

XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993)
Geología y Recursos Naturales de Mendoza - V. A. Ramos (Ed.), Relatorio, I (17): 217-234

GEOMORFOLOGIA

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ¹ Y LUIS E. FAUQUE²

¹ Universidad de Buenos Aires

² Servicio Geológico Nacional

INTRODUCCION

El paisaje mendocino está integrado por dos grandes regiones físicas de relieves muy distintos: un área elevada de montañas o serranías, situada al poniente, y otra baja de escaso relieve relativo, que constituye el área llana oriental.

Procesos endógenos vinculados con la subducción de corteza oceánica en la costa pacífica, fueron los generadores del relieve, modelado posteriormente por los procesos exógenos, que labraron e imprimieron sus rasgos en el paisaje. El esquema geomórfico de la provincia se basa en datos aportados por la geología regional, estructural y tectónica. Buena parte de la información ha sido extractada del trabajo básico de Polanski (1954 b; 1963), de los de González Díaz (1964; 1970), y de las hojas geológicas del Servicio Geológico Nacional. Se utilizó como base el mapa geológico de Mendoza a escala 1:500.000 (Nullo *et al.* en prep.).

Polanski (1954 b) en un excelente ensayo sobre la división y clasificación de las principales geoformas de Mendoza, establece que el componente morfológico elevado (de montañas o serranías) consiste de cuatro unidades morfoestructurales: la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal, la Precordillera y el Bloque de San Rafael. El componente morfológico bajo, abarca las zonas central y oriental de la provincia y tiene en general el aspecto de una llanura.

Polanski (1954 b) excluye del componente de montañas y serranías a una entidad de irregular y encumbreado relieve local, Payenia, la cual es incluida como integrante de la otra gran división del territorio mendocino que constituye el elemento negativo, deprimido y más o menos aplanado, que este autor incluye como llanuras en su plano geomorfológico.

Los autores consideran inadecuada la integración de Payenia a las llanuras y la ubican dentro del ambiente de montañas y serranías.

De acuerdo a estas previas consideraciones el esquema geomórfico del territorio mendocino (figuras 1 y 2) quedaría constituido de la siguiente manera:

Montañas y serranías

Cordillera Principal

Cordillera Frontal

Serranías Cisandinas

Precordillera

Cerrilladas pedemontanas

Peneplanicie vieja desde su nacimiento

Huayquerías

Bloque de San Rafael

Payenia

Llanuras o planicies agradacionales pedemontanas

Depresión de los Huarpes-Graben de Tunuyán

La Travesía

Médanos y guadales

CAPITULO I-17

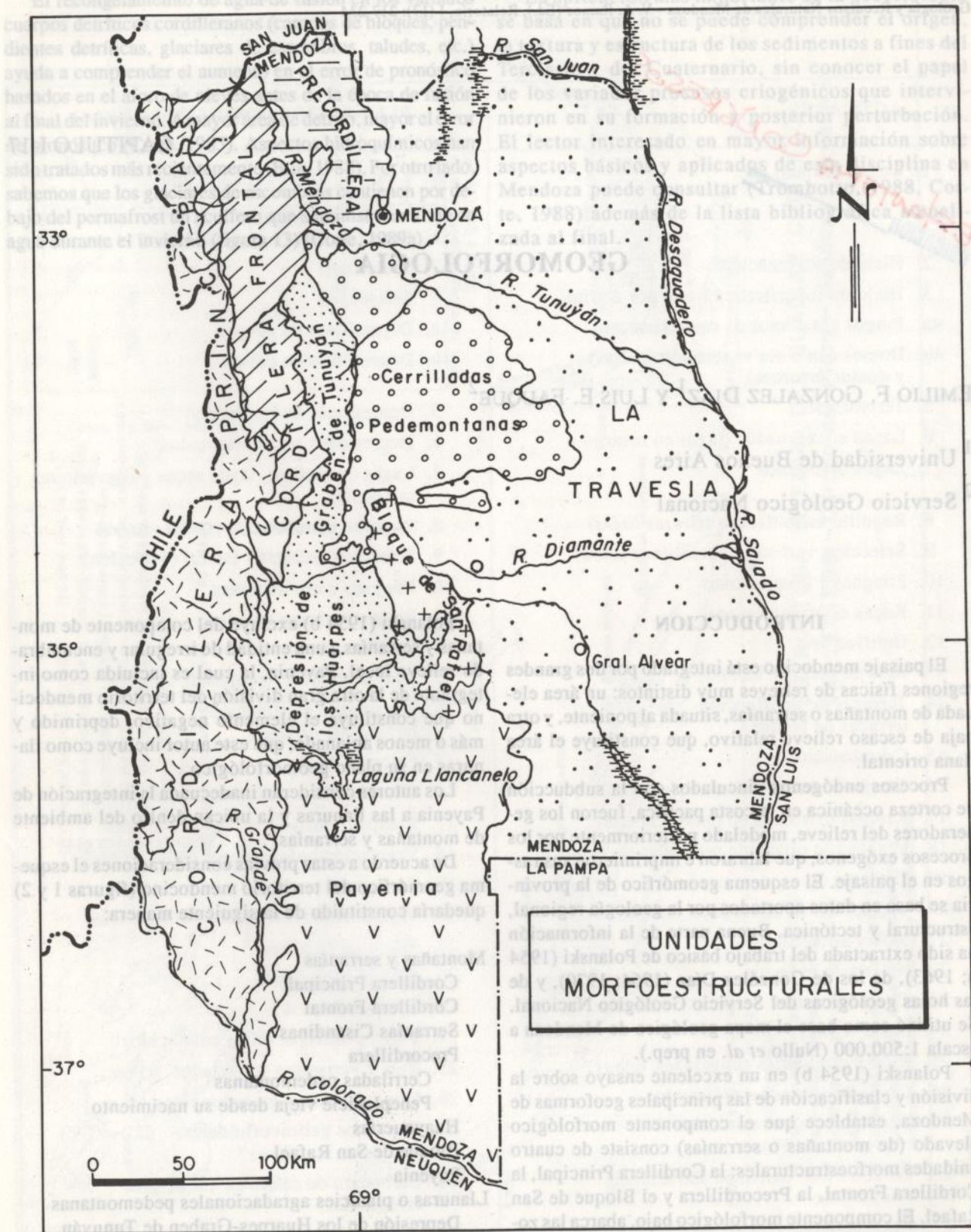


Figura 1: Unidades morfoestructurales de la provincia de Mendoza.

Se tratará primero el conjunto montañoso de oeste a este y posteriormente el componente bajo del este. Se describen separadamente pedimentos, que se hallan ubicados tanto en las Cerrilladas pedemontanas como en la Depresión de Los Huarpes y el englazamiento de la Cordillera Mendocina.

MONTAÑAS Y SERRANIAS

Cordillera Principal

La Cordillera Principal ocupa el sector más occidental, formando el límite argentino-chileno. Su mayor anchura se localiza en las cercanías del río Diamante, donde varía entre 50 y 70 Km; más al norte se estrecha sensiblemente (20-25 Km). Tiene una progresiva pérdida de altura y relieve relativo en sentido norte-sur. Este relieve se ha desarrollado principalmente a expensas de un gran apilamiento tectónico de sedimentitas y volcánicas mesozoicas, durante la orogenia andina, llegando a alturas promedio de 6.000 m.

Al sur del río Diamante la Cordillera Frontal desaparece en superficie, reduciéndose paulatinamente la Cordillera Principal hasta unos 3.500 m en el límite con Neuquén.

Los niveles de base regionales, en la parte septentrional de la Cordillera Principal, están representados por los cursos de los ríos Mendoza, Tunuyán y Diamante, y se ubican a grandes alturas, ya que deben atravesar aguas abajo el umbral representado por la Cordillera Frontal. En el sector austral, sus principales cursos ingresan al área pedemontana, luego de largos y complicados recorridos. Este es el caso de los ríos Grande y Barrancas, mientras que el río Atuel es una excepción.

Existe un control estructural en el diseño de la red hidrográfica, ejercido por las fallas y fracturas. La red tributaria tiene mejor desarrollo que en la Cordillera Frontal, debido a la menor resistencia de las sedimentitas a la erosión y a las condiciones menos áridas. Según Polanski (1954 b) sus altos niveles de base de erosión, hacen que su relieve relativo no alcance los valores que sus alturas absolutas sugieren. Los desniveles locales no superan los 2.000 m y así sus paisajes carecen del clásico aspecto alpino. Las fuertes pendientes originales de sus valles están atenuadas por coberturas detríticas, generadas por congelifracción. Estos taludes se movilizan como flujos y deslizamientos o por soliflucción. A ellos se asocian movimientos gravitacionales de geliflucción vinculados a la presencia de suelos congelados. Se han reconocido también fenómenos de remoción en masa que han determinado la obstrucción temporaria de los cursos fluviales a lo largo de numerosos valles. Otras veces, el avance esporádico de lenguas glaciarias condujo también a la formación de una ba-

rrera natural (glaciar del Plomo), detrás de la cual quedan evidencias de depósitos lacustres.

La Cordillera Principal tiene abundancia de agua, expresada en el régimen permanente de sus cursos principales. Sus caudales provienen de la ablación del hielo glaciario, de los glaciares de roca y del derretimiento de la nieve.

Las características climáticas semidesérticas de esta región, determinan un verdadero páramo a gran altura, carente de la cubierta boscosa.

Polanski (1964 b; 1972), sugiere el desarrollo durante el Plioceno de una planicie de destrucción en esta morfoestructura, la que alcanzó los rasgos de una superficie parcialmente peneplanizada. Ella se expresa hoy bajo la forma de remanentes, que le permitieron reconstruir un páramo antiguo, elevado e inclinado hacia el naciente. Sobre esta superficie se levantan enormes volcanes semidestruidos, los cerros San Juan, San José y Marmolejo.

