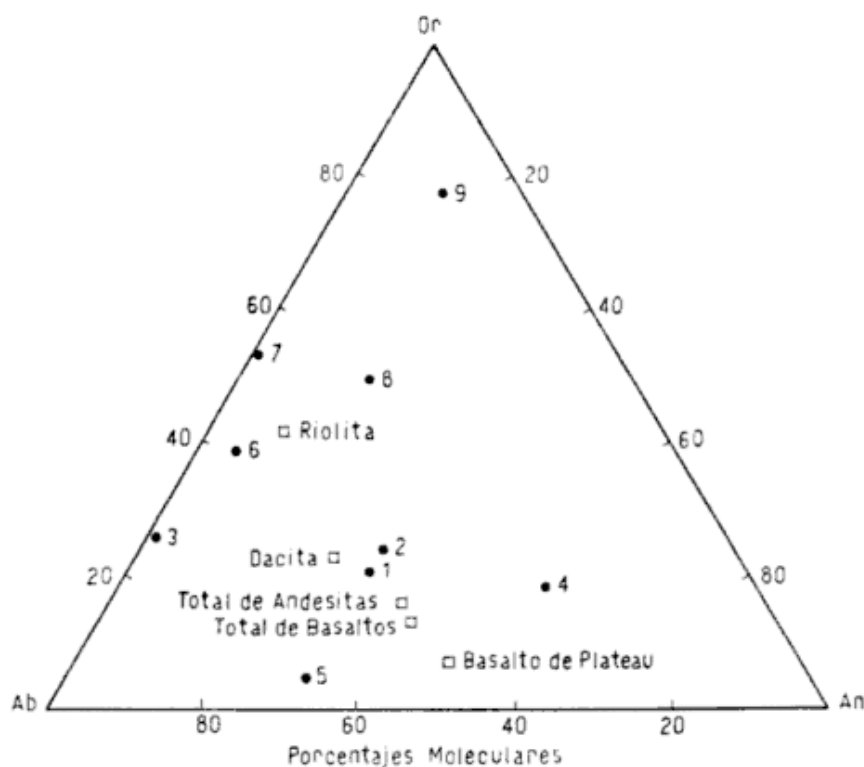


Fig. 4. — Composición de feldespatos normativos de rocas de la Asociación Volcánica Varfseica  
 □ promedios de rocas tipo según Daly

ren de las que ahora nos ocupa, que es tardío o post-orogénica, y que la existencia de magmas madre capaces de producir rocas queratófíricas en gran escala es puesta en duda por los modernos conceptos petrológicos. La presencia de queratófiros asociados con espilitas pre-orogénicas —y ocasionalmente con andesitas y riolitas post-orogénicas, como en el caso presente—, se atribuye a la acción de procesos secundarios de diversa índole que actúan solos o en conjunto sobre rocas ya formadas, o en trance de cristalización, a partir de magmas comunes. Batley (1965), por citar un ejemplo, consi-

esta Asociación, en ciertos casos claramente definida, —análisis 5—, pero que con respecto al conjunto demuestra, al menos en el Cordón del Plata, una participación limitada.

### Edad

Según Groeber (1952, págs. 44, 47 y 48), las vulcanitas del Cordón del Plata son correlacionables con las de la Cordillera del Viento (Choiyoiliten-se, antiguamente Serie porfirítica supatriásica), correlacionables a su vez con el complejo eruptivo de Los Vilos, Chile, de indudable edad triásica su-

perior, más exactamente, carniana media a superior; de acuerdo con esto, ubica a la Serie de Cacheuta en el Noriano, y opina que el granito del Cordón del Plata y Cacheuta, cuya edad estima carbónica, no intruye a las vulcanitas sino que es cubierto por ellas.

Según Polanski (1958) la edad de estas vulcanitas es bastante mayor; su opinión de que las Formaciones sedimentarias sobre las que descansan son de edad carbónica inferior, y la relación de intrusión del granito con respecto a ellas, hecho que hemos comprobado en nuestra zona de estudio, lo inducen a relacionarlas con su ciclo magmático mesovariscico o intracarbónico. En nuestra opinión, que ya expresáramos en un trabajo anterior (Camino, 1964, pág. 97), este concepto podrá mantenerse mientras no se compruebe la presencia de estratos de edad más joven que carbónica inferior en el subyacente de las vulcanitas; si se aceptan las correlaciones propuestas por el autor para las Formaciones Loma de

los Morteritos y El Plata y sus consideraciones referentes a los límites superiores de la sedimentación geosinclinal carbónica, la presente Asociación Volcánica se ubicaría aproximadamente en el Pérmico medio.

### c) ASOCIACIÓN PLUTÓNICA VARÍSCICA

En el Cordón del Plata afloran tres tipos principales de rocas plutónicas, emplazadas en tres etapas sucesivas por orden decreciente de basicidad: 1) gabros; 2) tonalitas y granodioritas; 3) granitos. Cada uno constituye afloramientos independientes, homogéneos y de composición bien definida, productos de la consolidación de masas magmáticas que alcanzaron su actual posición intruyendo en ciertos lugares una unidad a la precedente, aunque sin mezclarse ni contaminarse en escala digna de mención. La composición y superficie de las unidades aflorantes son las siguientes:

|                                                    |                    |   |                     |
|----------------------------------------------------|--------------------|---|---------------------|
| Stock del cerro Médaños (granito).....             | 45 Km <sup>2</sup> | } | 127 Km <sup>2</sup> |
| Stock del cerro Arenal (granito).....              | 40 »               |   |                     |
| Stock de la cuchilla de las Minas (granito).....   | 42 »               |   |                     |
| Stock de la quebrada de Guevara (tonalita).....    | 22 »               | } | 28 Km <sup>2</sup>  |
| Stock de la quebrada de La Carrera (tonalita)..... | 6 »                |   |                     |
| Cuerpos gábricos.....                              | 5 »                |   |                     |
|                                                    | <hr/>              |   | 160 Km <sup>2</sup> |

Aunque ninguno de estos afloramientos supera el límite de los 100 km<sup>2</sup> fijado por Daly como superficie mínima para asignar a un cuerpo categoría de batolito, es más verosímil considerarlos no stocks en sentido estricto, es decir cuerpos superficiales e inconexos, sino apófisis o cúpulas emitidas por una intrusión mayor y más profunda de dimensiones batolíticas. La presencia de rocas córneas en puntos intermedios entre los afloramientos confirma la idea de una relación, a no mucha profundidad, de todas las masas aflorantes con un cuerpo co-

mún. Se trata pues de un plutón compuesto, en el que cada tipo litológico participa, en el nivel cortical expuesto, con los siguientes porcentajes: granito: 79,3 %; tonalitas y granodioritas: 17,5 %; gabro 3,1 %.

Las relaciones de campo de estos cuerpos con su roca de caja no son complejas ni ambiguas, como en los profundos complejos migmatíticos sintectónicos sino propias de las intrusiones batolíticas apotectónicas, emplazadas bajo condiciones relativamente estables, subsiguientes a la deformación principal, cuyos productos llegan a si-

tuarse a poca distancia de la superficie. Son masas discordantes que poseen, sin embargo, un grosero alargamiento según las líneas tectónicas regionales, sugiriendo una adaptación rústica a planos preexistentes de debilidad estructural.

Observados en particular, los contactos guardan con las rocas de caja relaciones de aguda discordancia; son líneas bien definidas, "trazables con un lápiz", que cortan limpiamente las estructuras menores de la caja: estratificación, micropliegues y foliación. Los márgenes de contacto se caracterizan por su extrema limpieza, sin evidencias de reacciones de tipo asimilativo o intercambios importantes de materia a nivel de los mismos.

No se observan estructuras impuestas por factores dinámicos; rasgos que indiquen movimientos internos de la masa magmática durante su desplazamiento o después de su consolidación, tales como foliación, lineación, protoclasis y cataclasis, no tienen comprobación macro ni microscópicamente.

*Gabros.* Aparecen como cuerpos pequeños, lenticulares, alojados concordantemente en los estratos carbónicos de la Formación El Plata; afloran a lo largo del filo de cumbres del cerro Arenal, poco al sur del portezuelo Hondo, y en las crestas de las cuchillas que separan las quebradas de la Angostura, de Mulas, de Casas y de las Cuevas, destacándose como promontorios resistentes entre las areniscas y lutitas oscuras.

Son rocas de grano mediano a fino (con frecuencia microgabros), color gris negruzco, por lo general muy coherentes. Están compuestas por plagioclasa (60 %) y piroxeno (40 %) asociados en textura granosa hipidiomórfica a veces variando a subofítica. La plagioclasa forma individuos euhedrales maclados según la ley de albita en láminas anchas y nítidas que ocupan todo el cristal, ocasionalmente cortadas por las laminillas de un maclado incom-

pleto según periclino; hay cristales compuestos por un núcleo de bytownita-labradorita ( $Ab_4An_6$ ) y un margen ancho de labradorita media a ácida ( $Ab_4An_6$ ); esta última es la composición de los granos homogéneos, que son los más comunes. El piroxeno es diópsida, incolora, con fuerte clivaje, sin maclas ni zonalidad; se observan además pequeñas cantidades de hornblenda castaña, primaria, y de biotita castaña rojiza, muy pleocroica, casi siempre reemplazada por mineral opaco. No se ha encontrado olivina ni ortopiroxenos, tampoco cuarzo ni feldespato potásico intersticiales. Son muy frecuentes los grandes cristales de magnetita titanífera. Procesos de uralitización y saussuritización transforman frecuentemente a estas rocas en agregados confusos de anfíbol actinolítico, sericita, calcita y epidoto.

Localmente aparecen concentraciones de minerales oscuros, probablemente productos de diferenciaciones melanocráticas de estos mismos cuerpos, compuestas por cristales de piroxeno uralitizado de un centímetro de longitud, escasa plagioclasa saussuritizada y cristales semiesqueléticos de ilmenita.

