

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo V

Julio de 1950

N° 3

AÑO DEL LIBERTADOR GENERAL SAN MARTÍN

ALGUNOS PROBLEMAS GEOLOGICOS DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

POR FELIX GONZALEZ BONORINO

INTRODUCCIÓN

Las Sierras Pampeanas, así bautizadas por Stelzner en 1885, forman una de las unidades morfoestructurales más características del territorio argentino. Su conocimiento actual, debido primero a los estudios de Rassmuss, Pastore, Penck, Beder, Hausen y otros, ha sido recientemente ampliado de modo considerable por el trabajo, en su mayor parte inédito, de los geólogos de la Dirección General de Industria Minera de la Nación. Habiendo el autor de estas líneas estudiado la geología de gran parte de las Sierras Pampeanas de Catamarca y Tucumán, creo conveniente dar a conocer algunas de las conclusiones generales alcanzadas, mientras las monografías respectivas (González Bonorino, 1950 *a*, 1947 *b*, 1949 *a*, 1949 *b*, 1950 *a*, 1950 *b*) siguen su largo camino hacia la publicación.

Algunas de las informaciones inéditas incluídas en este artículo han sido gentilmente proporcionadas por los geólogos de la Dirección General de Industria Minera, doctores O. Ruiz Huidobro, C. R. Vilela y E. de Alba.

LÍMITES DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

El área ocupada por estas sierras entra en contacto, al norte, noroeste y oeste, con las Sierras Subandinas, la Puna y la Precordillera. Al este y al sur su límite se hace generalmente pasar por las sierras de Córdoba y San Luis, aunque las sierras de Azul y Tandil pueden ser legítimamente consideradas también entre las Pampeanas.

El estudio de las relaciones de las Sierras Pampeanas con las regiones morfoestructurales vecinas es sumamente instructivo para la comprensión de la estructura de unas y otras.

Relaciones con las Sierras Subandinas. — Entre estas dos regiones existe continuidad morfológica. La zona de transición — pues no puede establecerse entre ellas un límite neto — comprende las sierras del noroeste de Tucumán y del sur de Salta. En general, es de la siguiente manera :

Las Sierras Subandinas australes, en su desarrollo más típico, están formadas por anticlinales asimétricos, a veces volcados al este, de las capas del complejo mesozoico y del Terciario Subandino. El núcleo de estos anticlinales está constituido por las semipelitas semimetamórficas, prepaleozoicas, que representan al basamento en esa parte. Este basamento muestra fracturas de rumbo norte-sur, paralelas y coincidentes con los ejes de los pliegues, y el bloque occidental se ha montado parcialmente sobre el oriental. En otras palabras, a la fracturación compresiva del basamento, que ha actuado evidentemente como trasmisor del empuje del oeste, la cubierta de sedimentos ha cedido plegándose asimétricamente. En muchos casos, la deformación ha excedido el límite de ruptura de la cubierta y ésta se ha fracturado y corrido en el flanco oriental.

En el centro-sur de Salta, al este del valle de Lerma, se extiende un ambiente de Sierras Subandinas, formado por cordones paralelos de rumbo N-S, y compuesto esencialmente por estructuras como las que acabamos de describir. Uno de los anticlinales principales, el que forma la sierra de Carahuasi, deja ver su núcleo de rocas antiguas a la altura de Rosario de Lerma (cerro Carpintería), por desmantelamiento parcial de la estructura. En este lugar, por lo tanto, el cordón adquiere en parte las características de una Sierra Pampeana. Más al sur (cerro Pirgua) el basamento vuelve a ocultarse debajo de las capas mesozoicas y terciarias (Ruiz Huidobro, 1949). El cerro Carpintería representa, por lo tanto, una culminación parcial de la estructura. Al pasar a la provincia de Tucumán, los núcleos de los anticlinales se elevan definitivamente, y la cubierta sedimentaria queda cada vez más reducida¹. De esta manera nacen las Cumbres Calchaquies, cuya única diferencia con las típicas Sierras Pampeanas es el carácter relativamente poco metamórfico de sus rocas (pizarras filíticas y grauvacas finas). Las Cumbres Calchaquies, a su vez, se continúan en la sierra del Anconquiya, a través del cerro Muñoz y la Cumbre de Mala Mala.