El aspecto geomórfico de la Cordillera Principal, sería la consecuencia de un sólo ciclo erosivo de edad pleistocena relacionado con el ascenso general neotectónico, que ha provocado un ciclo de rejuvenecimiento.

Las consecuencias del englazamiento pleistoceno localmente importantes, regionalmente son secundarias con respecto al ciclo fluvial.

El volcanismo activo tiene su representación en el cerro Tupungatito y en el San José, que se hallan en estado de erosión avanzada. El relieve volcánico generado durante el Cenozoico alto carece de importancia, pese a lo espectacular de su relieve local. Los cerros Aconcagua, San Juan, Marmolejo, San José, Maipo, Overo, etc., funcionan como campos de acumulación colectiva de las precipitaciones nivales dando lugar a los principales glaciares de esta parte de la cordillera.

La porción septentrional de esta morfoestructura, se halla separada de la Cordillera Frontal por una depresión intermontana longitudinal y discontinua, dispuesta norte-sur. Conforman un sistema de valles de rumbo, donde se localizan los tramos superiores de los ríos Tupungato y Tunuyán.

De acuerdo con Polanski (1972), una antigua divisoria integrada por la estructura neopaleozoica, separaba la cuenca intermontana del Alto Tunuyán de aquella del río Tupungato. Si bien hoy son valles longitudinales, originalmente eran cuencas endorreicas, colmatadas por acumulaciones oligo-miocenas, que fueron eliminadas por el empuje de las masas mesozoicas hacia el este.

Volkheimer (1978) y Dessanti (1973, 1978) han expresado los principales rasgos morfológicos de la Cordillera Principal entre los paralelos 34°00' y 36°00'. Dessanti (1973, 1978) caracteriza su paisaje como integrado por una sucesión de cordones serranos de rumbo meridional,

Polanski (1954 b, 1964 b, 1972) observa una llamativa concordancia de cumbres, entre lo que considera remanentes de una superficie de erosión regional (peneplanicie), ubicada en la región del Portillo. Sobresalen en ella algunos montes durones (*monadnocks o hardlingers*), constituidos por rocas graníticas (cerros Pirquitas, Tres Picos de Amor y Cam del cordón de las Delicias). Además señala, que en el cordón del Portillo ha distinguido dos altos y antiguos niveles de degradación, ausentes en el cordón de las Lletas. Uno de ellos se sitúa en los 4.600 m y el otro es algo superior; estas superficies de nivelación fueron desarrolladas en el Mesozoico. En la cordillera de las Lletas, también destaca la existencia de otra superficie de erosión, pero ubicada a menor altura (4.000-3.500 m); ésta sería de edad supracretácica, habiendo sido sepultada por acumulaciones de la Formación Saldeño y por la asociación volcánica eocena.

La escasez de precipitaciones determina un clima árido, donde las amplias divisorias persisten ante la limitada incidencia de los cursos tributarios. Grandes volúmenes de escombros (congelifractos) cubren los faldeos, enmascarando el relieve glaciario previo. La ineficacia de los agentes de erosión para el transporte y evacuación de los detritos, indica que el desarrollo del ciclo fluvial se ve retardado. Esta característica hace que el paisaje apenas halla alcanzado el estado de juventud avanzada a pesar de su larga exposición a la degradación y del rejuvenecimiento soportado durante el Cenozoico.

El distrito cubierto por rocas del basamento muestra una mayor densidad del drenaje, que provocó una avanzada disección del terreno. Sus divisorias agudas, son una expresión del logro de la madurez avanzada. Las pendientes son suaves a favor de los taludes y los valles tienen planicies aluviales amplias, revelando así el alcance del grado. Polanski (1964 b) sostiene, sin embargo, que la acumulación fluvial en los fondos de los valles de la región del Tupungato no es un exclusivo resultado del ciclo mismo, sino que en ello ha tenido una gran incidencia la intervención climática pleistocena (englazamiento) y su consiguiente agradación.

Pese a que el relieve relativo no ha alcanzado su máxima expresión en el área del basamento, Polanski (1972) acepta que aquí el ciclo fluvial está evidentemente en el comienzo de la madurez. La prolongada e ininterrumpida duración del ciclo geomórfico, explicaría el alcance de la madurez, pese a la debilidad de la red fluvial y al hecho de considerar al mismo, como demorado.

Los autores agregan a estos conceptos, que la brusca modificación de alturas y mayor densidad del drenaje del basamento, debe tener íntima vinculación con su proximidad al nivel de base controlante del Graben del

Tunuyán. Esta situación ha facilitado la más rápida evolución de las formas por su cercanía al nivel de base.

Este sector muestra un relieve relativo que oscila entre los 1.000-1.500 m; pese al enorme relieve disponible primario (3.500-3.000 m). Habría nuevamente un atraso en el desarrollo del ciclo geomórfico de los valles, en comparación con la evolución de las divisorias (Polanski, 1964 b). En la Cordillera Frontal, también el relieve difiere del clásico paisaje alpino, a pesar de la mayor altura de la misma (6.000 m), con respecto a los Alpes (4.000 m). Según este autor, este paisaje andino produce la impresión de un relieve joven deprimido y sofocado por fuerzas que obstaculizan el desarrollo propio del ciclo normal, situación que derivaría de las condiciones áridas a semiáridas de la Alta Cordillera.

En el área de los granitoides y de las volcanitas la red hidrográfica consecuente, es aún de textura gruesa. El proceso de consolidación del drenaje y el desarrollo de sus valles tributarios todavía no ha terminado (Polanski, 1964 b). Si bien el relieve es fuerte, le falta la densidad propia de la madurez. Los colectores principales, a excepción del río Tunuyán, son inadecuados para exportar tan tremenda producción de escombros, los que se acumulan en los fondos y laterales de los valles, retardando la erosión linear y lateral.

Resumiendo, el paisaje de la Cordillera Frontal se halla en un estado de juventud avanzada demorado en su desarrollo por las condiciones semiáridas alcanzadas en el Pleistoceno superior y la intervención climática del englazamiento contemporáneo.

El rejuvenecimiento soportado es debido a reiteradas interrupciones del ciclo fluvial, básicamente provocadas por sucesivos levantamientos, coincidentes con el hundimiento de las zonas orientales.

Serranías cisandinas

Precordillera

La Precordillera está interpuesta entre la depresión del valle de Uspallata y las planicies agradacionales pedemontanas orientales. Los depósitos terciarios forman actualmente fajas marginales con bajas elevaciones que bordean por el este y por el sur el macizo central (Aparicio *et al.*, 1955). Son considerados relieves de cerrilladas, y conjuntamente con las elevaciones mesetiformes de las huayquerías ubicadas más al sudeste, son incluidos dentro del séquito orográfico pedemontano y reunidas por Polanski (1954 b) bajo la denominación de cerrilladas pedemontanas.

Según Harrington (1971) la Precordillera es asimétrica, lo que determina una pendiente occidental y oriental distintas, más suave la primera y más abrupta la segunda.

Durante el Terciario superior y el Cuaternario el paisaje de esta morfoestructura habría alcanzado su madurez (Aparicio *et al.*, 1956), estando representado por abovedamientos amplios de cumbres romas poco disecadas y abundancia de pampas con cubiertas de rodados antiguos y paramillos ondulados; sólo aparecerían relieves escabrosos por efectos tectónicos o por la presencia de calizas y cuarcitas más resistentes.

Por el occidente el paisaje maduro se extiende hasta hundirse bajo el relleno detrítico de los valles de Calingasta-Uspallata, que representan un nivel de base local muy elevado.

Por el oriente, el movimiento diferencial de los bloques determina un escalonamiento de los mismos, que favorece una reactivación de la erosión fluvial. Esta trajo aparejado el avance de la erosión retrógrada en las cabeceras de las quebradas (Harrington, 1971), lo que destruyó el antiguo paisaje maduro y disectó superficies de erosión cubiertas por rodados, creando así un relieve accidentado y áspero en la faja pliocena oriental.

En las cercanías de Cacheuta el relieve es más abrupto debido al efecto conjunto de la existencia del río Mendoza y la del núcleo granítico granodiorítico del stock de Cacheuta.

En el extremo noreste de la Precordillera Mendocina, se halla un bloque de rumbo noreste, que forma el cordón Pedernal-Los Pozos. Según Harrington (1971), se trata de un bloque semidiapiro que ha atravesado, en parte al menos, su cubierta de capas pliocenas. Según el mismo autor el bloque es atravesado por la garganta semiantecedente del río Acequión, que durante la segunda glaciación, descargaba hacia el este caudalosas aguas de deshielo.

En general la red de drenaje está integrada principalmente por quebradas de rumbo este-oeste, que siguen líneas de diaclasas de tracción, y otras norte-sur a lo largo de planos S (Harrington, 1971).

Tanto los cursos que nacen en la Precordillera, como los cursos alóctonos que la atraviesan desarrollan hacia el este una amplia bajada. Esta planicie agradacional pedemontana, muestra varios niveles, que evidencian distintas etapas de reactivación de la erosión que recorren profundamente los niveles pedemontanos más antiguos.

Regairaz y Barrera (1975) reconocen en la zona marginal y oriental de la Precordillera de Mendoza, una faja pedemontana, casi continua (aunque con fuerte disecación fluvial) integrada por pedimentos, extendida desde Chacras de Coria, hasta el cordón del cerro de Las Peñas, al norte. Su relieve absoluto oscila entre los 1.400-1.500 m s.n.m., en su posición proximal y los 800 m s.n.m., inmediatamente al oeste de la ciudad de Mendoza. Su ancho varía entre 10-20 Km. Una presunta influencia referida a las diferencias altimétricas existen-

tes entre la Cordillera y la Precordillera, ha sido sugerida por Regairaz y Barrera (1975), para explicar la dispar extensión de los pedimentos adosados a esas estructuras. Esa propuesta no tiene en cuenta la directa incidencia que tiene la extensión superficial de los depósitos terciarios y triásicos (luego pedimentados) en las respectivas cuencas tectónicas y que muestra una notable diferencia en favor de la cordillerana.