*Tonalitas y granodioritas.* El principal afloramiento de estas rocas es el stock de la quebrada de Guevara, emplazado en la Formación El Plata; tiene como puntos culminantes el cerro Arenal (cota 3.300 m) y los cerros cota 3.512 m y 3.460 m. Un cuerpo más pequeño, el stock de la quebrada de La Carrera, entre las cotas 3.100 m y 3.450 m de esta quebrada, está también emplazado en la Formación El Plata, poco más arriba del plano en que los bancos basales de esta unidad se apoyan sobre el Complejo Metamórfico; pequeños asomos de esta misma roca, probables prolongaciones de este stock, aparecen al este del plano de discordancia perforando a los esquistos del basamento cristalino. Un cuerpito de tonalita hornblendífera se encuentra también

en la quebrada de La Carrera, en cota 2.830 metros.

Son rocas de grano mediano, color gris claro, a veces ligeramente rosado, de aspecto fresco, aunque no siempre muy coherentes; están formadas por cristales de feldespato blanquecino y cuarzo, entre los que se ubican numerosos cristales negruzcos de biotita y anfíbol. Dentro de un mismo stock las rocas varían su modalidad, encontrándose tonalitas biotítico hornblendiferas con plagioclasa (48.6 %), cuarzo (24,4 %), feldespato potásico (5,9 %), biotita (15,1 %) y hornblenda (5,9 %) que pasan, muy gradualmente, a granodioritas biotíticas con plagioclasa (41.5 %), feldespato potásico (16,3 %), cuarzo (29,2 %) y biotita (13.4 %).

Las tonalitas tienen textura granosa hipidiomórfica, con cristales euhedrales de plagioclasa, tabulares, bien maclados y con zonalidad suave que, en los casos de fraccionamiento extremo, determina núcleos de andesina básica y márgenes de oligo-andesina; la alteración transforma con cierta frecuencia los núcleos en sericita. La biotita es subhedral, muy coloreada, con pleocroísmo que varía de  $Z =$  castaño rojizo a  $X =$  castaño amarillento; ocasionalmente se altera en fajas cloríticas paralelas al clivaje, lentes de cuarzo y guías de óxido de hierro opaco; otras veces, gruesas lentes de prehnita, con su típica estructura en moño, separan los planos de exfoliación en toda la longitud del cristal; contiene inclusiones de circón, pero sin formación de halos pleocroicos. La hornblenda es euhedral, también muy coloreada, con pleocroísmo suave:  $Z =$  verde amarillento,  $Y =$  verde manzana,  $X =$  amarillo verdoso. El cuarzo es anhedral, granular, sin extinciones onduladas.

En las granodioritas la ortosa abandona su hábito intersticial y adquiere dimensiones granulares, aunque formas sumamente irregulares; y las plagioclasas, sin perder su idiomorfismo,

se rodean de un manto albitico en el que se interrumpe su maclado polisintético; entre esta albita marginal, la ortosa y el cuarzo, se establecen relaciones de mutuo reemplazo, resultando contactos intergranulares muy sinuosos; los cristales de ortosa suelen englobar a veces individuos menores de plagioclasa y biotita. Las pertitas no son abundantes ni conspicuas; las mirmequitas tampoco son frecuentes y, donde se comprueba su presencia, corresponden a: 1) mirmequitas de límites bien definidos alojados en contactos plagioclasa-ortosa; 2) en la misma posición, pero con límites definidos con respecto a la ortosa y difusos hacia la plagioclasa; 3) mirmequitas de contornos ameboidales incluídas en cristales de ortosa; 4) mirmequitas alojadas en contactos ortosa-ortosa.

*Granitos.* Aparecen en tres plutones perfectamente definidos. El stock del cerro Médanos, situado en el ángulo noreste de la zona estudiada, cuyo afloramiento, de contorno ovalado, es entallado en su parte media por el curso del río Mendoza, aguas arriba de la estación Guido; sus bordes australes y occidentales intruyen sedimentos carbónicos y rocas de la Asociación Volcánica; su límite suroriental es un sistema de fallas inversas que, apretando entre sus planos jirones de rocas carbónicas y de basamento, montan la masa granítica sobre las brechas volcánicas del río Mendoza.

El stock del cerro Arenal, cuyo punto culminante es el cerro homónimo (cota 3.042 m), intruye en su límite occidental a la Formación El Plata y en su borde oriental una falla inversa lo levanta sobre las brechas volcánicas de la quebrada de los Manantiales; este afloramiento se prolonga hacia el norte en una faja que tiene como límite oriental la misma fractura, que corre paralela a las quebradas de la Manga y del Cajón Escondido (tramo inferior), y cuyo contacto occidental es intrusivo con respecto a los macizos



riolíticos de los cerros Blanco y Colorado; este granito finaliza acuñándose entre las andesitas y riolitas de la quebrada del Telégrafo, en los límites septentrionales de la zona estudiada.

El stock de la cuchilla de las Minas, de contornos irregulares, emplazado totalmente dentro de la Formación El Plata; aflora en las laderas de las quebradas de las Mulas, Casas y Guevara, siendo sus puntos prominentes el cerro Bayo o Platita (4.379 m), la cuchilla de las Minas (4.312 m) y la cuchilla de los Manantiales (4.300 m).

Son rocas de grano mediano a grueso cuyo color varía de rosado pálido a blanco grisáceo, apareciendo en ciertos puntos variedades de color rojo salmón; aunque se encuentran relativamente frescos, son por lo general muy poco coherentes. Localmente aparecen pórfidos graníticos y granitos gráficos que se relacionan con facies marginales y, con menos frecuencia, granitos porfiroideos. La composición modal promedio de los granitos normales es la siguiente: feldespato potásico (45 %), cuarzo (34 %), plagioclasa (18 %), biotita (2-3 %); por su pobreza en minerales félicos les cabe, a la mayoría de ellos, la denominación de leucogranitos; proporciones de biotita del orden del 8 % son excepcionales; en ciertos casos, la ausencia de plagioclasas determina variedades alaskíticas.

Las texturas de los granitos normales son las granosas hipidio —o allotriomórficas comunes, si bien a veces la presencia de albita intersticial destruye un tanto este carácter. Hay casos de caolinización avanzada en el feldespato potásico, pero lo común es que se encuentre apenas enturbiado, mientras las plagioclasas, que se caracterizan por su acidez (albitas y oligo-albitas), se ven admirablemente límpidas, con un maclado polisintético de desarrollo casi perfecto. La biotita fresca posee pleocroísmo intenso y colores pardo rojizo a castaño verdoso, pero lo frecuente es que esté totalmente cloritizada, con segregación de óxido de

hierro y titanita. El cuarzo tiene extinciones onduladas muy suaves.

Un rasgo notable del feldespato potásico es el alcance de la substitución albítica, que ocupa del 30 al 40 % de sus cristales, no siendo raros casos del 80 %. El tipo común de pertitas es el venoso, en "trenes" de guías subparalelas y anastomosadas, o en fajas de mayor espesor y formas más irregulares; el tipo lenticular es menos frecuente, pero abundan las formas plumosas irradiando de parches albíticos. La alteración del feldespato potásico tiende a localizarse a lo largo de los contactos albíticos, con lo que las venas pertíticas se destacan como franjas límpidas que surcan al feldespato potásico turbio y pulverulento, en el que a veces se advierte un borroso maclado microclínico. Según los criterios de Alling (1938), este tipo de pertitas se debe a fenómenos de reemplazo; los tipos filiformes, que este autor atribuye a exsolución, aparecen sólo excepcionalmente.

Puede observarse a veces la emisión de pertitas a partir de albita intersticial, verificándose que la albita cambia su orientación óptica apenas transpuesto el contacto, o bien que mantiene la misma orientación durante todo su recorrido; la plagioclasa granular, a pesar de su composición albítica, no muestra sino raramente vinculación con las pertitas. En las alaskitas, donde no existe albita granular ni intersticial, las pertitas son tanto o más abundantes que en los granitos comunes; su origen puede no ser ortomagmático sino hidrotermal, máxime considerando que son rocas con afinidades pegmatíticas, donde la presencia de albita substituyendo microclino se acepta generalmente como un fenómeno de esta naturaleza. Llama la atención la casi total ausencia de mirmequitas.

*Rocas filónicas.* Son numerosos los diques melanocráticos, de 5 a 10 m de potencia, que cortan a granitos y tonalitas; se trata de lamprófiros y mi-

crodioritas compuestos por andesina y clinopiroxeno u hornblenda, con cuarzo ausente o muy escaso. Los diques aplíticos, de no más de un metro de espesor, son poco frecuentes y, más raras aún, algunas pequeñas lentes pegmatíticas.

*Rocas de contacto.* En la formación El Plata los plutones han producido aureolas térmicas formadas por cornubianitas color pardo morado, que presentan a veces un bandeamiento originado por una primitiva laminación sedimentaria acentuada por la recristalización; están compuestas por cristaltos isodiamétricos de cuarzo, límpidos, y por laminillas de biotita castaño rosada adosadas a sus contornos; en algunas se comprueba la introducción de pequeñas cantidades de turmalina. Las sedimentitas arcillo-carbónicas han sido transformadas en pizarras moteadas por cristales idioblásticos de andalucita, parcial o totalmente reemplazados por sericita, que flotan en una matriz de fino cuarzo, sericita y abundante óxido de hierro y material grafitico; menos frecuente es la presencia de porfiroblastos de cordierita de estructura esponjosa. Fuera de las aureolas propiamente dichas hay extensas áreas de recristalización parcial, donde las subgrauvacas tienen sus matrices transformadas en mosaicos de cuarzo biotita y moscovita.

Es probable que la descomposición de los gabros en uralita y saussurita haya sido promovida por factores térmicos unidos a la introducción de soluciones a nivel de algunos contactos, como lo demuestra la presencia de cuarzo secundario y nódulos de biotita en ciertas rocas básicas. A las mismas causas puede atribuirse, al menos en parte, la silicificación y desvitrificación de las vulvanitas próximas a los contactos.

En el Complejo Metamórfico la formación de biotita es un efecto de las intrusiones tonalíticas, que han dado lugar a rocas con caracteres interme-

dios entre esquistos y cornubianitas; se produjo aquí la sobreposición de metamorfismo de contacto sobre metamorfismo regional de bajo grado.