En el grupo de cordones del noroeste de Tucumán se encuentran mezcladas Sierras Pampeanas y Subandinas. Las primeras están representadas por las sierras de Medina, del Campo y Candelaria, o sea las sie-

¹ Al mismo tiempo los sedimentos preterciarios (Margas Multicolores, Formación Calcáreo-dolomítica y Areniscas Inferiores) desaparecen, y la cubierta queda limitada a las areniscas terciarias.

rras principales. Ellas no son sino Sierras Subandinas que han sido despojadas de su cubierta sedimentaria por erosión, como resultado de su mayor altura; su cuerpo principal esta formado por pizarras filíticas (Bonarelli y Pastore, 1918), que en los extremos se ocultan en los núcleos de los anticlinales de la cubierta sedimentaria.

En resumen, podemos decir que debajo de cada Sierra Subandina hay una Sierra Pampeana, y que el pasaje de las primeras a las segundas se efectúa por elevación de los núcleos y eliminación de la cubierta.

Relaciones con la Puna. — El ambiente de la Puna pasa al de Sierras Pampeanas por desmembramiento de su zócalo en bloques bien individualizados. Este pasaje tiene lugar en el extremo austral del Altiplano, en una faja limitada por la sierra de Cajón al este y la de Fiambalá al oeste. En esa zona, el límite de la Puna tiene en conjunto una dirección noroeste-sudoeste, y de él se van desprendiendo los bloques que forman así Sierras Pampeanas. Este desmembramiento es de dos tipos, que llamaremos respectivamente *digitación* y *estribación*. El primero consiste en la profundización progresiva de los valles longitudinales hacia el sur, por aumento del rechazo de las fallas. Se forman así cordones relativamente aislados unos de otros, que se «sueldan» en el norte. Ejemplos de ello son las sierras de Fiambalá, Las Lajas, El Rodeo-San Salvador, todas en el oeste, y las del Cajón y Chango Real en el este. En el medio se encuentran las «estribaciones» de las sierras de Las Cuevas y Hualfín, que son bloques enteramente separados de la Puna por valles tectónicos. Al revés de las digitaciones, éstas no se unen en el zócalo del Altiplano, y su rumbo es paralelo al borde del mismo. Hay casos intermedios entre digitación y estribación; la sierra de El Durazno-El Rodeo es uno de ellos.

Estructura de la Puna. — La Puna viene a estar compuesta por bloques de basamento separados por fallas norte-sur de rechazo no demasiado grande, interviniendo también unidades de rocas paleozoicas; los valles longitudinales están poco menos que colmados por sedimentos del Mesozoico y o del Terciario, y del Cuaternario. Este haz de bloques ha sido considerablemente elevado sobre el nivel medio de la región; una reproducción en pequeño de esta estructura la encontramos en el grupo de bloques situado al este del bolsón de Andalgalá-Pipanaco.

El conjunto de bloques del Altiplano ha constituido, a pesar de sus numerosas fallas, una unidad relativamente rígida durante los movimientos supraterciarios, capaz de transmitir los empujes hasta bastante al este. Esto ha permitido la formación, lejos de lo que presumiblemente puede ser considerado el lugar de origen de las fuerzas compresoras, de una faja de escamación del basamento y su cubierta sedimentaria. Esta

faja corre de norte a sur, por la quebrada del río Grande de Jujuy (quebrada de Humahuaca), cruza la quebrada del Toro al oeste de Rosario de Lerma, terminando poco más al sur. Según observaciones inéditas de Vilela y de Ruiz Huidobro, el Paleozoico primero, y luego el Mesozoico, van desapareciendo para dar lugar a las rocas del Basamento, en forma de bloques limitados por fallas inversas.