Cerrillada pedemontana mendocina

Constituye una unidad morfoestructural de menor jerarquía en el conjunto de elevaciones del territorio mendocino, siendo en términos generales una montaña de erosión (Polanski, 1954 b) de reducida altura, de edad cuaternaria desarrollada a expensas de los depósitos terciarios levemente plegados y ascendidos durante el Plioceno. Se adosaba inicialmente a las estribaciones de la Cordillera Frontal, pero ahora se halla separada de la misma por la Depresión de Los Huarpes. En su flanco oriental se halla limitada por la gran depresión de La Travesía. Sus desniveles son medianos, variando entre los 300-500 m.

Según Regairaz y Barrera (1975), de acuerdo a su altura, disposición estructural y situación relativa, puede hacerse la siguiente subdivisión:

a) *Cerrillada asociada al piedemonte de la cordillera*: involucra los alineamientos estructurales muy deformados de orientación nornordeste tales como:

- Cerrillada occidental de Cacheuta-Tupungato, ubicada al sur de la Precordillera y este de la Cordillera Frontal (cordón del Plata)
- Cerrillada oriental de Lunlunta-Barrancas-La Ventana: está localizada a unos 30 Km al este de la anterior.

Ambos ambientes corresponden a típicos relieves estructurales plegados y homoclinales, diferencialmente erosionados. De este modo se pueden reconocer en ellos geoformas de jerarquía menor, representados por valles anticlinales y sinclinales; es común también hallar paisajes homoclinales con relieves de meseta, crestas homoclinales y también el irregular relieve de las huayquerías. Existen además niveles locales de pedimentación.

b) *Cerrillada asociada al piedemonte de la Precordillera*.

También está subdividida en dos sectores:

- Cerrillada del Challao-Cerro de la Gloria-Chacras de Coria: la componen relictos de dos antiguos niveles de pedimentación cuaternarios. Se dispone con rumbo general norte-sur, extendiéndose por el oeste de la ciudad de Mendoza, a lo ancho de unos 10-12 Km, al naciente de la margen precordillerana.

Cerrillada de Jocolí: con alturas superiores a los 1.100 m s.n.m., está localizada en una limitada extensión a unos 35 Km al norte de la ciudad de Mendoza. Su paisaje resulta de la degradación de sedimentos groseros del Plioceno, bajo la forma de lomadas.

Sus alturas absolutas descienden progresivamente de oeste a este y hacia el sur (2.000 m en el oeste y 1.200-1.100 m en el este); en el mismo sentido también se reducen las alturas relativas, que oscilan en la de Tupungato entre 150-300 m y en el naciente entre 50-100 m. Este ambiente es recorrido por escasos ríos de régimen permanente; predominando aquellos efímeros e intermitentes. Los componentes litológicos son muy friables y de escasa resistencia a la meteorización y erosión. En consecuencia las aguas de crecidas, relacionadas con esporádicas pero intensas precipitaciones estivales, han desarrollado una multitud de quebradas y cañadas muy estrechas. La textura del relieve es sumamente densa y fina, con rasgos de madurez en su montaña de erosión muy joven (Polanski, 1954 b). Ello da lugar al paisaje de huayquerías que se describe aparte.

Peneplanicie vieja desde su nacimiento (Davis, 1922)

Un extenso sector mesetiforme, la meseta del Guadal, ubicado en la zona pedemontana a la altura del paralelo 34 S, se dispone paralelamente al frente cordillerano del que lo separa la depresión que componen el Valle Extenso y el Graben del Tunuyán (Polanski, 1963). La meseta representa una baja divisoria entre dos ambientes deprimidos, constituidos por el Campo del Bajo al oeste y la gran depresión oriental conocida como La Travesía.

Sus márgenes están determinadas por abruptas escarpas de erosión. En ellas tienen sus nacientes innumerables cursos efímeros, que conducen sus aguas al río Tunuyán o a La Travesía. Las citadas escarpas muestran significativas diferencias altimétricas, la occidental de menor altura alcanza los 80-90 m y la oriental llega a los 170 m; de ella se proyecta una planicie levemente inclinada y pobremente disectada hacia La Travesía, considerada por Polanski (1963), como una huayquería incipiente. Sus límites norte y sur están pobremente definidos (por mayor erosión, según Polanski) y marginados por acumulaciones de rodados fluviales.

Hacia el sur, este paisaje es reemplazado por la aparición de numerosas cuencas centrípetas, localmente denominadas ramblones; no son otra cosa que playas secas, de piso firme limoso.

Polanski (1963: 303) define a la meseta del Guadal como una ascendida peneplanicie vieja desde su nacimiento, elaborada a fines del Plioceno, bajo condiciones áridas en la estructura de los braquianticlinales de

San Carlos. Sin embargo, no excluye la posibilidad de que represente una planicie de pedimentos (pediplanicie) cubierta por medanales amorfos inmovilizados por la vegetación, cuyo monótono relieve se explica por la carencia absoluta de drenaje y una limitada remodelación por la deflación.

La continuación hacia el sur de este paisaje está representada por la unidad que Polanski (1964 a: 70) identificara como la meseta de los Ramblones, marginalmente limitada por huayquerías. Si bien en 1963, vincula el desarrollo de esta entidad con la contemporaneidad entre el plegamiento del final del Terciario y una degradación que equilibró el ascenso, en Polanski (1964a) considera que parte de la meseta de los Ramblones se ha formado durante los principios del Pleistoceno, como una planicie de destrucción, suavemente ondulada, en depósitos poco coherentes terciarios. Este sector aparece sembrado de bajos o ramblones de poca profundidad (10-20 m) con extensiones entre 5-18 Km cuadrados. Esas depresiones de origen eólico fueron formadas durante el Neopleistoceno sobre el paisaje perfectamente maduro. Hacia el norte, sus rasgos particulares se pierden bajo la cobertura medanosa (meseta del Guadal) y hacia el sur hay un rápido cambio morfológico en el área de la cuenca que tiene como troncal al río seco de Las Peñas, donde aparecen las huayquerías.

Huayquerías (bad-lands)

Su reconocimiento en Mendoza se debe a Polanski (1963: 328) quien con la denominación de Huayquería Pedemontana Mendocina, identifica la mayor extensión de ese relieve tan particular, que se caracteriza por lo intrincado del mismo y por su alta densidad de drenaje. Si bien el mayor desarrollo y continuidad está localizado en la mencionada región, sus típicos rasgos son también reconocidos en aislados y reducidos afloramientos de sedimentitas terciarias en otras morfoestructuras del ámbito de Mendoza y particularmente en rocas frías mesozoicas adyacentes al valle del río Colorado. Polanski (1963) considera como su representante más sobresaliente a la llamada Huayquería de San Carlos o del Tunuyán, extendida sobre el flanco este de la estructura de San Carlos; otros sectores importantes son las de Lunlunta y Barrancas, desarrolladas sobre las pendientes norte de las estructuras homónimas. Estas parcelas circundan la meseta del Guadal, formando un rosario de huayquerías. Hacia la parte austral de la meseta se encuentran las huayquerías de los Burros y aquella de las cabeceras del río Seco de Los Loros. Calcula la extensión de la huayquería típica en la zona por él estudiada, en 800 Km², superficie que pertenece al drenaje endorreico de La Travesía. Aquellos sectores marginales orientales de las Cerrilladas que son drenados hacia

La Travesía, no son considerados por Polanski como verdaderas huayquerías, sino que han sido calificados como ambientes de huayquerías en expansión.

La textura de este relieve se describe como muy fina o de altísima densidad de drenaje, con elevada disección y madurez de la estructura. Sus divisorias son agudas, como crestas erizadas de pilares y escalones. Su red fluvial, recorrida por cursos de régimen efímero, es una verdadera maraña de zanjones y cárcavas, estrechos, de escasa profundidad y laterales empinados (barrancones) a veces controlados por la interposición de bancos más resistentes de terrazas estructurales. Sus perfiles longitudinales también muestran resaltos controlados estructuralmente; éstos y la estrechez de sus zanjones y cárcavas, hacen dificultoso el desplazamiento por sus fondos; el tránsito por sus divisorias también es imposible ante la agudeza de los interfluvios. Polanski (1963: 332) aclara que su relieve relativo suele variar: es más bajo (menos de 20 m) en sus sectores exteriores más antiguos y degradados; las áreas internas tienen relieve más acentuado y profundo, con diferencias de nivel de hasta 100 m. La erosión retrocedente es muy eficaz a favor de los fenómenos de zapado y de remoción en masa, tales como microdeslizamientos rotacionales, que son corrientes durante las avenidas de agua.

Hacia el sur de la Huayquería Pedemontana Mendocina, hay abundante información acerca de relieves similares. González Díaz (1964) los relaciona con el Terciario expuesto a ambos lados del río Atuel a la altura del dique Valle Grande y en el Rincón del Atuel. Dessanti (1956: 55) reconoce un ambiente de huayquerías en la zona de la cuenca del arroyo Hondo, que conforma una faja casi paralela al valle del río Diamante.

Volkheimer (1978) señala la presencia de huayquerías en relación con acumulaciones terciarias continentales de Agua de la Piedra y Río Diamante, que asoman en la cuenca del arroyo Ojo de Agua, en el valle del Diamante (este y oeste de La Jaula) y en una faja casi continua, sobre el flanco oriental de la Cuchilla de la Tristeza. González Díaz, en sus reconocimientos al sur de la Altiplanicie del Payún, ha observado en la cuenca del Cañadón Amarillo, un extenso desarrollo de huayquerías en sedimentitas del Cretácico superior, que muestran evidencias de haber sido pedimentadas previamente.

Ya se mencionó el reconocimiento de terrenos con estas características, labrados sobre sedimentitas mesozoicas, inmediatamente al norte del río Colorado, distinguiéndose además al oeste de la ciudad de Mendoza, vinculados con la destrucción de pedimentos y en el borde este de la Precordillera, impresos sobre sedimentitas terciarias.