#### *Fenómenos de asimilación como origen del magma tonalítico-granodiorítico*

La secuencia de tipos petrográficos que componen esta Asociación Plutónica haría pensar en una serie de diferenciación magmática normal; sin embargo, la extraordinaria cantidad de xenolitos básicos incluidos en los cuerpos tonalítico-granodioríticos y prácticamente ausentes —salvo excepciones locales— en los graníticos, sugiere la posibilidad de contaminación por rocas básicas de un magma originalmente ácido, dando un producto híbrido de composición aproximadamente tonalítica. Hibridizaciones de esta naturaleza han sido registradas en diversas partes del mundo (Brammal, A y H. Harwood, 1932; Thomas, H. y W. Smith, 1932).

Los xenolitos aparecen como inclusiones color gris negruzco, de grano mediano a fino, bien redondeadas y de hábito preferentemente ovoidal; sus diámetros más frecuentes oscilan entre pocos milímetros y 30 cm, habiendo individuos aislados que alcanzan hasta un metro. Son muy coherentes, más resistentes a la meteorización que la roca que los contiene, resultando relativamente fácil desprenderlos de su matriz.

La presencia de rocas básicas en la región y la composición básica de los xenolitos inducen a relacionar a aquellas como fuente de éstas. Es evidente la similitud entre la composición química de un microgabro —muestra 17, análisis 10— alojado en la Formación El Plata y uno de los xenolitos —muestra 488, análisis 2— incluido en la tonalita del stock de la quebrada de Guevara. Este es uno de los casos en que la acción del magma ácido no ha modificado el quimismo de la inclusión; xe-

nolitos como éste están compuestos por hornblenda, clinopiroxeno, labrador-andesina y cantidades menores de titanita, magnetita, ilmenita y pirita, trabados en una textura irregular, con predominios locales de uno u otro componente e intercrecimientos poiquilíticos de hornblenda y piroxeno en cristales de plagioclasa.

En otras inclusiones hay aporte magmático de índole metasomática; los feldespatos se acidifican y aparecen biotita y cuarzo intersticiales; son xenolitos de grano mediano y homogéneo que asumen la composición y el aspecto de una diorita hornblendífera. Suele también ser frecuente que el aporte se localice en meta cristales idiomorfos de plagioclasa de 2 a 5 mm de longitud, que al quedar alojados en una masa melanocrática de grano fino dan lugar a una textura pseudoporfírica.

Es importante notar que los xenolitos yacen homogéneamente distribuidos en el interior de los cuerpos tonalítico-granodioríticos, sin que la proximidad de contactos con rocas gábricas determinen un aumento en la densidad de inclusiones o una basificación de la roca invasora. La tonalita de la quebrada de Guevara, por ejemplo, adquiere en su facies marginal composición de granodiorita con plagioclasa albítica, a pesar de estar en contacto con rocas básicas; y el granito que intruye microgabros en la quebrada de las Mulas es un leucogranito. Además, los contactos xenolito-tonalita son por lo general superficies bien definidas, no observándose acidificación de la tonalita en la inmediata vecindad de cada xenolito; la desintegración de éstos en agregados nebulosos no es, por otra parte, un fenómeno muy frecuente.

Podemos deducir de estos hechos, que los fenómenos de contaminación y asimilación no tuvieron lugar en el nivel cortical actualmente expuesto a las observaciones sino en una zona más profunda. Es decir, que el magma híbrido tonalítico-granodiorítico alcanzó su actual posición ya contaminado y

no sufrió modificaciones por cuenta de las intrusiones gábricas emplazadas previamente; pero en su erupción arrastró numerosos relictos —los presente xenolitos— de rocas básicas profundas, verdaderas causantes de su contaminación y, probablemente, relacionadas con los cuerpos gábricas superficiales aflorantes en la zona estudiada.

Posteriormente se produjo el ascenso de magma granítico incontaminado, el que intruyó en ciertos casos a los cuerpos básicos más antiguos sin ser tampoco afectado por su presencia. Ahora bien, es precisamente en uno de los stocks graníticos donde surge la relación directa entre la presencia de xenolitos básicos y la basificación del magma ácido. En el centro del stock del cerro Médanos, sobre la pared derecha de la garganta con que lo entalla el río Mendoza, la presencia excepcional de inclusiones básicas en un cuerpo granítico coincide con la formación de un área de contornos difusos donde, rompiendo con la homogeneidad que caracteriza a estos afloramientos, la roca adquiere composición granodiorítica. Es una roca de textura porfiroide —muestra 494, análisis 15—, con fenocristales de feldespato potásico de tres centímetros de longitud, idiomorfos, rodeados por una pasta de grano mediano constituida por plagioclasa, biotita y hornblenda. Un caso parecido se comprueba también en la quebrada del Rincón Colorado, en el punto en que ésta corta a la prolongación septentrional del stock del cerro Arenal; en este lugar la presencia de xenolitos básicos determina el pasaje del granito a adamellita —muestra 2, análisis 16.

Los xenolitos provenientes del Complejo Metamórfico o de las Formaciones carbónicas son mucho menos frecuentes, se encuentran lo mismo en granitos que en tonalitas y su abundancia sí guarda relación directa con la proximidad de los contactos. Son trozos angulosos de cornubianitas cuarzo-biotíticas, sin señales de aporte por

CUADRO IV

Análisis químicos y normas de rocas de la Asociación Plutónica Varfscica

| Análisis .... | 10 | 11  | 12  | 13  | 14  | 15  | 16 | 17  | 18 | 19  |
|---------------|----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|----|-----|
| Muestra ....  | 17 | 488 | 123 | 217 | 205 | 494 | 2  | 160 | 56 | 411 |

ANÁLISIS QUÍMICOS (% en peso)

|                                      |      |      |      |      |       |      |       |       |       |       |
|--------------------------------------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 47,7 | 47,2 | 51,2 | 63,5 | 66,5  | 68,5 | 72,4  | 75,6  | 76,4  | 77,0  |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 2,5  | 2,0  | 2,5  | 1,0  | 0,6   | 0,4  | vest. | 0,1   | 0,1   | 0,1   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 15,1 | 14,4 | 2,0  | 15,7 | 11,0  | 12,9 | 13,3  | 12,2  | 13,1  | 10,0  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 4,2  | 6,0  | 15,9 | 2,3  | 7,1   | 1,1  | 2,4   | 1,2   | 1,7   | 3,5   |
| FeO .....                            | 8,1  | 10,9 | 3,6  | 4,8  | 4,0   | 3,0  | 2,2   | 1,8   | 1,4   | 1,4   |
| MnO .....                            | 0,2  | 0,2  | 0,4  | 0,1  | vest. | 0,1  | n.r.  | vest. | vest. | vest. |
| MgO .....                            | 4,8  | 4,8  | 2,0  | 1,7  | 1,3   | 0,6  | 0,2   | vest. | 0,1   | 0,7   |
| CaO .....                            | 10,1 | 11,5 | 8,1  | 4,7  | 4,4   | 3,4  | 1,8   | 0,9   | 0,8   | 0,7   |
| Na <sub>2</sub> O .....              | 2,0  | 1,0  | 3,5  | 3,6  | 3,1   | 5,2  | 3,2   | 3,9   | 3,2   | 2,6   |
| K <sub>2</sub> O .....               | 1,4  | 1,0  | 0,5  | 2,4  | 2,0   | 4,0  | 4,5   | 3,8   | 3,0   | 4,5   |
| H <sub>2</sub> O - .....             | 2,6  | 1,6  | 0,3  | 0,3  | 0,3   | 0,5  | 0,2   | 0,4   | 0,4   | 0,2   |
| H <sub>2</sub> O + .....             | 0,3  | 0,1  | 0,2  | 0,6  | 0,1   | 0,1  | 0,1   | 0,1   | 0,1   | 0,1   |

NORMAS (% en peso)

|                  |       |  |       |       |       |       |       |       |       |
|------------------|-------|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cuarzo .....     | 7,44  |  | 21,60 | 32,04 | 16,38 | 31,50 | 35,58 | 43,86 | 46,60 |
| Ortosa .....     | 8,34  |  | 14,46 | 11,68 | 23,91 | 26,69 | 22,24 | 17,79 | 26,13 |
| Albita .....     | 16,77 |  | 30,39 | 26,20 | 44,01 | 27,25 | 33,01 | 26,72 | 21,48 |
| Anortita .....   | 28,08 |  | 21,41 | 10,29 |       | 8,34  | 4,45  | 3,89  | 2,50  |
| Diopsida .....   |       |  |       |       |       |       |       |       |       |
| En .....         | 4,80  |  | 0,44  | 3,20  | 1,50  | —     | —     | —     | 2,04  |
| Wo .....         | 9,05  |  | 1,63  | 3,60  | 5,22  | —     | —     | —     | 0,34  |
| Fe .....         | 3,20  |  | 1,30  | —     | 3,96  | —     | —     | —     | —     |
| Hipersteno ..... |       |  |       |       |       |       |       |       |       |
| En .....         | 7,3   |  | 1,0   | —     | —     | 0,50  | —     | 0,25  | —     |
| Fe .....         | 5,4   |  | 3,94  | —     | —     | 2,50  | 2,24  | 2,00  | —     |
| Magnetita .....  | 6,03  |  | 3,25  | 10,21 | 1,62  | 3,25  | 1,86  | 2,55  | 4,41  |
| Ilmenita .....   | 4,71  |  | 1,98  | 1,22  | 0,76  | —     | —     | —     | —     |
| Hematita .....   | —     |  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | 0,32  |
| Wollastonita ... | —     |  | —     | 1,16  | 1,86  | —     | —     | —     | —     |
| Corindón .....   | —     |  | —     | —     | —     | —     | 0,10  | 3,06  | —     |

- 10 (M. 17) - Microgabro, Quebrada del Salto.  
 11 (M. 488) - Inclusión básica en granito del Cerro Médanos.  
 12 (M. 123) - Piroxenita, diferenciación en gabro, Puesto Hondo.  
 13 (M. 217) - Tonalita biotítica hornblendífera, Puesto de las Minas.  
 14 (M. 205) - Tonalita biotítica hornblendífera, Cerro Arenal.  
 15 (M. 494) - Granodiorita biotítica hornblendífera, Cerro Médanos, Quebrada Río Mendoza.  
 16 (M. 2) - Adamellita biotítica, Rincón Colorado.  
 17 (M. 160) - Leucogranito, Cerro Bayo.  
 18 (M. 56) - Leucogranito, Cerro Médanos, cumbre.  
 19 (M. 411) - Granito biotítico, Quebrada de Guevara.

parte del magma, ni de modificaciones de éste por cuenta de las inclusiones. Considerando que estas rocas, originalmente areno-arcillosas guardan cierto equilibrio con el magma granítico, no son de esperar reacciones importantes de tipo asimilativo.