La intensidad de la deformación disminuye rápidamente, como es sabido, hacia el este, pasando sucesivamente de escamas a los pliegues corridos, volcados y asimétricos, de las Sierras Subandinas, correspondientemente con la disminución de la componente tangencial de las fallas del basamento.

Relaciones con la Precordillera. — Dado que las unidades morfológicas tienen rumbo predominante N-S, no hay en general continuidad entre Sierras Pampeanas y Precordillera. El concepto de Precordillera, contrariamente a lo que se creía antiguamente, no implica ningún tipo de estructura especial, sino simplemente la presencia de sedimentos pre-gondwánicos. Por lo tanto, la sierra de Famatina, que como es sabido posee áreas paleozoicas, sería un caso intermedio entre Sierra Pampeana y Precordillera. La predominancia de rocas cristalinas¹, sin embargo, hace que se la considere de costumbre entre las primeras. El límite entre ambas unidades morfoestructurales, por lo tanto, pasaría por el valle de Fiambalá, cruzaría entre las sierras de Narvárez y Famatina, dirigiéndose al oeste para incluir las sierras de Umango y de Villa Unión, siguiendo luego el valle de los ríos La Troya y Bermejo, para tomar un rumbo N-S, pasando entre Villicún y Pie de Palo, y entre la sierra Chica de Zonda y del cerro Valdivia.

ESTRUCTURA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

Aunque distintos autores han mencionado el carácter *inverso* de tal o cual falla de las Sierras Pampeanas, ha habido la tendencia a considerar a los bloques como elevados merced a movimientos ya sea tensionales o verticales, por fallas de tipo gravitativo (véase, por ejemplo, Beder, en Windhausen, 1931, fig. 172). El estudio de los casos particulares, así como consideraciones de índole general, conducen sin embargo a la conclusión que las fracturas que delimitan a los bloques son del tipo *inverso*, y que los movimientos han sido compresionales.

¹ Según algunos geólogos, hay motivos para sospechar que el granito que forma el cuerpo principal de esta sierra sea de edad post-ordovícica (E. de Alba, comunicación oral). El cordón de Paimán-Chilecito representaría, aún en este caso, al batolito precámbrico.

En todos los casos que hemos podido comprobar la posición del plano de falla, éste aparece inclinado hacia el bloque elevado, aunque en general más cerca de la vertical que de la horizontal. Esta característica de la falla puede ser apreciada por observación directa del plano, o por la actitud de las capas terciarias y o más antiguas, en las inmediaciones de la falla misma (González Bonorino, 1950 *a*, 1950 *b*). Ello ha sido observado en las siguientes sierras: Capillitas, Hualfín, El Rodeo-El Durazno, El Fraile-Las Lajas, Carapunco, Narváez, Las Higueras, Escaba (cerro Quico).

En la mayoría de las Sierras Pampeanas, sin embargo, las evidencias sobre la inclinación de las fallas han sido borradas por la erosión, especialmente en las más importantes.

La fracturación del basamento que dió lugar a la aparición de las Sierras Pampeanas ha sido, sin duda, el reflejo de los movimientos que provocaron corrimientos en el borde oriental de la Puna, ya mencionados, y en la Precordillera. La conclusión obvia es que la fracturación tuvo también carácter compresional, y que las fallas deben ser *inversas*. Es por tanto lícito extender los resultados de las observaciones en las sierras antedichas a las demás Sierras Pampeanas.

La relación entre Sierras Pampeanas y Subandinas, analizada más arriba, constituye una prueba adicional en favor de esta afirmación.

Mecanismo de ascenso de los bloques. — El ascenso de los bloques se efectuó ya sea por 1) *vuelco* ó 2) *ascenso vertical*. Aunque en ambos casos el bloque está limitado por dos fallas, en el primero éstas son paralelas, mientras que en el segundo son antitéticas, o sea que inclinan en sentidos opuestos (fig. 1).