Bloque de San Rafael

Se ubica en el centro de la provincia, entre los cursos del río Seco de Las Peñas y el río Atuel. Al sur de éste, es discontinuo debido a su fuerte degradación, a su cobertura basáltica y a depósitos clásticos terciarios y más modernos. Su tramo septentrional es alargado y estrecho, marginado en su totalidad por depresiones tectónicas rellenadas por sedimentitas terciarias y cuaternarias.

Ha recibido distintos nombres hasta su actual denominación. Dessanti (1956) mantuvo el antiguo nombre de Sierra Pintada (Burckhardt, 1900 a), para distinguir una unidad morfoestructural, que comprendía un grupo de elevaciones serranas de pobre relieve relativo y absoluto, alargadas, paralelas a una faja limitada entre los meridianos 69° y 68°, y que se hallan antepuestas por el este a las Cordilleras Frontal y Principal. Su extensión inicial comprendía la región entre la población de San Carlos y la zona del cerro Nevado, al sur. Nuevas investigaciones han permitido modificar en parte esos conceptos. Así una nueva propuesta nominal fue presentada por Feruglio (1946), y sostenida por Polanski (1954 b), al definir la morfoestructura del Bloque de San Rafael, considerando que la Sierra Pintada es sólo una reducida parcela en el centro del bloque. Actualmente (González Díaz, 1972 b), la prolonga hasta algo al sur del paraje La Escondida, por debajo del límite provincial entre Mendoza y La Pampa. Según Nuñez (1964), la misma se internaría dentro de la región de Chicalco, desapareciendo al sureste por debajo de sedimentos muy modernos y lavas holocenas.

Para el análisis geomórfico regional se reconocen dos sectores. Uno de ellos, magníficamente descrito por Polanski (1963) y proyectado posteriormente hasta el río Atuel por González Díaz (1964), se extiende aproximadamente entre los paralelos 34°15' (valle del río Seco de Las Peñas) y el 35° S; el otro, sólo reconocible en tramos por su parcial cobertura de basaltos que caracterizan a la unidad morfológica definida por Polanski (1954 b) como Payenia.

La unidad geomorfológica que define el paisaje del Bloque de San Rafael (principalmente en su sector norte), es la peneplanicie exhumada de San Rafael (Polanski, 1963) al sur del río Atuel.

La peneplanicie exhumada del Bloque de San Rafael, fue formalmente distinguida y luego minuciosamente descrita por Polanski (1954 b, 1963), para el área septentrional del bloque. Su naturaleza fue someramente reconocida por Feruglio (1946) y Dessanti (1956), quien determinó que la Sierra Pintada, presenta en el tramo de su coronamiento, la forma de una planicie de destrucción inicial (*primarrumpf* de W. Penck), que corta oblicuamente a los estratos del Terciario y rocas

prejurásicas, y que en parte conserva su manto de rodados de transporte fluvial, en varias lomas de la región. La distingue como la penellanura del primer nivel de sierra o del coronamiento de la sierra.

Polanski (1964 a), divide a esta entidad en cinco paisajes menores diferentes: a) peneplanicie exhumada, b) peneplanicie cuspidal con volcanes jóvenes, c) borde oriental disectado, d) sector de las capturas del río Seco de las Peñas y e) anfiteatro de los Tolditos.

Según Polanski (1963: 304) ha sido elaborada durante el Mesozoico y principios del Terciario. Posteriormente fue desmembrada y soportó un notable hundimiento diferencial, que fue mayor hacia el norte y este. Durante el Plioceno, un ciclo sedimentario continental sepultó casi completamente su extremo septentrional. Emergían sobre esa planicie aluvial pedemontana, genéticamente relacionada con el ascenso cordillerano, verdaderos montes-islas como testimonio del relieve sepultado. Restos de esa planicie agradacional se hallan en el borde oeste del bloque con rodados de amonites.

A principios del Pleistoceno comenzó un proceso inverso, el ascenso y exhumación de un tramo de esa peneplanicie. Coincide con el inicio del primer ciclo fluvial de edad pleistocena, que destapó el antiguo paisaje peneplanizado (Polanski, 1963: 304).

Posterior y concomitantemente con dicho ascenso, los dos grandes ríos que atraviesan el bloque, Diamante y Atuel, mantuvieron sus cursos transversales con respecto a la estructura naciente, al equilibrar la profundización de los mismos a dicha elevación.

El rejuvenecimiento producido por el ascenso eliminó en ciertos sectores los rasgos peculiares de la peneplanicie. Esto se hace muy notable sobre el borde oriental del bloque y en las adyacencias de los valles de los ríos troncales Diamante y Atuel. Estos cursos alóctonos de régimen permanente actúan como niveles de base locales y los numerosos arroyos de régimen efímero que afluyen a ellos han disectado notablemente la peneplanicie desarrollando profundas gargantas. Estos cursos tienen empinados perfiles longitudinales, carecen de planicie aluvial y cuentan con importantes resaltos estructurales; estos aspectos juveniles, contrastan con los rasgos seniles o maduros avanzados de sus interfluvios. Los tributarios no son concordantes en la afluencia al troncal, por diferencias en los caudales e interposición de bancos duros, constituyendo valles colgantes. La red de drenaje es gruesa, haciéndose más densa en las cercanías del nivel de base local. Los tributarios se extienden allí principalmente por erosión retrocedente en el área peneplanizada, carente a veces de un definido drenaje. Un marcado control estructural por diaclasas y fracturas, se ha comprobado en la zona peneplanizada, compuesta por las volcanitas y metamorfitas más resistentes.

Polanski (1963: 306) ha relacionado este rejuvenecimiento con el segundo ciclo fluvial de edad mesopleistocena, ya que considera que la peneplanicie fue exhumada durante el primero.

La ausencia de una homogeneidad superficial en el relieve de la peneplanicie exhumada, puede llevar a interpretar erróneamente varios niveles de peneplanización, de diferente edad o suponer la presencia de varias peneplanicies parciales. Esta situación está relacionada con su desmembramiento tectónico. Con posterioridad, el paisaje del bloque se ve complicado por las efusiones de basaltos modernos. Las alturas absolutas oscilan entre 1.700-1.800 m; las relativas entre los 100-200 m. Al sur su paisaje se ve dominado por el macizo del cerro Nevado. Aparte de los dos ríos transversales, la red fluvial no se halla totalmente definida u organizada; hay cuencas endorreicas, con salitrales en sus fondos, genéticamente condicionados en su mayoría por tectonismo.

El tramo más elevado en el sector de influencia del valle del río Atuel, es la llamada Dorsal del Atuel (González Díaz, 1964) de escaso relieve relativo, con algunos resaltos o escalones tectónicos. Se halla incisa por pocos cañadones, profundos y empinados, que llevan sus aguas al valle del Atuel. Esta parte de la peneplanicie, a diferencia de lo manifestado por Polanski (1964 a) al norte del río Diamante, muestra un progresivo declive hacia el sur, un rasgo que debe estar vinculado a la tectónica.

Diversos reconocimientos regionales del Bloque de San Rafael, han facilitado la interpretación de la continuidad de la peneplanicie exhumada de San Rafael, entre los valles del Diamante y del Atuel. Su presencia es más notoria al este del meridiano de los 69° S, donde abarca prácticamente la mitad oriental de la comarca del cerro Diamante. Allí también forma extensas pampas de notable regularidad superficial, concordancia de cumbres y amplios interfluvios, afines al rejuvenecimiento soportado.

Al sur del río Atuel se reconocen tramos aislados de la misma de reducida extensión, entre los que se destaca el cerro de los Llorones. Más al este Nuñez (1979), describe al relieve del ambiente neopaleozoico, como correspondiente a una montaña rejuvenecida por la erosión. Sus rasgos morfológicos, con quebradas cortas, de laterales muy empinados, confirman los rasgos juveniles de esa región.

Por su parte Holmberg (1973), propone distinguir morfológicamente a la montaña neopaleozoica, sepultada casi íntegramente por las efusiones basálticas cuaternarias, como un bloque complejo, primitivamente peneplanizado que alcanzó un estado de erosión de madurez media. Señala además, que en la zona adyacente a las lomas de Borbarán, los sectores del antiguo zócalo, desprovistos de la cubierta basáltica, evidencian una

marcada acordancia de crestas de las lomas, hecho que abogaría por la presencia de una peneplanicie de destrucción similar a la citada por Polanski (1963), para la parte septentrional del bloque.

Los numerosos islotes prejurásicos que aparecen disseminados en el mar de lava basáltica cuaternaria derramado sobre el faldeo este y sur del cerro Nevado, son verdaderas ventanas lávicas convexas (González Díaz, 1970), como es el caso de los cerros Morados, de la Cortadera, del Agua Fría, cerritos de Mendez, cerrito Fiero, etc. Otros parecen ser testigos interiores, expuestos por la erosión posterior (cerro Aguada de la India Muerta) de acumulaciones continentales terciarias.

González Díaz (1972 c), reconoce en el centro norte y en un pequeño sector mediano oriental de la Matancilla restos de una superficie de erosión regional (peneplanicie), muy disectada, a la que equipara con aquella de Polanski (1963). Hace mención de la notable concordancia de cumbres y del hecho que extensos sectores de sus bajas serranías variscas evidencian la presencia de un viejo plano de erosión. Supone para la misma una mayor extensión, sepultada por las coladas cuaternarias. El área donde diferencia esta unidad se concentra en la parte norte y este de la región, zonas de El Chacayal, El Aguila, cerro Colorado y puesto El Arbolito. Como una proyección de la comarca del Cerro Nevado, las lavas de los cerros Chacaico y Oscuro, han dado lugar a otras ventanas lávicas convexas con los asomos volcánicos pérmicos. En Las Salinillas, sobre el paisaje de los afloramientos pérmicos y en menor proporción en los carboníferos, se hace posible interpretar la continuidad de esa planicie de erosión.