#### *Naturaleza del magma granítico.*

Los análisis 16, 17, 18 y 19 del Cuadro IV demuestran que las composiciones químicas de los granitos del Cordón del Plata concuerdan o, en general, se apartan poco, de las de granitos de otras localidades (Turner y Verhoogen, 1960) y de los promedios mundiales (Daly, 1923) productos de magmas calco-alcalinos normales, con respecto a los cuales sólo demuestran un pequeño exceso de  $\text{SiO}_2$  y un ligero defecto de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Las proporciones  $\text{OK}_2$ ,  $\text{ONa}_2$ , y  $\text{OMg}$ , no son excesivas y guardan entre sí las mismas relaciones que en los tipos normales, pero los porcentajes de  $\text{OCa}$  resultan algo más bajos. Un caso extremo es el de la muestra 160 —análisis 17—, cuya composición química se aproxima mucho a la dada por Daly (Cuadro II, columna 10) como propia de un granito "alcalino".

Cuando Stieglitz (1914) estudió, según muestras coleccionadas por Stappenbeck, granitos de la Precordillera probablemente emparentados con los del Cordón del Plata, halló también en algunos de sus análisis químicos "las relaciones características de los componentes de los granitos alcalinos" y dedujo por ende la intervención de un magma de esta naturaleza. Al estudiar Rossi (1947) el granito del stock compuesto de Cacheuta, cuerpo que podría estar relacionado en profundidad con el stock del cerro Médanos, aflorante unos 15 km al norte, desvirtuó las conclusiones de Stieglitz atribuyendo los granitos a un magma calco-alcalino común. Las descripciones petrográficas de estos autores y sus análisis químicos guardan notable similitud con los presentes.

Puede pensarse que la diferencia surgida entre Rossi y Stieglitz reside tal vez, no en la precariedad de los métodos analíticos usados en la época de Stieglitz, según supone Rossi, sino en la disparidad de los criterios empleados por cada uno para clasificar las rocas. Si se siguen, tal como lo hizo Rossi, los conceptos de la petrología moderna, que sólo definen como rocas alcalinas a aquellas en que, por deficiencia de sílice, la alúmina y los álcalis forman minerales subsaturados, como los feldespatoides, o, por defecto de alúmina, aparecen anfíboles y piroxenos alcalinos, no existirán en el Cordón del Plata, y probablemente tampoco en la Precordillera, granitos a los que por su mineralogía y quimismo pueda llamarse alcalinos. Pero, según los conceptos de la escuela clásica europea de petrografía, que fueron indudablemente los seguidos por Stieglitz, las plagioclasas sódicas deben considerarse feldespatos alcalinos, a la par que los potásicos, criterio según el cual la mayoría de los granitos del Cordón del Plata, cuya plagioclasa es albítica, deberían clasificarse como alcalinos; mientras que de acuerdo con las ideas de Shand y de Johannsen, entre otros, que consideran a la albita como una plagioclasa común, estas mismas rocas deberían incluirse entre las calco-alcalinas, correspondiendo a los granitos ligeramente sódicos que este último autor (1932) denomina granitos sodaclásicos.

En conclusión, los granitos del Cordón del Plata, y por extensión los de la Precordillera austral, deben considerarse originados por un magma calco-alcalino, aunque no estrictamente normal, sino ligeramente diferenciado en sentido alcalino, a juzgar por pequeñas pero evidentes anomalías locales, químicas y mineralógicas (Stieglitz cita la presencia de anfíbol alcalino en una de sus muestras) que los diferencian de los productos normales de los magmas calco-alcalinos. Resulta así que la diferencia entre Rossi y Stieglitz no es,

en realidad, tan abrupta. Teniendo en cuenta que este grupo de stocks corresponden a las prolongaciones de una masa magmática mayor y más profunda, de la cual representarían sus últimos productos, no es de extrañar que denoten ciertas modificaciones con respecto al cuerpo plutónico principal.

### *Edad*

La posición relativa de los granitos y vulcanitas de esta zona, ha suscitado controversias. Si bien las observaciones registradas por Stappenbeck (1917) parecen dejar fuera de toda duda que en el Cordón del Plata el granito intruye a riolitas y andesitas, Groeber (1952) se inclina a pensar lo contrario, tal vez generalizando observaciones de otras localidades donde, indudablemente, se ha comprobado la existencia de riolitas penetrando en granitos. No muy lejos de esta misma zona, ya Avé-Lallement (1892) mencionó que, según Stelzner, en la Cordillera del Tigre, continuación septentrional del Cordón del Plata, "el granito es la roca más antigua y el pórfido la más moderna".

Las aseveraciones de Stappenbeck pueden verificarse en el contacto occidental de la cuña granítica que emite hacia el norte el stock del cerro Médanos, donde diques de micro-granito cortan a los macizos riolíticos del cerro Blanco. La posterioridad de la Asociación Plutónica con respecto a la Asociación Volcánica permite estimar el emplazamiento de los plutones como una serie de acontecimientos acaecidos en la parte superior de Pérmico, que pudo incluso haber alcanzado la iniciación del Triásico; esto al menos en cuanto a los granitos; con respecto a las tonalitas-granodioritas, el doctor J. Polanski opina (comunicación verbal) que podrían relacionarse con el ciclo magmático mesovariscico, que sitúa en la parte media del Carbónico.

## 1. TERCIARIO

### *Estratos de Mariño (Oligoceno?)*

Sus afloramientos alcanzan un desarrollo muy limitado en esta zona. Se reducen a una estrecha faja de rumbo norte-sur que escolta el pie oriental de la serranía, entre el bloque paleozoico, que se levanta sobre los bancos terciarios mediante una falla inversa, y los depósitos pedemontanos, que hacia el naciente los cubren parcialmente. Son bancos fuertemente dislocados, cuyo rumbo se ajusta al de la fractura que marginan y cuya inclinación es de 80-85° W. Los afloramientos más importantes se encuentran al pie de los cerros Chacay y Aspero, en la quebrada de la Hoyada y en el campo de Las Aguaditas.

Son depósitos continentales, con estratificación gruesa, a veces de tipo entrecruzado, compuestos por areniscas cuarzo-feldespáticas y limolitas, con intercalaciones de conglomerados polimícticos. Son rocas friables, color gris rosado, bayo, chocolate o pardo ladrillo.

## 2. CUARTARIO

Está representado por depósitos aluviales gruesos, fanglomerádicos, que se extienden sobre la zona pedemontana en mantos aterrizados, a partir de alturas inferiores a los 2.000 m, y depósitos morénicos, que rellenan los tramos superiores de las quebradas principales, sobre los 3.000 m de altura. De las numerosas unidades cuartarias que Polanski (1962) ha señalado en el Pleistoceno de Mendoza, en el área pedemontana adyacente al borde morfológico del Cordón del Plata se distinguen las siguientes:

a) *Formación Los Mesones* (I nivel de piedemonte). Producto del primer ciclo de agradación pleistoceno. Fue una superficie originalmente continua (bajada), hoy disecada y desmembra-

da en una serie de “mesones” adosados a los contrafuertes de la serranía: Mesón del Plata, Mesón de la Hoyada, etc. Edad: Pleistoceno inferior.

b) *Formación La Invernada* (II nivel de piedemonte). Producto del segundo ciclo de agradación, que aparece en esta zona como una serie de terrazas encajonadas entre los depósitos de la unidad anterior. Edad: Pleistoceno medio a superior.

c) *Formación las Tunas* (III nivel de piedemonte) y *Formación Río Blanco* (morenas cordilleranas). Son dos unidades correlativas y coetáneas, ambas productos del tercer ciclo de agradación. La primera es un nivel fanglomerádico encajonado en la Invernada, que engrana aguas arriba con los depósitos morénicos que forman la segunda. Edad: Pleistoceno superior.

## B) TECTONICA

### *Estructuras antiguas*

La tectónica de más antigua data se revela en la estructura interna del Complejo Metamórfico, cuyos rasgos mega y microestructurales ya han sido descritos. Fueron movimientos acaecidos indudablemente en épocas precarbónicas, pues la Formación más antigua que se apoya normalmente sobre este zócalo metamórfico es la Formación El Plata, pero sobre su fecha precisa no existen aún pruebas concluyentes. Pudieron haber tenido lugar en el Precámbrico más elevado —movimientos assynticos—, como es la opinión de Polanski, o en un ciclo diastrófico más reciente (Caledónico ?).

### *Estructuras variscicas*

Las potentes pilas sedimentarias carbónicas, y posiblemente también el Complejo Metamórfico, fueron dislocadas por movimientos acontecidos en el Paleozoico superior, como lo indica la discordancia angular con que el Conglomerado del Río Blanco y la fase extrusiva de la Asociación Volcánica

Variscica se apoyan sobre las formaciones Loma de los Morteritos y El Plata.

En sus trabajos regionales sobre la Cordillera Frontal, Polanski, distinguió dos fases de movimientos del Paleozoico superior: intracarbónicos o mesovariscicos, y poscarbónicos o tardiovariscicos. Según Polanski el estilo tectónico variscico es ímbrico y los plutones mesovariscicos, que cruzan los planos de imbricación intracarbónicos, son cortados por los planos de imbricación tardiocarbónicos, quienes, a su vez son transgredidos por los plutones tardiovariscicos. De acuerdo a nuestras observaciones, en el Cordón del Plata no existen fracturas que, aparte de las terciarias, corten a los plutones, y en cuanto a fracturas variscicas cortadas por éstos, si bien existen algunas fallas en la Formación El Plata, no es posible decidir su edad variscica o posterior, pues sus relaciones con las intrusiones no son claras ni explícitas.