Las Sierras Pampeanas han sido, en su mayoría, formadas por vuelco de los bloques; hay, sin embargo, algunas de ellas ascendidas más o menos verticalmente por fallas antitéticas. Ejemplos de ello son los siguientes: sierra de Hualfín en su mitad sudoeste; sierra de Zapata, en un corto tramo al norte de la cuesta de Zapata; sierra de Sañogasta.

La sierra de Hualfín, en Catamarca (González Bonorino, 1950 *a*), posee una mitad nordeste con estructura asimétrica, en que el bloque aparece volcado hacia el noroeste, y una mitad sudoeste en cuyos flancos las capas terciarias indican contactos tectónicos (fig. 2). En el extremo sudoeste, donde el desplazamiento vertical del bloque ha sido menor, las capas, empujadas hacia arriba, lo rodean periclinalmente.

La sierra de Zapata presenta una estructura asimétrica, con vuelco hacia el oeste, en casi toda su extensión. Sin embargo, a corta distancia al sur de Talita de Arriba, al norte de la cuesta de Zapata, las capas terciarias se apoyan en posición vertical sobre la falda occidental, lo que

debe interpretarse como evidencia de fractura. El ascenso principal, no obstante, tuvo lugar del lado opuesto.

La sierra de Sañogasta, según observaciones del doctor de Alba, presenta en su parte más alta retazos de capas horizontales de Paganzo, indicando un ascenso vertical.

Muchas de las Sierras Pampeanas, entre las de tamaño moderado a

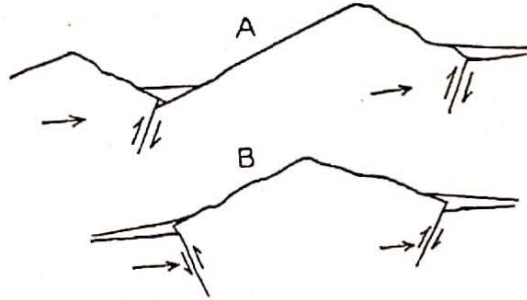


Fig. 1. — Diagrama que indica los dos tipos opuestos de estructura de bloque de las Sierras Pampeanas : A, asimétrica, con vuelco en un sentido; B, simétrica, con ascenso vertical.

pequeño, presentan una fuerte inclinación del bloque de basamento, que pasa en ciertos casos de 30 grados, según se deduce de la posición de la peneplanicie terciaria. Como ejemplos podemos mencionar las sierras de Capillitas, Hualfin (tramo norte), Zapata y El Fraile. Un vuelco semejante es en cierto modo difícil de explicar. Si las superficies de falla fueran rectas, el giro de los bloques debe originar espacios abiertos

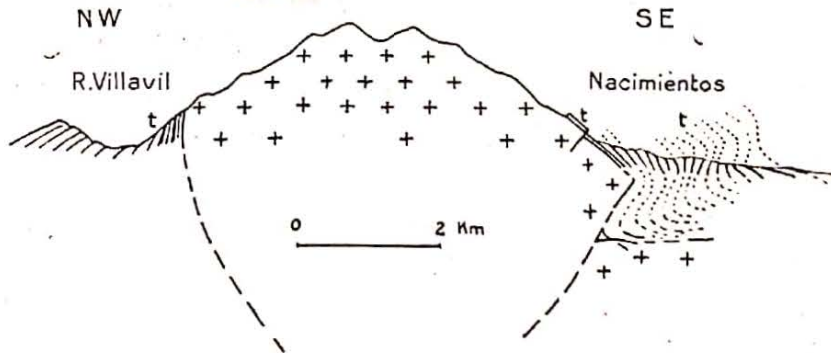


Fig. 2. — Corte esquemático de la sierra de Hualfin, mostrando la elevación del bloque por fallas antitéticas : t, Terciario

o grietas correspondientes al ángulo de giro. En el caso de bloques inclinados pocos grados, como ocurre generalmente en las sierras mayores, grietas así formadas podrían pasar inadvertidas, pero donde el vuelco alcanza a 20 o más grados, como en los casos mencionados, ellas debieron manifestarse en alguna forma, tanto más cuanto la posición de las fallas está perfectamente determinada por los estratos terciarios adosados al basamento. Está demás decir que señales de tales grietas o aberturas faltan en absoluto en los casos estudiados por nosotros, ni han sido mencionadas en la literatura.