En la región más al sur, González Díaz (1972 b), destaca su reconocimiento en el ángulo suroeste, zona del cerro Cavado y aquella entre los ríos Seco del Zapallo y aquel que nace al norte de la mina Santa Cruz y alcanza la planicie pedemontana bajo la denominación de Los Huaicos. Hacia el sur y oeste de la región en las llamadas serranías porfíricas, es posible distinguir una llamativa concordancia de cumbres en el complejo volcánico pérmico ácido de la Formación Los Corrales.

Al sur del paralelo 36° S, la estructura neopaleozoica desaparece o se presenta bajo la forma de aisladas y chatas lomas.

Payenia

Polanski (1954 b) en su descripción incluye en sus Llanuras, a esta entidad, haciendo la salvedad que la misma constituye uno de los panoramas hasta la fecha deficientemente conocidos. Su denominación deriva del grupo volcánico Payén, que es el rasgo morfológico más sobresaliente de esta amplia región meridional de la provincia, que se extiende entre la porción sur de la

Cordillera Principal y el extremo austral del Bloque de San Rafael, que esporádicamente aparece en medio de un continuo campo volcánico, de edad predominantemente cuaternaria. El aparato volcánico dominante de la Payenia, es el complejo volcán Payún Matrú, adyacente al solitario volcán Payén. En este trabajo, sus límites septentrionales son proyectados más allá de la laguna Llancanelo, como propusiera Polanski (1954 b), ya que su continuidad física alcanza el embalse de El Nihuil. Hacia el este mendocino hay solitarias manifestaciones en la parte norte, en tanto que hacia el sur penetra en territorio pampeano. Hacia el sur, supera el valle del río Colorado, penetrando en Neuquén.

Su geología y morfología tienen características puramente patagónicas; en realidad la Payenia es una Patagonia mendocina (Polanski, 1954 b).

El relieve prebasáltico aparece sólo ocasionalmente expuesto, como ocurre sobre la margen izquierda del valle del río Colorado. Además el relieve antiguo emerge formando enormes ventanas lávicas convexas (González Díaz, 1970), donde se expone el conjunto volcánico y sedimentario neopaleozoico del Bloque de San Rafael. Esta situación es claramente expuesta en los campos volcánicos del cerro Nevado y aquel adyacente al flanco norte y oriental del Payún Matrú.

Toda la región aparece cubierta por extensos mantos de lavas basálticas cuaternarias. Es un ambiente irregular por la existencia de escalones morfológicos entre las coladas y empinados conos volcánicos. El apilamiento de las emisiones lávicas neoterciarias originó las planicies estructurales lávicas conocidas como Altiplanicie del Payún, Loma del Medio y Cañada del Crucero.

Se puede resumir sus rasgos morfológicos diciendo que es un campo volcánico múltiple, donde se destacan cuatro gigantes aparatos volcánicos compuestos, los cerros Nevado, Payún Matrú, Payén y Chachahuen, de variado estado de conservación y altura. La irregularidad general de su relieve se debe a la alternancia de innumerables conos volcánicos, con extensas planicies basálticas. Amplios espacios situados entre campos volcánicos secundarios, están cubiertos por depósitos aluviales como en las pampas al oeste del embalse de El Nihuil, del río de la Cachorra, del puesto Cercao de la Niebla, de la Mora y otras innominadas.

De los principales aparatos volcánicos, el más desmantelado es aquel del Chachahuen. Los autores relacionan esta situación con su proximidad a un nivel de base local, constituido por el río Colorado. La erosión subaérea ha expuesto su antiguo núcleo terciario de composición mesocilfíca (Holmberg, 1962 y González Díaz, 1979) y desarrollado una red fluvial bastante organizada sobre su flanco sur; lo mismo sucede con su flanco norte cuyo nivel de base controlante está representado por una multitud de salitrales y barreales.

La primera descripción geomórfica sistemática de un ambiente volcánico corresponde a Polanski (1953 b) al describir el cerro El Pozo, en el departamento de San Carlos. Posteriormente González Díaz (1970), hace un análisis geomorfológico del volcán Payún Matrú y sus adyacencias, cuyos rasgos morfológicos pueden ser proyectados a otras partes de la Payenia. Su gran caldera cuspidal es genéticamente vinculada a un fenómeno de explosión-colapso, que a su vez dio lugar a un enorme halo ignimbrítico o planicie ignimbrítica, donde se han reconocido tres facies estructurales (González Díaz 1970, 1972 b), y otros rasgos menores. Esta propuesta rechaza aquel origen de la caldera relacionada con una explosión paroxísmica que literalmente habría volado la cima del volcán (Groeber, 1937 a, 1938). Rasgos menores del volcanismo mesosilíceo (traquítico-andesítico) han sido descritos por González Díaz (1970): domos lávicos, coladas dómicas, *couleés* (tipo I y II), intumescencias ignimbríticas, planicies ignimbríticas, toscas, etc.

Una característica sobresaliente de este volcán es el desarrollo recurrente del mismo, que fuera analizado por González Díaz (1970, 1972 b), hecho que se refleja en su sucesión estratigráfica.

El Payén conserva gran parte de su cráter, que muestra un portezuelo en su borde oriental. A partir de él se extiende una abrupta quebrada por la que se han desplazado flujos densos. Otra caldera importante se encuentra inmediatamente al sur del cerro Nevado, en el cerro Plateado. González Díaz (1970), describe erupciones fisurales recientes como la del cerro Carbonilla, al sur del Payún Matrú y también sobre los campos oriental y occidental del mismo. Otros ejemplos de ello son propuestos por Nuñez (1976 y 1979) y también en la región de la laguna Llancanelo.

Los mejores ejemplos de ventanas lávicas convexas han sido observados por González Díaz (1972 a), donde las coladas holocenas han dejado sectores sin cubrir, como los bordos del Guadal Amarillo. Ventanas lávicas cóncavas son corrientes en el sur del Payún Matrú; a veces dan lugar a depresiones ocupadas por salitrales y ramblones, donde se localizan algunos pobladores.

Predominan las coladas de tipo pahoe-hoe, aunque sus estructuras no se corresponden con aquellas de la literatura clásica; rara vez se hallan lavas cordadas, en tripas, en piel de tiburón, etc. Sus superficies son homogéneas, regularmente diaclasadas y colmadas de vesículas. Hay también coladas del tipo aa en La Calle y en el volcán Santa María y colada del Jagüel del Zorro.

Si bien hay extensos campos volcánicos holocenos, son numerosas las coladas individuales de esta edad, controladas en su disposición por el relieve previo. Buenos ejemplos de ello se observan al norte y al sur de la sierra de Chachahuen. Algunas coladas modernas han

invadido antiguos tramos del valle del río Colorado y generado terrazas estructurales, sobre ambas márgenes.

Se puede decir que en general la región carece de red hidrográfica integrada, sólo algunos cauces de régimen efímero o intermitente interrumpen la monotonía del paisaje; los segundos se localizan especialmente sobre el flanco este y noreste del cerro Nevado y también en el área de Agua Escondida.

Más al norte del paralelo 35° S, aparecen en forma aislada algunos importantes volcanes como los cerros Diamante, Negro, Aisol y Guanaquero, o enjambres de ellos como en los cerros del Medio y Rodeo sobre la antigua peneplanicie exhumada o en la continuidad austral de la Depresión de los Huarpes, en los cerros de los Leones, del Pozo, de la Portaña y Corral.

Las planicies estructurales basálticas del sector suroeste de Payenia en la altiplanicie del Payún, se hallan normalmente marginadas por fenómenos de remoción en masa y deslizamientos rotacionales.

Como bien expresa Polanski (1954 b), la Payenia es una combinación del relieve extendido mesetiforme con el joven relieve de origen volcánico.

Llanuras o planicies agradacionales pedemontanas

Corresponden a la subdivisión morfológica del territorio mendocino, que Polanski (1954 b) denominara Llanuras, o elemento negativo, deprimido y más o menos aplanado. Se han excluido de ella, aquellas entidades que a pesar de componer bajas serranías como la Cerrillada Pedemontana, o un complejo campo volcánico de extensión regional como Payenia, eran incluidas dentro de la subdivisión de Montañas y Serranías.

Fuera de los ambientes incluidos bajo la común denominación de serranías, el resto de la provincia representa una gigantesca depresión, que fuera rellenada continuamente por depósitos aluviales desde el Terciario hasta el Cuaternario. La misma, desde el punto de vista morfológico, puede ser dividida en dos fajas alargadas en sentido norte-sur aproximadamente paralelas a la cordillera: entre ésta y la zona de la cerrillada pedemontana y su continuación austral, meseta del Guadal y Bloque de San Rafael, se extiende la Depresión de los Huarpes y al naciente de aquellos, la gran llanura de La Travesía, que abarca el área oriental mendocina hasta el río Desaguadero.

Depresión de los Huarpes-Graben de Tunuyán

Diversos autores han aportado pruebas de que a principios del Terciario, comenzó un descenso general y reiterado del área pedemontana adyacente a la Cordillera. En su mapa, Polanski (1954 b) la extiende entre el extremo austral de la Precordillera hasta el sector de la

laguna Llacanelo. Si bien la depresión alberga (Polanski, 1963) una pila sedimentaria de unos 1.800-1.500 m de espesor, su configuración definitiva se alcanzó en el Mioceno.

Polanski (1963) diferenció en la depresión de Los Huarpes, un conjunto de unidades geomórficas de menor jerarquía, algunas de las cuales son incorporadas a esta descripción.

a) *Bajada joven al graben de Tunuyán.* Se extiende aproximadamente desde la cuenca pedemontana del arroyo La Carrera, hasta el arroyo del Rosario en el sur en su afluencia al arroyo Yaucha. Resulta de la coalescencia de los abanicos aluviales, que los ríos andinos generaron en la depresión. Su extensión meridional supera los 100 Km, mientras que su ancho es variable; sus abanicos más extensos los han construido el río Tunuyán y el de Las Tunas, que tiene unos 20 Km en su perfil longitudinal. A su vez, esta bajada desaparece hacia el naciente, hundiéndose bajo una planicie loessica. Su disección ocurre a partir del tercer ciclo fluvial del Pleistoceno superior. Sus efectos se destacan en el abanico drenado por el río de las Tunas; éste se localiza en un valle con tres niveles de terrazas, elaborados en una sola formación fanglomerádica.