Tiene comprobación, sin embargo, otro tipo de deformaciones, que por ser cortadas por los plutones, deben ser relacionadas con los movimientos variscicos. Las subgrauvacas carbónicas de la Formación El Plata presentan deformaciones internas asimilables a las producidas por el metamorfismo dinámico, que se localizan en fajas paralelas al rumbo de los bancos, y se observan, por ejemplo, en la margen derecha de la quebrada de los Nacimientos del Río Blanco, en las cabezas del arroyo Negro, y en la parte media de la quebrada del Chupasangral. Estas rocas adquieren esquistosidad y brillo satinado, es decir una apariencia megascópica muy similar a la de las filitas del Complejo Metamórfico, siendo preciso un análisis cuidadoso de los afloramientos para no confundir unas con otras e interpretar a las rocas carbónicas dinamometamorfizadas con jirones de basamento enclavados tectónicamente.

La observación atenta de los contactos, que son graduales, y no bruscos como sería de esperar si obedecieran

a fracturamiento, elimina esta primera suposición; a su vez, la observación microscópica permite establecer ligeras diferencias entre ambos tipos litológicos. Así como es posible incluir a las filitas del Complejo Metamórfico en la subzona de clorita<sub>3</sub> de Turner, donde la reconstitución es casi completa y la estructura clástica está prácticamente obliterada, a las psammitas carbónicas dinamometamorfizadas puede ubicárselas en las subzonas clorita<sub>1</sub> - clorita<sub>2</sub>, donde si bien la esquistosidad está bien desarrollada, la reconstitución es débil y los caracteres clásticos están sólo destruidos parcialmente.

Cuando estas fajas dinamometamorfizadas son cortadas por los plutones tardiovariscicos, a los efectos dinámicos se sobreponen los térmicos, y la matriz de las subgrauvacas esquistosas se transforma en un mosaico de cuarzo y biotita paralela que envuelve clastos angulosos. En estos casos el aspecto megascópico de los "semiesquistos" carbónicos recristalizados es tan similar al de los esquistos antiguos, productos de metamorfismo regional, cuando éstos están sometidos también a la influencia de estos focos caloríficos, que, de no mediar un examen detallado, resulta imposible diferenciarlos.

### *Estructuras andinas*

Las sucesiones del Paleozoico superior, dislocadas junto con su basamento por los movimientos variscicos y consolidadas por sucesivas intrusiones, se transformaron en un bloque rígido que hacia fines del Terciario cedió ante los empujes de la orogenia andina y, fracturándose en una estructura ímblica, sufrió un considerable ascenso.

Este tipo de estructura fue vislumbrado en primer lugar por Stappenbeck (1919) en el Cordón del Plata, donde la repetición de ciertas unidades, entre ellas las "porfiritas", le sugirieron la existencia de un estilo ímblico, y reconocido y descrito posteriormente por Polanski. Este autor de-

nominó "Espolón de La Carrera" a la imbricación terciaria que limita al Bloque Variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza en su sector nororiental, precisamente en los contrafuertes del Cordón del Plata.

Las observaciones de Stappenbeck fueron completadas por Polanski (1958, pág. 190) con un perfil del "Espolón de La Carrera", en el cual la estructura quedó interpretada como una sucesión de "ocho o quizás más escamas de distintas formaciones, que se cabalgan inversamente a lo largo de un rumbo general submeridional, con leves desviaciones hacia el W y E. Los buzamientos son mayores de 45° y dirigidos hacia el oeste".

El que esto escribe ha interpretado también una estructura de este tipo, pero constituida sólo por cuatro escamas o bloques tectónicos separados por tres fallas inversas. Intervienen en total tres Formaciones, dos de ellas repetidas y separadas por una discordancia que es también repetida. Un corte completo, como el que se muestra en el perfil D-D, consta de las siguientes unidades de este a oeste:

#### Falla 1

*Bloque bajo:* Bancos terciarios (Mariño), en posición subvertical.

*Bloque alto:* Estratos carbónicos de la Formación Loma de los Morteritos, sobre los que descansan, en discordancia angular, el Conglomerado del Río Blanco y las lavas brechosas de la Asociación Volcánica Variscica. El conjunto es cortado por diques riolíticos y queratolídicos.

#### Falla 2

*Bloque bajo:* el anterior.

*Bloque alto:* Complejo Metamórfico, sobre el que se apoyan discordantemente el Conglomerado del Río Blanco y las vulcanitas de la Asociación Volcánica Variscica.

#### Falla 3

*Bloque bajo:* el anterior.

*Bloque alto:* Bancos carbónicos de la Formación El Plata, intruidos por plutones tonalíticos y graníticos que pueden también ser cortados por el plano de falla.



Las fallas 1, 2 y 3 divergen hacia el sur, con lo que aumenta en este sentido el ancho de los afloramientos, especialmente los del Complejo Metamórfico; pero la falla 1 pierde rechazo hacia el sur, determinando el hundimiento del bloque más oriental en este mismo sentido y la aparición de afloramientos más jóvenes: desaparece la Formación Loma de los Morteritos y todo el ancho de la escama es ocupado por rocas de la Asociación Volcánica, que finalizan hundiéndose al sur del arroyo Chupasangral y son cubiertas por los depósitos pedemontanos. Este hundimiento cortical iniciaría la estructura negativa —llamada Graben o Bolsón de Tunuyán por Polanski— que caracteriza al margen austral de la Cordillera Frontal.

La falla 3 gana, en cambio, rechazo hacia el sur, montando la Formación El Plata sobre el Complejo Metamórfico; pero este bloque resulta “astillado” por la falla 2 en una subescama que también gana rechazo, aunque en menor magnitud, y queda montada sobre el bloque oriental. Como consecuencia de esta “doble tijera”, el Conglomerado del Río Blanco y la Asociación Volcánica aparecen dos veces en el corte de la quebrada de la Hoyada, una vez descansando sobre la Formación Loma de los Morteritos y otra sobre el Complejo Metamórfico.

La fractura 1 deja de actuar en la serranía en la latitud de la quebrada de Guevara; la fractura 2 abandona la zona montañosa en el Chupasangral, y la fractura 3, tomando hacia el sudoeste después de guillotinar el cuerpo tonalítico de la quebrada de Guevara, divide al basamento cristalino, considerablemente ensanchado, en dos grandes bloques.

En el sector norte del Cordón del Plata las fracturas mantienen los rechazos alcanzados en la línea media de la serranía. Las fallas inversas poseen aquí expresión topográfica, y muy notable. La falla 1, al montar sobre el

Terciario el paquete carbónico de la Formación Loma de los Morteritos, determina el primer escalón abrupto con que se eleva el cordón; la falla 3, que levanta los estratos carbónicos de la Formación El Plata, incluido el stock del cerro Arenal, sobre el bloque anterior, marca el segundo escalón morfológico, más prominente aún que el primero.

La falla 1 continúa hacia el norte, siguiendo el pie oriental de la serranía, hasta encontrar al stock del cerro Médanos, cuya masa rígida produce una refracción de su rumbo, hasta entonces meridional, que vira hacia el este-nordeste y cruza el río Mendoza a la latitud de la estación Guido; logra no obstante guillotinar la porción sudoriental de la intrusión y la levanta sobre las brechas estratificadas de la Asociación Volcánica, aflorantes en el río Mendoza. El ascenso de esta masa granítica produce una fractura paralela a la quebrada del Durazno (curso superior de la quebrada de la Polcura) y de los Arroyos; y una pila de escamillas imbricadas paralelamente al rumbo de la quebrada del Sesenta (curso inferior de la Polcura). Esta imbricación está integrada, en un perfil nortesur, por las siguientes unidades: *a*) granito o su roca de caja (cornubianitas); *b*) filitas del basamento cristalino; *c*) areniscas y lutitas de la Formación Loma de los Morteritos; *d*) filitas del basamento cristalino nuevamente; *e*) areniscas y lutitas de la Formación Loma de los Morteritos nuevamente, y *f*) brechas de la Asociación Volcánica.

Dice Groeber (1952) que la disposición periclinal de las vulcanitas estratificadas en torno a este plutón ha sido interpretada, por aquellos que opinan que el granito intruye a las vulcanitas, como un efecto de la intrusión magmática. Groeber niega esto último y sostiene que la estructura periclinal es simplemente un efecto de la tectónica terciaria. Aunque, como ya se ha dicho, disintimos con este autor en cuanto a

la relación temporal granito-vulcanitas, estamos de acuerdo con él en considerar que el abovedamiento de los mantos volcánicos obedece no a un esfuerzo intrusivo sino a factores diastróficos posteriores.

La falla 3, después de elevar el granito del stock del cerro Arenal sobre las brechas volcánicas del cerro Chacay, continúa hacia el norte, paralela y coincidentemente con las quebradas de los Manantiales, de la Manga y del Cajón Escondido (curso inferior), hasta los límites septentrionales de la zona estudiada.

No es posible por el momento fijar la edad exacta de estas dislocaciones, pero teniendo en cuenta que, según Polanski (1958), el fracturamiento terciario de la Cordillera Frontal interesa también a la Formación Mogotes, situada en el límite entre Plioceno y Pleistoceno, sería lo más probable que se relacionaran con la Fase Principal del Tercer Movimiento Andino, ubicado en las postrimerías del Plioceno.

### C) GEOMORFOLOGIA

El diastrofismo terciario expuso a la erosión, en el flanco oriental del Cordón del Plata, dos diferentes planos de ataque: *a*) en el sector austral una estructura de bloques anchos, donde actualmente el gradiente entre cumbres y pie de sierra es de 107 m/km, o sea del 10,7 %; circunstancia advertida ya por Stappenbeck (1919) cuando señala que las cabeceras de los valles se encuentran en esta zona muy adentro del borde geomorfológico de la serranía, con ríos que, alcanzando su perfil de equilibrio, cortan el pedimento y continúan en suave descenso por la gran bajada de Tupungato hacia el Bolsón de Tunuyán, y *b*) en el sector septentrional una estructura de bloques angostos, donde las líneas tectónicas se aproximan y el río Mendoza, caso típico de antecedencia fluvial, corta oblicuamente las estructuras, creando un

nivel de base local, que posee con respecto a las cumbres un gradiente de 266 m/km, o sea del 26,6 %. El resultado es que mientras en el primero el paisaje modelado por el ciclo de erosión fluvial está ya en plena madurez, en el segundo se encuentra sólo a fines de la juventud.

En el sector austral se ha desarrollado una red de avenamiento de diseño paralelo, con cursos consecuentes como los del río Blanco y los arroyos de las Mulás, Casas, Guevara, Cuevas y Chupasangral, que cortan en ángulo recto líneas tectónicas que no tienen expresión topográfica ni han influido en la formación de subsecuentes de importancia. En estos ríos comienza a dominar la erosión lateral, mientras la lineal se localiza sólo en sus tramos superiores, próximos a sus cabeceras, o en algunos subsecuentes de corto recorrido. Este sector constituye un ejemplo de madurez típica, en el que el paisaje denota el relieve crítico de von Engel (1962), momento en que todos sus elementos, ríos, valles y divisorias, se encuentran maduros; en efecto, los ríos forman terrazas de inundación, los valles son abiertos, las divisorias agudas y bien definidas, y existe una concordancia general de confluencias.

En el sector septentrional la red de avenamiento tiende al diseño rectangular; aquí las líneas tectónicas longitudinales favorecen el desarrollo de valles subsecuentes. Las quebradas de los Manantiales, de la Manga, del Cajón Escondido (curso inferior), de los arroyos del Durazno, y de la Polcura, son todos cursos ajustados a fracturas o contactos, que en ciertos casos, como el de la quebrada de la Manga, han labrado valles relativamente anchos. Los cursos transversales, en cambio, están lejos de alcanzar su perfil de equilibrio; la unión del arroyo del Salto con la quebrada de la Manga ofrece un ejemplo espectacular de confluencia en escalón, con un salto de más de 50 m de altura; el arroyo del Cajón Escon-

dido (curso superior) labra en la faja granítica del stock del cerro Arenal un valle típicamente juvenil, hasta que tuerce en un codo hacia el norte, transformándose en un subsecuente (curso inferior) que sigue una falla entre el granito y las rocas deleznable de la Asociación Volcánica. El codo de la quebrada de la Polcura, por su parte, representa un caso evidente de captura; la erosión retrocedente de su curso inferior (o quebrada del Sesenta) captó el curso de la quebrada del Durazno, subsecuente que antiguamente desagüaba en la quebrada de la Manga.

El ciclo erosivo fluvial sufrió a fines del Pleistoceno una intervención glaciaria de intensidad comparativamente moderada. Se formaron glaciares de circo y de valles, con artesas de longitud no mayor de 10 km, que no alcanzaron el límite de la zona montañosa; los valles en U se transforman en valles fluviales mucho antes de salir de la serranía. Glaciares actuales sólo quedan dos y de reducidas dimensiones: el del Rincón de los Vallecitos y el de los Penitentes. El englazamiento fue de tipo alpino; el tipo andino, que según Polanski (1957) fue el que predominó en la mayor parte de la Alta Cordillera, no encontró en el Cordón del Plata condiciones propicias para su desarrollo.

#### LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alling, H. L. (1938). *Plutonic perthites*. Jour. Geol., t. XLVI, p. 142-165.
- Ambrose, J. W. (1936). *Progressive kinetic metamorphism in the Missi Series near Flinflon, Manitoba*. Am. Jour. Sci. 190, vol. XXXII, p. 257-286.
- Amos, A. J. (1964). *A review of the marine Carboniferous stratigraphy of Argentina*. Congreso Internacional de Geología. N. Delhi. India.
- Aparicio, E. et all. (1950). *Descripción de la Hoja Geológica 23c, Mendoza*. Dir. Nac. Geol. Min. (trabajo inédito).
- Avé-Lallement, G. (1892). *Observaciones sobre el mapa del Departamento Las Heras*. Anales Univ. La Plata. Sec. Geol. La Plata.
- Brammal, A. y Harwood, H. F. (1932). *The Dartmoor granites*. Geol. Soc. London Quart. Jour., vol. 88, p. 171-237.
- Batley, M. H. (1955). *Alkali, Metasomatism and the petrology of some keratophyres*. Geol. Mag., vol. 92, p. 104-126.
- Borrello, A. V. (1942). *Estratigrafía y tectónica del Triásico Retiense en los alrededores de Potrerillos (Prov. de Mendoza)*. Tesis del Museo de La Plata, n° 32 (inédita).
- Buddington, A. F. (1959). *Granite emplacement with special reference to North America*. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 70, p. 671-748.
- Caminos, R. (1964). *Estratigrafía y tectónica del Espolón de la Carrera, Cordón del Plata, Prov. de Mendoza*. Buenos Aires, Tesis inédita. F.C.E.N.
- Daly, R. A. (1933). *Igneous rocks and the depths of the earth*. New York.
- Dessanti, R. N. (1956). *Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante*. Bol. 85. Dir. Nac. Geol. Min. Buenos Aires.
- Fernández, P. C. (1955). *Geología del Alto Río Tupungato*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. X, n° 2. Buenos Aires.
- Fidalgo, F. (1958). *Contribución al conocimiento del Carbónico en las nacientes del río Tunuyán (Prov. de Mendoza)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XIII, n° 1-2.
- Folk, R. L. (1951). *Stages of textural maturity in sedimentary rocks*. Journ. Sedim. Petrol., vol. 21.
- Fort, A. (1944). *Estudio de las condiciones estratigráficas y tectónicas del pie oriental del Cerro del Plata (Mendoza)*. Córdoba. Tesis inédita.
- González Bonorino, F. (1958). *El origen mecánico de la esquistosidad*. Contr. Científicas Univ. Bs. Aires, Serie Geología, vol. II, n° 2.
- González Díaz, E. (1957). *Estructuras del basamento y del neopaleozoico en los contrafuertes nordorientales del Cordón del Portillo, Prov. de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XII, n° 2.
- Groeber, P. (1939). *Mapa geológico de Mendoza*. Physis, vol. XIV.
- (1951). *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Rev. Mus. Arg. Cs. Nat. "B. Rivadavia", 1, n° 5. Buenos Aires.
- (1952). *Mesozoico. Geografía de la República Argentina*. GAEA, t. II.
- Harrington, H. J. (1941). *Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País*. Min. Agric. Dir. Min. y Geol. Bol. 49.
- (1953). *Hoja Geológica 22c, Ramblón*. Trabajo inédito. Dir. Nac. Geol. y Min.
- Johannsen, A. (1931). *A descriptive Petrology of the igneous rocks*. Vol. II. Chicago.
- Keidel, J. (1939). *Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la Sierra de Us*

- pallata* (Prov. de Mendoza). Physis, t. XIV.
- Kennedy, W. Q. (1938). *Crustal layers and the origin of magmas: petrological aspects of the problem*. Bull. Volcanologique. Ser. 2, t. 3.
- Krumbein y Sloss (1955). *Stratigraphy and sedimentation*. San Francisco.
- Kulp, J. L. (1961). *Geological Time Scale*. Science, vol. 133, p. 1105-1114.
- Marshall Kay (1955). *Time and Subsidence deposits*. Geol. Soc. of Amer. Special Paper, 62.
- Marvin Weller, J. (1960). *Diferenciación de facies estratigráficas y su nomenclatura*. Bol. Inf. Petrol., febrero, n° 322.
- Peacock, M. A. (1931). *Classification of igneous rocks*. Journ. Geol., vol. 39, p. 54-67.
- Pettijohn, F. J. (1952). *Sedimentary rocks*. Harpers and Broth. New York.
- Polanski, J. (1954). *Contribución al conocimiento y a la sistemática del englazamiento actual de la Alta Cordillera de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. IX, n° 4.
- (1958). *El Bloque Variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XII, n° 3 (año 1957).
- (1962). *Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XVII, n° 3-4.
- Rodrigo, F. (1949). *Levantamiento y ampliación de levantamiento geológico de la Hoja I.G.M. Cerro Diamante*. Ejército Arg. Dir. Nac. de Ing. Inédito. Bs. Aires.
- Rossi, J. J. (1947). *El stock compuesto de Cacheuta (prov. de Mendoza)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. II, n° 1.
- Stappenbeck, R. (1917). *Geología de la Falda Oriental de la Cordillera del Plata*. An. Min. Agric. Sec. Geol. Mineral. y Minería.
- Stieglitz, O. (1914). *Contribución a la Petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo*. Min. Agric. Dir. Geol. Min. e Hidrogeol. Bol. n° 10.
- Testori, F. (1948). *Informe geológico La Tosca, 25 de Mayo, San Rafael (Mendoza)*. Ejército Arg. Dir. Nac. de Ing. Inédito. Bs. Aires.
- Turner, F. J. (1938). *Progressive regional metamorphism in the Southern New Zealand*. Geol. Mag., vol. 75, p. 166-174.
- Turner y Verhoogen (1960). *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York.
- Thomas, H. H. y Smith, W. C. (1932). *Xenoliths of igneous origin in the Tregastrel-Ploumanac granite*. Geol. Soc. London Quart. Journ., vol. 88, p. 274-296.
- Von Engeln, O. D. (1942). *Geomorphology, Systematic and regional*. MacMillan. New York.
- Zardini, R. A. (1960). *Significado geológico de las serpentinitas de Mendoza*. An. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, t. I, p. 437.

Manuscrito recibido en octubre de 1965.

## PIRROTINA EN CAPILLITAS Y SU SIGNIFICACION GENETICA

POR LIDIA MALVICINI

Universidad Nacional de Buenos Aires, Departamento de Geología.

### ABSTRACT

Microscopic study in polished section of specimens from Capillitas Mine, Provincia de Catamarca, disclosed the presence of numerous remnants of pyrrhotine, included in marcasite and pyrite, minerals that occur in crustified bands with colloform texture.

Aproximately, fifty percent of the iron sulfide was deposited as pyrrhotine, actually found as marcasite and pyrite, that are pseudomorphous after idiomorphic crystals of pyrrhotine.

The hypogene mineral assemblages reported from this district were pyrite, enargite, freibergite, chalcopyrite, bornite, sphalerite, wurzite, argentiferous galena, in a gangue of carbonates (rhodochrosite, siderite). The mineralization took place in two stages that are superimposed. The deposit according to its geological setting (volcanic neck), mineral association, and textural evidences, can be classified as xenothermal type.

The textures and minerals formed by disulphidization of pyrrhotine, are described. Also the origin of some bands of iron carbonates, are explained as partial loss of the iron of pyrrhotine, incorporated to the carbonate solutions during deposition.