En el ambiente del arroyo La Carrera y la boca del río Tunuyán, la disposición morfológica es similar. Su disección es anterior a la sedimentación del último miembro de la acumulación del limo parecido al loess (Formación Zampal).

Constituyendo la porción proximal de la pendiente pedemontana, por encima de esta bajada, aparecen los pedimentos antiguos de pie de sierra de Polanski (1963), que son descriptos aparte.

b) *Valle extenso del Campo del Bajo.* La considera una unidad geomórfica bien definida, a pesar de su posterior disección y cubrimiento parcial por depósitos piroclásticos. Sólo se conserva con sus rasgos originales en el sector austral de la planicie pedemontana adosada a la Cordillera. Por la ruta 40 desde Pareditas hacia el sur, se encuentra un escalón morfológico (20-30 m), que separa el graben de Tunuyán del Valle Extenso. La geoforma primitiva correspondiente a esta unidad, era una acumulación fluvial gruesa de la Formación La Invernada (segundo nivel), que cubría depósitos del neoterciario. Su parte visible, alcanza en el norte unos 8-10 Km; disminuye hacia el sur a unos 5 Km, donde la antigua bajada del Diamante, constituye su límite sur. Su extensión longitudinal se estima en unos 40 Km y su superficie en 350 Km². La destrucción casi total hacia el norte y dudosa proyección hacia el este, entre el valle del Toba y la estructura de San Carlos, sería debida no sólo al hundimiento del graben, sino también a una in-

tensa degradación ulterior por subsiguientes ciclos parciales de erosión fluvial. Es un extenso valle fósil paralelo a la montaña, del tipo longitudinal, impuesto en la Formación Los Mesones (Primer Nivel). Responsable de su generación es el primer ciclo fluvial de edad infrapleistocena, iniciado por un leve ascenso (60-80 m) del área pedemontana.

c) *Región del Toba (El valle y el médano).* La considera una unidad geomórfica compleja, que reúne dos miembros aparentemente distintos, pero en realidad correlacionados. Ellos son el amplio valle del Toba, decapitado (15 por 4 Km), que representa uno de los colectores que recorrían el Valle Extenso, también drenado por el antiguo arroyo Papagayos y el río Tunuyán, que corría más al oeste, separado por el cordón del Toba, cuyas cadenas de médanos forman el otro miembro de esta entidad.

El descenso del graben de Tunuyán, provocó la desintegración del antiguo drenaje y la incorporación del arroyo Papagayos al Tunuyán (decapitación y captura), al igual que varios arroyos secos del flanco oeste de las Huayquerías de San Carlos.

El cordón del Toba, está compuesto por médanos separados por valles playos longitudinales, de orientación sudoeste. La cadena principal es la oriental, más larga (16 Km); la occidental es más corta y más desmembrada. Su ancho promedio varía entre 1-1,6 Km y su altura oscila entre 80-90 m. Su forma típica es la de una lomada, sin diferencias morfométricas entre sus pendientes. Reaparecen en San Carlos en la larga cadena de médanos denominada por Polanski (1963: 321), cordón de Casas Viejas; se prolonga por el sur (12 Km) hasta Chilecito y luego con interrupciones, unos 8 Km más.

d) *Planicies loésicas.* Relacionadas con la deposición de los limos parecidos al loess, aparecen en dos áreas. La primera ocupa el fondo del graben de Tunuyán y la segunda la cuenca del arroyo Carrizal; también se observan parcelas en los valles aterrizados, constituye un manto continuo que cubre al relieve previo; carece de relieve y sólo a lo largo de los valles principales que recorren el graben, se observan barrancos abruptos que, cortados en el limo, no superan los 20 m. Es un relieve joven, con anchos interfluvios, siendo una planicie construccional postglacial. En la cuenca del Carrizal, aparecen los fanglomerados de la Formación Las Tunas, cubiertos por esos limos. Carece de red de drenaje y relieve destacable; al sur su desagüe lo define el arroyo homónimo. Todavía presenta el aspecto de una planicie de acumulación eólica no disectada.

e) *Planicie piroclástica pumícea del Valle Extenso.* Cubre una extensa área del Valle Extenso entre Pareditas al sur y la salida del arroyo Papagayos al piedemon-

te, al norte del paraje denominado Bajada Amarilla. Es una planicie de origen construccional, que bajo la forma de un manto piroclástico continuo, cubre más de 100 Km², de la porción oeste del Valle Extenso. El espesor varía entre 8-20 m (excepcionalmente 40 m). Carece de topografía apreciable, particularmente en los interfluvios entre los arroyos Papagayos y Yaucha. Su disección comenzó con la formación del graben de Tunuyán; ese descenso progresivo y concomitante cambio de nivel de base, provocó su degradación.

f) *Bajada antigua del Diamante*. Culminando su desarrollo hacia el sur, en el piedemonte mendocino estudiado por Polanski (1963), describe un antiguo abanico aluvial del sistema del río Diamante. Es muy extenso y conforma el cierre austral del Valle Extenso. Aparece a ambos lados del Diamante, teniendo su ápice en el pie cordillerano y su porción distal, choca contra la margen occidental del Bloque de San Rafael. Desde el punto de vista geomórfico es una bajada, por coalescencia de abanicos aluviales, cuyas acumulaciones pertenecen estratigráficamente a la Formación Los Mesones (Paleopleistoceno).

g) *Zona pedemontana entre la margen sur del río Diamante y la depresión de la laguna Llanquanelo*. Volkheimer (1978) describe una extensa zona pedemontana adyacente a la cordillera, entre los paralelos 34°30' y 35° S, donde una bajada antigua del Diamante, sobre pedimento antiguo es vinculada genéticamente con dicho curso. Coincide con la unidad similar descrita por Polanski (1963). Diferencia en ella, tres niveles resultantes de la sucesiva degradación y agradación pedemontana, relacionada con los ciclos fluviales propuestos por Polanski (1963) al diferenciar las formaciones fanglomerádicas de Los Mesones, La Invernada y Las Tunas del Pleistoceno. La aislada presencia de aparatos volcánicos interrumpe la virtual monotonía de ella.

Volkheimer (1978) refiriéndose a esta zona menciona que: la presencia de fanglomerados en parte caóticos, ha llevado a algunos autores a interpretar como depósitos morénicos (depósitos glaciales según Dessanti, 1956) a acumulaciones y geoformas pedemontanas (bajadas, abanicos aluviales) desarrollados bajo condiciones áridas.

Más al sur del paralelo 35° y hasta el 36° S, Dessanti (1973, 1978) describe una planicie de agradación pedemontana y una llanura pedemontana, respectivamente. Su origen estaría vinculado a la depositación fluvial de los ríos Atuel, Salado y Malargüe, cuyos terrenos se hacen más salinos hacia las cercanías del ambiente de la laguna Llanquanelo. Dessanti (1973) señala que el terreno al norte y noreste de Las Taguas, se torna intran-sitable en época de lluvias. Durante la estación seca, aparecen numerosos pozos por los que brota agua salobre o menudos.

Depresión de la Travesía

La gran depresión de La Travesía (Polanski, 1963) ocupa la mitad oriental del territorio mendocino. Geológicamente es una depresión cuyos bordes occidentales son la Cordillera Frontal, La Precordillera y el Bloque de San Rafael, rellenado por depósitos continentales del Terciario y Cuaternario. Es una llanura de acumulación fluvial, levemente inclinada al este, hacia el sistema Desaguadero-Salado-Chadileufú.

Esta inmensa llanura carece por completo de aguas permanentes, ya que los cuatro grandes ríos cuyos cauces aún son discernibles, no conducen más agua ya que han sufrido desvíos o migraciones o la acción antrópica ha bloqueado sus caudales con los diques o utilizado para abastecimientos de agua potable o regadío. Sus antiguos recorridos son reconocibles a simple vista, en particular en imágenes satelitarias; esta amplia extensión pasó al dominio exclusivo del ciclo árido, expresado por medio de una continua cubierta eólica de médanos y guadales.

Regairaz y Barrera (1975), sintetizan la geomorfología del ambiente pedemontano nororiental de Mendoza, que a su vez es parte de La Travesía de Polanski. Reconocen un tramo del mismo cercano a la Precordillera como planicies de piedemonte, a las que definen como relieves planizados, a los que se distinguirá como pedimento, o glaciais. Un tramo intermedio entre estos pedimentos y la planicie de acumulación oriental es diferenciado como conos de transición entre el pedimento y la planicie. Para ello establecen una zona transicional cuya génesis está en estrecha relación con los cauces del pedimento y la tectónica que afectó a este último.

Dicen reconocer una simbiosis temporo-espacial entre esos conos y aquel del río Mendoza. Los cauces que dieron lugar a estos conos (San Isidro, Frias, Maure, etc.), desarrollaron en el ámbito de los pedimentos, terrazas de acumulación correspondientes a antiguos fondos de valles sobre los que se incidieron profundamente los cauces; las terrazas pasan lateralmente y aguas abajo, a constituir los conos de transición, compuestos por material grueso.

Bajo el subtítulo de Planicies, involucran un conjunto de acumulaciones mas finas (arcillas, limos, arenas), en facies fluvial y eólica.

Diferencian allí una planicie aluvial de transición o de Tulumaya y otra fluvio-aluvial o del Rosario. La primera es recorrida por el canal Jocoli y el arroyo Tulumaya en dirección al norte; sus aguas provienen de los bordes septentrionales de los conos de Maipú y de Palmira por infiltración y escurrimiento subterráneo del río Mendoza, que forma su límite oriental. Tiene alto porcentaje de sulfatos y carbonatos, lo que provoca serios problemas para el avance de la agricultura en zonas carentes de riego.