Es objeto del presente trabajo dar a conocer el hallazgo de pirrotina en Capillitas y su significación genética.

El distrito mineralizado de Capillitas se halla en la porción septentrional de la Sierra del mismo nombre, y está situado unos 35 km al norte de la localidad de Andalgalá, provincia de Catamarca. Comprende un conjunto de vetas ricas en cobre, con menor cantidad de plata y oro.

La geología de los alrededores del yacimiento está representada por rocas graníticas correspondientes al basamento cristalino de Sierras Pampeanas, en las cuales se halla implantada una chimenea volcánica, constituida por daeitas, liparitas, tobas y brechas de explosión, de edad pliocena (González Bonorino, 1950).

Las vetas están situadas en esta chimenea volcánica y pueden agruparse, según su rumbo, en dos sistemas prin-

cipales (Angelelli, 1950): en uno el rumbo predominante es ENE-WSW; y en el otro ESE-WNW.

Los minerales hipogénicos hallados son: pirita, enargita, tennantita argentífera, calcopirita, bornita, calcosina, blenda, galena argentífera, wurtzita, marcasita; en ganga de cuarzo, carbonatos (rodocrosita, siderita, capillita) y baritina.

Los minerales supergénicos conocidos son: calcosina, covelina, calcantita, gossularita, anglesita, cerusita, linarita, melanterita, yeso, malaquita, cuprita, cobre nativo, melaconita, pirolusita, limonita y oro nativo. La alteración de la roca de caja consistió en piritización, silicificación, alunitización, y coalinización (Ahlfeld y Angelelli, 1948; Angelelli, 1950).

La mineralización se produjo en dos grandes estadios separados por una notable fracturación. El primero se ca-

racterizó por la depositación de sulfuros, y el segundo por la de carbonatos. Además, durante cada uno de ellos se produjeron sucesivas reaperturas de las vetas, que originaron el bandeamiento crustificado típico de las menas.

Al estudiar cortes calcográficos provenientes de un muestreo realizado por el Dr. Amilcar Herrera, se halló que más del 50 % del sulfuro de hierro depositado corresponde a pirrotina, y que casi toda la marcasita de las vetas se formó por su alteración. La pirrotina se depositó en bandas alternantes con pirita, con una característica textura bandeada colloforme, encerrando pequeñas drusas con hermosos cristales tabulares de pirrotina. Esta textura es común en depósitos relacionados con vulcanismo, en los cuales se hallan frecuentemente minerales de temperatura elevada, depositados en fracturas formadas cerca de la superficie (Buddington, 1935).

La pirrotina ( $\text{Fe}_9\text{S}_{10}$  —  $\text{Fe}_7\text{S}_8$ ) es un mineral inestable cuando varían las condiciones químicas del medio de depositación, descomponiéndose por la pérdida de azufre y parte del hierro. Generalmente este es un proceso hipogénico, que puede, sin embargo, también ser secundario, pero frecuentemente se superponen. Los productos finales, si bien dependen parcialmente del medio en que se forman, dan siempre pirita y marcasita, como componentes esenciales.

La pérdida de azufre produce geles de hidrotroilita y melnikovita (Goryainov, 1964), los que al migrar originan las típicas texturas en sierra, escamas, y ojo de pájaro (Edwards, 1954 p. 122, Ramdohr, 1960 p. 556). Estos geles pueden reerystalizar "in situ" en forma de marcasita, que posteriormente suele pasar a pirita, quedando buenos ejemplos de pseudomorfosis de cristales de pirrotina. El hierro, en forma de hidróxido, se solubiliza y pasa a formar parte de los componentes de la ganga.

La descomposición observada en la

pirrotina de Capillitas es de dos tipos: uno es hipogénico; y otro supergénico. En el primer caso, al variar la acidez de las soluciones probablemente con la depositación de los otros sulfuros y principalmente de los carbonatos, la pirrotina se va volviendo inestable y comienza a descomponerse, produciéndose la llamada textura aserrada o en escamas<sup>1</sup>. Dentro de estos cuerpos quedan abundantes relictos de pirrotina sin descomponer (Lám. 1, fig. 1). Cuando el proceso ha alcanzado un mayor desarrollo se produce un fino intercrecimiento de marcasita y pirrotina de tipo mirmequítico (Lám. 1, fig. 2). Una posterior recrystalización de esa marcasita de tamaño microscópico da lugar a la formación de cristales de mayores dimensiones con maclas lamelares típicas, pseudomórficos de pirrotina. (Lám. 1, fig. 1). Estas pseudomorfosis contienen en su interior inclusiones alargadas del mineral primario. En algunos casos la marcasita pasa a pirita, quedando este mineral también pseudomórfico de pirrotina. Otra parte del material disuelto precipita como marcasita primaria en la ganga carbonática. Cuando la depositación del carbonato, en este caso rodocrosita, coincide con ella se forman intercrecimientos de marcasita laminar con el carbonato, siguiendo los clivajes romboédricos, en forma de aureola alrededor de las masas de pirrotina-marcasita. Finalmente, el hidróxido de hierro restante pudo ser incorporado a las soluciones carbonatadas, originando siderita y otros carbonatos de hierro y manganeso, observables a veces, en capas alternantes con la rodocrosita.

En los procesos de transformación supergénica, la pirrotina no alterada totalmente, pasa por meteorización a productos similares a los ya citados, pero originando además productos fi-

<sup>1</sup> Denominación que es debida a la disolución a lo largo de pequeñas fracturas paralelas al clivaje (0001) de la pirrotina, al intersectarse con las caras prismáticas de este mineral.

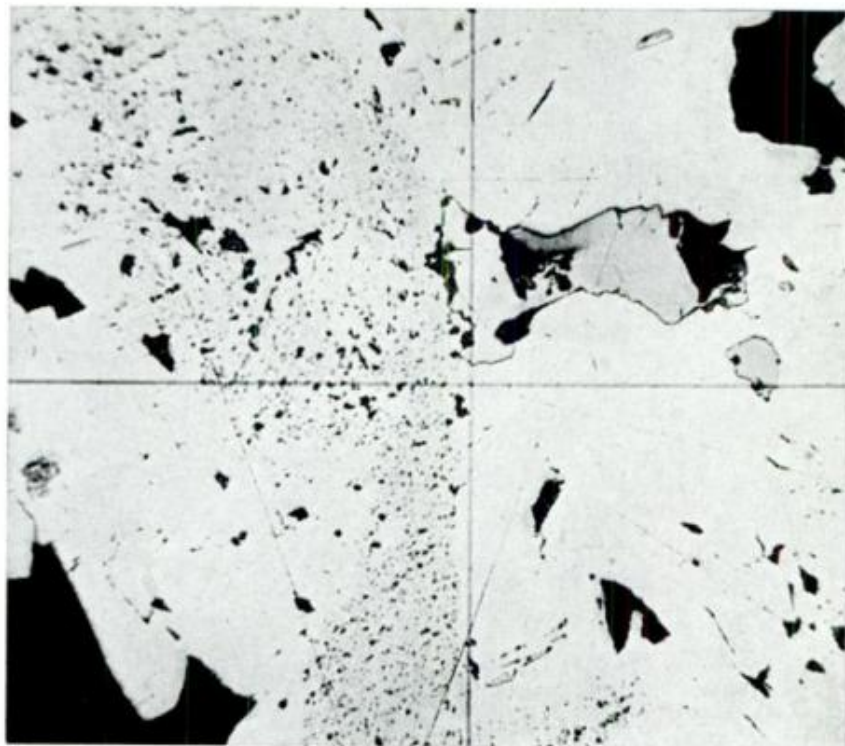


Fig. 1. — Textura resultante de la descomposición de pirrotina. La inclusión gris clara es un relicto de pirrotina. La zona punteada es la textura en escamas que se produce durante dicho proceso. Los cristales de la izquierda son de marcasita pseudomórfica de pirrotina.  $\times 220$ .

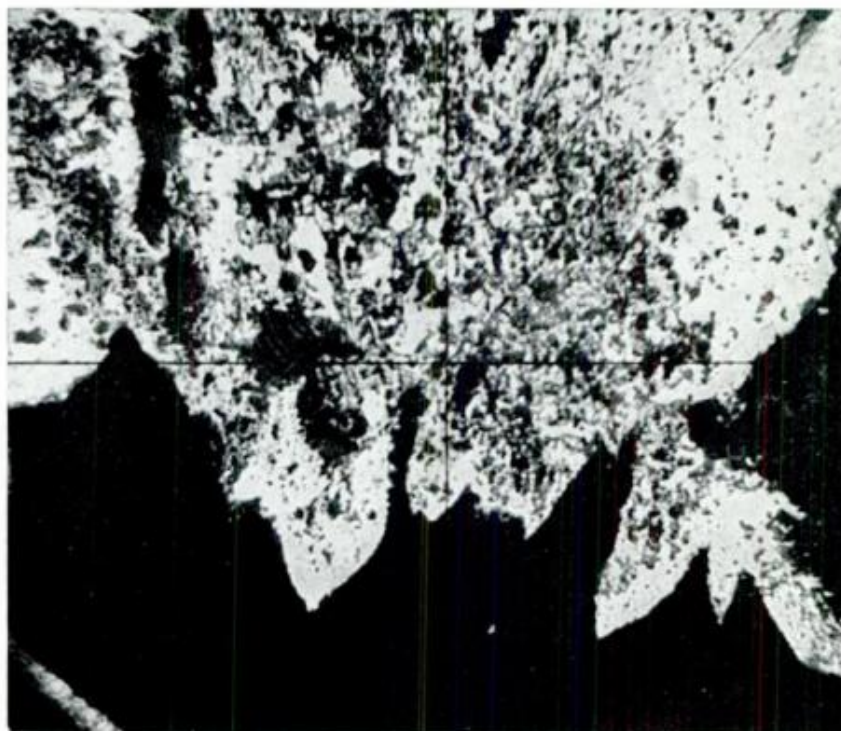


Fig. 2. — Intercrecimiento tipo mirmequítico de marcasita de grano fino (mineral blanco) y pirrotina relicta (gris claro, cercano al retículo). En ganga de rodocrosita (gris oscuro).  $\times 220$ .

nales tales como sulfatos de hierro, limonita o ácido sulfúrico. Algunos sulfatos de hierro de Capillitas pudieron haberse originado de esta forma.

#### CONCLUSIONES

1) La presencia de piritita-pirrotina, con textura bandeada colloforme, correspondiente al primer impulso mineralizador, podría indicar una temperatura de depositación relativamente alta y presiones mas bien bajas. Esto, sumado al tipo de sulfuros asociados y al tipo de emplazamiento geológico, indicaría una clasificación del yacimiento como xenotermal.

2) La casi totalidad de la marcasita de Capillitas es derivada de la descomposición de pirrotina.

3) La siderita y otros carbonatos de hierro y manganeso se originaron por la desferrización de la pirrotina.

4) Algunos sulfatos de hierro se formaron como producto de la descomposición meteórica de la pirrotina.

#### Agradecimientos:

Se agradece al Sr. Juan Carlos Rodríguez, por la obtención de las fotografías ilustrativas del trabajo.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahlfeld, F. y Angelelli, V., 1948. *Las especies minerales de la República Argentina*. Univ. Nac. de Tucumán.
- Angelelli, V., 1950. *Recursos minerales de República Argentina*. Rev. Museo Historia Natural, B. Rivadavia, vol. 1.
- Buddington, A. F., 1935. *High temperature mineral associations at shallow to moderate depths*. Ec. Geól. vol. 30.
- Edwards, A. B., 1954. *Textures of the ore minerals*. The Australasian Inst. of Mining and Metall.
- González Bonorino, F. 1950. *Geología y petrografía de las hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá)*. Dir. Gen. Ind. Min. Bol. 70.
- Goryainov, I. N., 1964. *Textures resulting from the hypergene disulphidization of pyrrhotine*. Zap. Vses. Min. Obshch. (Mem. All. Union Min. Soc.) 1964 vol. 93. En Mineralogical Abstracts, 1965, N° 4.
- Ramdohr, P., 1960. *Die Erminerale und ihre Verwachsungen*. Ak. Verlag, Berlin.



## COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

MARSHAL KAY y E. H. COLBERT, *Stratigraphy and Life History*. — John Wiley & Sons Inc., New York, 1964. 736 págs., 607 figuras, 4 tablas, 1 mapa en colores.

Desde que "Strata" Smith, en las postrimerías del siglo XVIII, nos legara sus famosos principios de la Estratigrafía, iniciando uno de los capítulos más importantes de la Geología, se han escrito varios tratados acerca de sus fundamentos, metodología, etc. En los 160 años transcurridos esta disciplina, que tiene importantísimas vinculaciones con otras —sin entrar en los aspectos modernos de la Geología Lunar o Geología Planetaria— ha evolucionado recién en los últimos 30 años. Es por ello que esta obra de Estratigrafía, muy didáctica, nos llega en un momento crítico en la enseñanza de la Geología, la cual ha sido motivo de importantes reuniones en el IUGS, Unesco, etc. Sin querer desmerecer otros tratados, éste es, sin lugar a dudas, uno de los más originales, que escrito por dos especialistas notables, profesores de la Universidad de Columbia, han unido sus esfuerzos, logrando una obra meritoria por los temas y el nivel con que han sido expuestos.

Los dos primeros capítulos son una interesante introducción a los aspectos fisiográficos del continente norteamericano y la delimitación de las grandes unidades geológicas del mismo. En los cuatro capítulos que siguen, dedicados al Precámbrico, es donde los lectores encontrarán la originalidad de esta obra, puesto que a través de ellos, y en parte en los que siguen, se utiliza un ejemplo clásico: el yacimiento de hierro al NW del Lago Superior, en Canadá. Este se trata progresivamente analizando el problema de la ley de la superposición, los contactos discordantes, las estructuras sedimentarias, etc., con el objeto de correlacionar litológica y temporalmente las formaciones. En el capítulo siguiente se analiza la metodología geoquímica aplicada al problema anterior, explicando brevemente las determinaciones de edades absolutas. Siguen a esto 10 capítulos dedicados al Paleozoico, analizando zonas tipo, distribución, facies, correlaciones de las formaciones y biofacies de cada período, esencialmente de USA, que resultan un ejemplo de síntesis del conocimiento sobre cada uno de ellos. Se intercalan además aquí dos capítulos sobre fases orogénicas del Paleozoico y una síntesis de la vida durante el Paleozoico, muy ilustrativa. El Mesozoico se resume en tres capítulos, en los que se traen a colación sucesiones clásicas como la de Europa occidental. Le sigue un capítulo de vanguardia: deriva continental; y luego, como en la era anterior, una síntesis de la vida mesozoica. Dos capítulos sobre el Terciario, en los cuales se trata la evolución del Terciario en la costa del Golfo de Méjico y Atlántico, domos salinos, y la utilización de los microfósiles, son muy interesantes. La estratigrafía finaliza con el Pleistoceno y las glaciaciones, un capítulo sobre la vida durante el Cenozoico, con ejemplos sudamericanos, migraciones de mamíferos, etc., y un tema no muy común en obras de esta naturaleza: el hombre fósil. Rematan la obra cuatro capítulos: una síntesis de los acontecimientos geológicos en América del Norte y su origen, uno sobre organismos fósiles, con un resumen sobre características de cada phylum, el origen de la tierra y teorías cosmogónicas modernas, escrito este último por D. B. McLaughlin, y finalmente algo sobre principios de estratigrafía y métodos gráficos, que no está a la altura de los demás. No se puede dejar de mencionar la parte ilustrativa, que, salvo muy raras excepciones, son excelentes. Hay gran cantidad de secciones tipo, cuadros, perfiles, tablas de correlación, mapas paleogeográficos, paleotectónicos, palimpásticos y block de diagramas. Todos ellos con una extensa leyenda que aumenta el valor didáctico de la obra. Al final un índice general muy útil, pero no hay bibliografía. Esto se ha evitado con algunas citas en las leyendas de las ilustraciones. Una advertencia final a los lectores: las solapas del libro constituyen interiormente un mapa geológico, en colores, de Norteamérica, que si no se advierte a tiempo, termina tristemente en el canasto, como le sucedió al autor de esta nota. — *Arturo J. Amos*.

WOODFORD, A. O.: *Historical Geology*. 512 pág., con muchas ilustraciones y láminas, San Francisco/London (W. H. Freeman & Co.) 1965. U\$S 8.75.

Esta introducción a la geología histórica se destaca por un gran número de perfiles y mapas provenientes de diferentes continentes, con especial consideración de América del Norte. Las reproducciones son esmeradas, y las láminas con fósiles dibujados con claridad. Para el lector argentino es de especial interés un capítulo cuidadosamente redactado e ilustrado sobre el Continente de Gondwana que incluye citas bibliográficas hasta 1964 inclusive. En cambio, el continente asiático ha sido muy poco considerado.

Hay que destacar que el "*Woodford*" no es un tratado sistemático de la historia geológica, como lo son, por ejemplo, los textos de Kummel y Gignoux. Tampoco es una "Geología de América del Norte", como tantos textos de geología histórica. Woodford se concentra en aquello que él estima "los más grandes descubrimientos de la geología histórica, con exclusión de todo lo que no contribuye de modo alguno a la comprensión de estos descubrimientos".

La parte general abarca casi la mitad del texto; se subdivide en los siguientes capítulos: Cap. 1 (p. 1-19) Las rocas y sus estructuras. Cap. 2 (p. 20-44) La vida del pasado (con una breve introducción a la paleoecología). Cap. 3 (p. 45-68) El cuadro cronológico standard en geología. Cap. 4 (p. 69-94) Asociaciones estratigráficas. (Este capítulo se refiere a facies reciente y fósil, indicadores climáticos, correlación de facies, cambios eustáticos y tectofacies.) Cap. 5 (p. 95-124) La plataforma del Grand Canyon y el geosinclinal cordillerano. (Sirve como ejemplo de la historia estratigráfica-geotectónica de un área bien estudiada.) Cap. 6 (p. 125-152) Plataforma y geosinclinal en el Centro-Este de América del Norte. Cap. 7 (p. 153-190) Correlación con fósiles. (Fósiles guía, concepto de zona, ejemplo de las zonas del Jurásico.) Cap. 8 (p. 191-220) Edades radiométricas.

Las 278 páginas restantes están dedicadas a la geología histórica *sensu strictu*: Cap. 9 (p. 221-254) Precámbrico. (Este capítulo trata sobre todo del Precámbrico sudafricano y canadiense. Del gran número de determinaciones de edad absoluta la mayoría es de fecha reciente.) Cap. 10 (p. 255-284) El Cámbrico (Se tratan el NW de Europa, América del Norte, Asia oriental y Australia). Cap. 11 (p. 285-230) La expansión de los vertebrados. Cap. 12 (p. 321-338) La expansión de las floras terrestres. Cap. 13 (p. 339-366) El Continente de Gondwana. Cap. 14 (p. 367-394) El auge de los reptiles. Cap. 15 (p. 395-414) La era de los mamíferos. Cap. 16 (p. 415-464) El Pleistoceno. Apéndice: A. (p. 465-466) Clasificación de los animales. B. (p. 467-492) Reconocimiento de fósiles invertebrados y plantas simples. C. (p. 493-497) Zonas y pisos jurásicos. D. (p. 498) Zonas cretácicas y triásicas. Registro (p. 499-512). Cada capítulo tiene al final una breve bibliografía.

Por sus calidades didácticas y su originalidad, este libro puede recomendarse a los estudiantes de geología y geografía, y para la ilustración del aficionado. El profesional encontrará gran cantidad de datos nuevos y precisos en este libro cuya actualidad es su rasgo sobresaliente. — *W. Volkheimer*.

ESTE NUMERO  
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 27 DE ABRIL DE 1965  
EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA CONI, PERU 684  
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

---

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

---

# LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES  
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

*Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires*

## INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1965 (próximo a aparecer)

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

Componen el trabajo más de 4000 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

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

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

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

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

VENTA EXCLUSIVA:

## LIBRART S. R. L.

**CORRIENTES 127**  
(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)  
**BUENOS AIRES**

**T. E. 31 - 4368**

*Dirección Postal :*

Casilla de Correo 5047