La planicie del Rosario, es considerada geomorfológicamente como la playa correspondiente al piedemonte de las serranías de Las Peñas, La Higuera, Jocoli y Punta Negra. Sus componentes son limos y arcillas provenientes de la degradación de la Formación Mariño. Inmediatamente al este aparecen los cauces antiguo y nuevo del río Mendoza, conformando una extensa planicie aluvial, en la que este autor reconoce un tramo compuesto por limos loessoides.

Un extenso campo de médanos y guadales se desarrolla a estas latitudes al este de esta planicie del río Mendoza. Las imágenes satelitarias muestran evidencias de antiguos cauces que podrían corresponder a las migraciones del río Mendoza, en su desplazamiento hacia el norte. Al naciente de la Pampa del Salado-San Martín y al sur de Balde de Pérez, se extienden longitudinalmente fajas alternantes de salitrales y otra de bañados o ciénagas.

Sobre el triángulo del codo del San Juan al Desaguadero, aparece otro pequeño campo medanoso.

Más al sur, a la latitud de Mendoza, el antiguo sistema del tramo inferior del río Tunuyán y probablemente del Mendoza en tiempos históricos, desarrolló una extensa zona de derrames, aún reconocible por sus paleocauces. Al este y noreste de San Antonio-El Cercao, se distingue en imágenes un pequeño cono aluvial más moderno, profusamente recorrido por cauces abandonados, con disposición distributaria. Méndez (1978), grafica la presencia de sedimentos limo-loessoides, que cubren una superficie más o menos triangular, cuyos vértices aproximados serían al sureste la unión del Tunuyán con el Desaguadero, al norte la Bajada de Soto y al sur la localidad de la Paz.

Al sur del paralelo 34° S, los autores carecen de información geomórfica válida, salvo algunos tramos adyacentes al Bloque de San Rafael, de Polanski (1964) y de González Díaz (1964, 1972 a). Sólo se hacen referencias generales sobre la existencia de una zona pedemontana aluvial oriental. Se destacan en las imágenes satelitales la extensa y salitrosa planicie que ocupa el valle del río Atuel, al sur de la población de Carmensa, con su intrincado hábito anastomosado y la marcada escarpa de erosión, que por el oeste, representa un lateral de su valle. Amplias coberturas medanosas como la Pampa de la Varita, con médanos transversales, orientados al nordeste, caracterizan esta parte entre el Atuel y el río Desaguadero, al igual que gran número de bajos por deflación.

Médanos y guadales

Cubren extensas zonas de la llana región oriental desarrolladas al este del curso inferior del río Mendoza, de las Cerrilladas septentrionales y que más al sur se distribuyen entre el Bloque de San Rafael y el río De-

saguadero. Un rasgo corriente de esta unidad es la carencia de formas definidas, particularmente en los guadales, verdaderos montones de arena amorfos, en constante pugna con la vegetación xerófila, achaparrada, propia de la región oriental.

En su composición participan fundamentalmente material pumíceo, componentes andesíticos y cuarzo de las acumulaciones terciarias del ambiente de las huayquerías. Proviene de las planicies aluviales, los ramblones, barriales y salitrales.

Hay zonas donde verdaderos médanos se hacen presentes, como cita Di Paola (1967) en una extensa área medanosa que se extiende entre el norte de Tunuyán y la población de San Carlos. Allí su configuración le permitió diferenciar cordones nordestes, transversales, relacionados con vientos del oeste y noroeste; crestas y corredores elongados norte-sur, algo sinuosos, con diseño en pinzas y un diseño en enrejado que es el resultado de la superposición de los anteriores. Las imágenes satelitarias analizadas durante este estudio han comprobado que en tramos de la Pampa de la Varita, los médanos son del tipo transversal, con una disposición en cordones alargados nordeste. Prácticamente la extensión de este complejo medanoso areno-limoso, abarca desde el meridiano 68°30', superando el límite con San Luis y penetrando por el sur en La Pampa.

En ciertos casos, las acumulaciones medanosas configuran paisajes locales especiales. Como en los médanos de Picardo, que bordean la Colonia Las Malvinas por el este, son del tipo transversal, con alturas entre los 50-70 m (González Díaz, 1972 a). Otra parcela para destacar es la de los médanos de Soitúé. En el sector nordeste de El Nihuil hay un extenso sector de médanos, en gran parte fijado por la vegetación natural, tipo médanos en horquilla. Al este de las estribaciones serranas del Nevado, Holmberg (1973) destaca la presencia de bordos medanosos, que interrumpen la suave ondulación de los llanos orientales. Son atribuibles a antiguos médanos, González Díaz (1972 b) remarca la presencia de una suelta cobertura arenosa amorfa, en amplios sectores del este de Agua Escondida; además la reconoce en el campo volcánico oriental del Payún Matrú, cubriendo las coladas neopleistocenas y eoholocenas. También se ven los guadales trepando los faldeos de los principales conos volcánicos y aun el antiguo núcleo del Payún.

A partir del meridiano del río Seco de Las Peñas, la cubierta medanosa es prácticamente continua hacia el norte y este de la provincia; solamente se ve interrumpida por los cursos y depósitos de los ríos Tunuyán y Mendoza, y por los salitrales y depósitos lacunares del ambiente del río Desaguadero y San Juan. Dessanti (1956) señala lo reciente de la acumulación de algunos médanos, al localizarse en los fondos de los valles del

Diamante y del Atuel. Ello también se observa en el valle del Colorado.

Polanski (1963: 246) aboga por la penecontemporaneidad del médano con los sedimentos parecidos al loess (Formaciones El Zampal, La Estacada), teniendo en cuenta su yuxtaposición y su parentesco granulométrico; de aceptarse tal deducción, las acumulaciones medanosas serían de la época postglacial.

Pedimentos

El primer reconocimiento en el país y en la provincia se debe a Polanski (1963: 306). Según este autor constituyen un nexo entre dos morfoestructuras marcadamente diferentes, la cordillera occidental y la llanura oriental. En su estudio, distingue dos grupos de pedimentos de acuerdo a su asignación temporal los antiguos del pie de sierra y aquel joven del Campo de las Aguadas. El primer grupo constituye aislados sectores pedemontanos adosados a lo largo del borde montañoso de la Cordillera Frontal y extendidos entre el río Mendoza y el arroyo Papagayos al sur. Su parte proximal se ubica en alturas de 2.000 m s.n.m. y su porción distal se sitúa hasta unos 50 Km al este de la montaña.

Los rasgos primarios de estas planicies de erosión sólo aparecen bien expuestos y conservados en aquellos engolfamientos donde el pedimento penetra en el frente montañoso.

Los pedimentos antiguos pueden tener o no una cubierta detrítica correspondiente al material en tránsito en el momento de desarrollarse la superficie de erosión. Polanski (1963: 306), menciona la posibilidad del reconocimiento de tramos de pedimentos descubiertos adosados al frente cordillerano, en tanto que ellos aparecen más distalmente como del tipo cubierto, por debajo de acumulaciones, representadas por la Formación Los Mesones.

Los autores plantean la alternativa de que el encubrimiento de los pedimentos del pie de sierra por la planicie de agradación pedemontana, podría representar un pedimento agradoado (Blackwelder, 1931), vinculado a un ascenso del área montañosa (neotectónica) o a un cambio climático durante el Pleistoceno. Sin embargo, la situación descubierta del pedimento en su zona apical, podría relacionarse con una progresiva expansión del área agradacional del piedemonte (bajada) a expensas del área pedimentada (*suballuvial bench*; Howard, 1959).

Según Polanski (1963) la superficie observable de esos pedimentos es casi plana o suavemente convexa; escasamente disectada, razón por la cual los interfluvios son amplios, llanos, con pobre relieve relativo en el paisaje; su gradiente general varía entre 2-4°; incrementándose hacia la montaña a unos 12° y su disección es

relacionada con el subsiguiente ciclo erosivo fluvial mesopleistoceno.

Su formación sería previa a la Formación Los Mesones (Pleistoceno inferior); afirma que el proceso de pedimentación coincide con el inicio de un prolongado régimen árido sobre el piedemonte a partir del límite Plio-Pleistoceno y su desarrollo es a expensas de la erosión de los ambientes neoterciarios. No descartó la posibilidad de que la vecina meseta del Guadal sea de similar edad que el pedimento submontano; ella sería así considerada un pedimento o una planicie de pedimentos, contemporáneos. En este último caso, ambos serían fragmentos de una vasta pediplanicie, que constituyó una extensa orla al pie de la Cordillera Frontal, la que fuera desmembrada posteriormente por procesos diastroficos y geomórficos.

Polanski (1963) diferencia el llamado pedimento joven del Campo de las Aguadas, localizado entre el pie de la escarpa de erosión este de la meseta del Guadal y el sector de huayquerías más orientales. No fue individualizado por el norte y sur de la meseta; abarca aproximadamente 200 Km². Inicialmente fue considerado como un paisaje de cuesta (Frenguelli, 1930 en Polanski, 1963). Los perfiles geomórficos de Polanski (1963: 316), ilustran sus principales rasgos morfológicos. Carece de continuidad física, pudiéndose diferenciar dos niveles dispuestos a diferentes alturas. Una sucesión de mesillas o cerros testigos que se conservan entre las cotas de los 1.130-1.150 m, definen al inferior, caracterizado por amplios interfluvios y cubierto por una delgada capa de arena de antiguos médanos.

Otro nivel superior y más antiguo, también es individualizado por montes testigos, distribuidos en cota de 1.200 m. Por su asignación temporal y su distribución en dos niveles, coincidiría con aquellos niveles de pedimentación descritos por Regairaz y Barrera (1975), en la zona de las cerrilladas y al este de la Precordillera. Su edad, sería posterior a la depositación de las acumulaciones fanglomerádicas de la Formación Los Mesones (paleopleistocena); señala que es notoria la ausencia de la Formación La Invernada en estas parcelas y que la disección de este pedimento se debe al tercer ciclo de degradación pleistocena. Esta consideración temporal más moderna, también resulta avalada por el hecho de que ambos niveles de pedimento han sido desarrollados a expensas del ambiente de la meseta del Guadal, cuya génesis como peneplanicie vieja desde su nacimiento o como probable pediplanicie, tuvo lugar a fines del Plioceno.

Regairaz y Barrera (1975) identifican superficies de pedimento al sur del río Mendoza, al suroeste del abanico aluvial de Agrelo y al este de la Cerrillada Pedemontana Oriental correspondiente al alineamiento estructural de Lunlunta-Barrancas-La Ventana y de la Ce-

rrillada Pedemontana Occidental, la estructura de Cacheuta-Tupungato; ambos se hallan separados unos 30 Km. Las alturas absolutas de la segunda (2.400 m) son superiores a los de la primera (1.100 m s.n.m.).

Reconocen en estos ambientes geográficos dos niveles de pedimentación: el superior y más antiguo es el primer nivel de pedimentos o glacis superior, cuya morfología primaria ha sido parcialmente destruida, durante la ola de erosión que elaboró a sus expensas, el segundo nivel de pedimentos o glacis principal.

Para estos autores, estos destacables fenómenos erosivos han tenido lugar durante el Pleistoceno inferior y posiblemente en el medio. Con posterioridad sobrevino un cambio climático que modificó las anteriores condiciones áridas y condujo a su disección.

Tal determinación temporal contrasta con aquella que Polanski (1963) asignara a sus antiguos pedimentos de pie de sierra, a los que considera previos a la agradación paleopleistocena de la Formación Los Mesones que cubre aquellos pedimentos. Este proceso de pedimentación es entonces de mayor edad y señalaría un prolongado régimen árido en el límite Plio-Pleistoceno o Plioceno alto, en el que involucra a la meseta del Gualdal. Sin embargo, coinciden temporalmente con el pedimento joven del Campo de Las Aguaditas (Polanski, 1963).

Estos antecedentes permiten proponer la generalización de la existencia de dos períodos de pedimentación regional en este tramo septentrional de las elevaciones mendocinas: uno del Plioceno alto y otro inmediatamente posterior al Paleopleistoceno.

Polanski (1963: 334), distingue una unidad geomórfica a la que denomina Abanico de Anchoris. En realidad es una superficie de erosión (pedimento), que desciende desde la Cerrillada de Tupungato hasta el río Tunuyán.

Hacia el sur, en el Bloque de San Rafael, González Díaz (1972 a) reconoce una superficie de erosión que bisela los sedimentos plegados, dislocados de la Formación Río Seco del Zapallo (pliocena), cubierta por un fanglomerado de la Formación Puesto Moyano (mesopleistocena), de unos 8 m de espesor. Remanentes de una geoforma similar han sido determinados al sur del río Atuel, en el tramo pedemontano entre el río Seco del Puntano y el de la Quebrada; está elaborado sobre tobas de la Formación Agua del Puntano (neopaleozoica).

ENGLAZAMIENTO EN LA CORDILLERA MENDOCINA

Según Feruglio (1957) entre los 28° y 39°, aparecen glaciares aislados entre el cerro del Potro y el Mercedario (32°), y a partir de este último, glaciares de valle y de circo, localizados y agrupados en torno de las mayores elevaciones (Cordillera Principal y Frontal).

La Precordillera de Mendoza, carece de glaciares por hallarse en zona árida y seca, con ausencia de nieve permanente aún en sus mayores elevaciones.

En la Cordillera Principal, el grupo del cerro Aconcagua (6.959 m) y del Cuerno (5.520 m) posee cinco glaciares principales, que alcanzan los 9-10 Km de largo, siendo el mayor el de las Vacas. Otros menores se localizan en el Tolosa y el Catedral, pero muestran facies cubiertas. Aquel autor asevera que durante las facies glaciales, el hielo alcanzó Puente del Inca (2.720 m).

Un centro de glaciación importante es la cadena Los Leones-Juncal-del Plomo (6.000-6.100 m), con glaciares de tipo alpino. Más reducido es el del Macizo del Polleras (5.947 m); otro es el del Tupungato (6.650 m), un centro de alimentación colectivo, tipo andino. El adyacente cordón del Plata, mantiene algunos glaciares en sus circos más elevados (por el oeste descienden a 3.900 m). Las morenas de la última glaciación llegaron por el valle del río Blanco, hasta Potrerillos. Numerosos circos glaciarios aparecen en las cumbres del contrafuerte que se desprende del cerro del Plata (4.520 m). En los más elevados, están todavía encajados pequeños glaciares, de los cuales el de las cabeceras del río Blanco es el más importante, junto al de Santa Clara.

El cordón del Portillo (33°25'-33°52'), de altitudes entre 4.800-5.200 m presenta numerosos circos, pero carentes de hielo.

A partir del cerro Tupungato, la cordillera pierde progresivamente altura hacia el sudoeste, de modo que después del volcán Maipo (34°36') ninguna cumbre supera los 5.000 m. En ese trecho se hallan aún algunos glaciares: Tupungato (5.640 m), San Juan (5.871 m), Marmolejo (5.781 m) y San José (5.780 m).

Más al sur se encuentran algunos glaciares extensos en la cadena fronteriza; uno de 9 Km, desciende al Alto Atuel y otro al Cajón del Humo. A ambos lados de los 35° de latitud sur, descienden los glaciares del grupo Peteroa, Planchón y Peñón. Los contrafuertes más altos de la vertiente mendocina - de menor precipitación que la pacífica - tienen glaciares en el Sosneado (5.160 m) y en el Risco Plateado (4.860 m). En los Dedos del Fraile, hay un glaciar muy reducido. A continuación la cordillera desciende abruptamente por un largo tramo por debajo del límite de las nieves persistentes, las que reaparecen cerca de los 38°, en territorio neuquino con el volcán Copahue.

Groeber (1951), reconoce un general retroceso de los hielos en particular en aquellos del Alto Atuel. Son citados algunos avances, como el glaciar del Plomo y el término del glaciar del Tunuyán.

Otro ejemplo de reducción de los glaciares es aquel del volcán Overo, de notable retroceso; algo similar aconteció con el del arroyo Gateado o el que se orientaba hacia la laguna Atuel o en el Domuyo.

Según Groeber (1951: 174), el proceso de desecamiento de la cordillera, progresa desde fines del siglo pasado, con algunas oscilaciones y señala centros de englazamiento entre los paralelos 34° y 35° , en los cerros Gorro, volcán Maipo y Atravieso.

Polanski (1964 b, 1972) en sus hojas de alta cordillera, menciona que la glaciación pleistocena afectó de distinta forma las zonas de grandes alturas y partes bajas de las montañas. La primera se hace reconocible por circos y artesas en la Cordillera Frontal por encima de los 3.600 m en los cordones del Plata, del Portillo y Tres Picos de Amor.

Polanski (1954 a) describió los principales tipos de englazamiento actual de la Alta Cordillera mendocina, proponiendo la sistematización siguiente:

- Glaciar tipo alpino, raro (del Plomo, Juncal, Penitentes, etc.)
- Glaciar tipo alpino cubierto (cerro Negro)
- Glaciar andino. Este tipo es propuesto por el autor y caracterizado por su campo colectivo de alimentación de neviza. Se ubica sobre un elevado relieve volcánico, sobrepuesto a un páramo, bajo condiciones subtropicales o quizás tropicales, continentales; del cual divergen lenguas glaciarias, que descienden individualmente de modo similar al alpino. Diferencia dos facies en él: abierto y cubierto, siendo este último muy frecuente.
- Glaciar tipo turquestánico, de facies abierta y cubierta; es corriente la última. Correspondería a los actuales glaciares de roca.
- Glaciar tipo baffiniano, muy raro.

Resumiendo, en latitudes entre 28° y 38° S, al sur de la región de los anticiclones subtropicales, sólo aquellas alturas superiores a los 5.500-6.000 m tienen nieve permanente y hielo. Hacia el sur de los 28° inicialmente

se observan aislados glaciares y manchones de nieve, en tanto que verdaderos glaciares de valle y de circo, recién aparecen en la zona de San Juan y Mendoza. Los mayores son aquellos del Juncal, del Plomo, cerro Aconcagua, cordón del Plata, cerro Tupungato y otros. Pertenecen en su mayoría al tipo cubierto por detritos; su contribución a la hidrogeología regional mendocina es muy significativa. Uno de los más extensos es el del Plomo (16 Km), que según Corte y Espizua (1981; en Rabassa y Clapperton, 1990), ha mostrado recientemente actividad de reavances durante esta centenia, en tanto que otros lo han hecho, alimentados por frecuentes avalanchas (Los Horcones, 1985).

Con el descenso gradual de las alturas, desaparece el casi continuo sistema de glaciares de montaña; Maipo, Sosneado, etc.

Evidencias de glaciares anteriores son abundantemente citados en el ámbito cordillerano mendocino y expresados como geoformas de erosión y deposición; también en el piedemonte, aunque esto último ha sido descartado. Además algunos diamictos, considerados genéticamente relacionados con la deposición glaciaria, son objeto de observaciones. Rabassa y Clapperton (1990) afirman que la mayoría de los glaciares de los Andes australes fluctuaron durante los intervalos del Neoglacial Holoceno y que alguno de los mayores glaciares del tipo cubierto por detritos y glaciares de rocas de la Alta Cordillera Mendocina, se han formado en este tiempo. Dado que los rasgos estructurales y morfológicos de la cordillera mendocina vinculados a procesos criogénicos son analizados por Corte y Grosso (este volumen) no han sido tratados en este capítulo, así como una reseña evolutiva de los principales cursos de hidrografía mendocina (véase Rodríguez y Barton, este volumen).