Estas circunstancias pueden explicarse satisfactoriamente si supone-

mos que las fallas son superficies curvas con generatriz horizontal, de manera que su inclinación va disminuyendo hacia abajo (fig. 3). Esto permite al bloque elevarse a ambos lados de la fractura. El eje de giro se encontraría en el interior del bloque, en un lugar cuya posición depende de la curvatura de las superficies limitantes; durante la deformación, sin embargo, el bloque no solamente gira sino que es, además, elevado, como puede deducirse del análisis de la figura 3.

La suposición de que las superficies de falla tienden a hacerse horizontales con la profundidad, resulta lógica si consideramos que las fuerzas compresionales que originaron las Sierras Pampeanas fueron transmitidas preferentemente por la parte superior, rígida, de la corteza, o sea los primeros 10 ó 15 kilómetros; toda presión ejercida sobre las zonas más profundas es rápidamente absorbida por deformación plástica.

La parte superior de la corteza, por lo tanto, debe desplazarse sobre

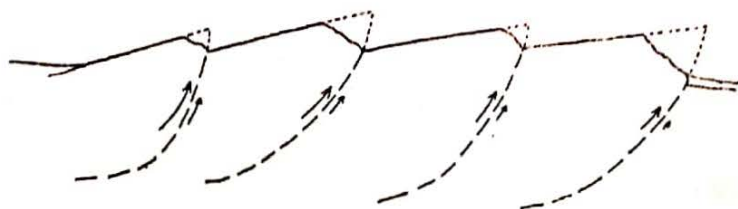


Fig. 3. — Diagrama ilustrando el modo de ascenso asimétrico de los bloques, mediante fallas curvas. La longitud de las flechas indica cualitativamente la relación entre la magnitud del desplazamiento absoluto de los bloques.

la inferior a lo largo de planos más o menos horizontales, sin más complicaciones que las que impone la mayor o menor heterogeneidad litológica de la zona de deslizamiento. Como el grado de plasticidad varía en esa zona de una manera continua, hay un cambio igualmente continuo de la componente principal del movimiento, de vertical en la parte superior a horizontal en la inferior.

Un rápido análisis demuestra que un conjunto de sierras paralelas con planos inclinados en un mismo sentido, y de anchura parecida, formado mediante este mecanismo de elevación y rotación, debe tener las siguientes características (fig. 3):

1. La altura media de los valles longitudinales asciende en el sentido en que va dirigida la fuerza (o en sentido inverso si se tratara de un bajo-corrimiento).

2. La inclinación de la peneplanicie disminuye en el mismo sentido.

Excepciones a esta regla son de esperar en los casos en que la anchura de los bloques, y o la curvatura de las fallas son muy desiguales.

Un buen ejemplo de este tipo de estructura es el grupo de sierras situado entre Tucumán y Catamarca, al sur de la sierra de Anconquiya (González Bonorino, 1947 b). Se trata de un grupo de 6 a 7 bloques de

de dimensiones similares, volcados hacia el este, en el que cada valle intermontáneo es más bajo que el inmediato del oeste y más alto que el del este. En cuanto a la inclinación de los bloques, aunque hay indicios de que se cumple la regla (la peneplanicie de la sierra de Narváez, por ejemplo, está más inclinada que la de Humaya, que está situada más al oeste), no hay datos suficientes para afirmarlo.

RELACIONES ENTRE LAS ESTRUCTURAS MODERNAS Y ANTIGUAS

Es sabido que en las Sierras Pampeanas el rumbo predominante de los esquistos es entre NNE-SSW y NNW-SSE. Este es esencialmente paralelo al de las fracturas terciarias que delimitan a los bloques. El control de los movimientos modernos por la estructura antigua parece evidente; sin embargo, esta coincidencia podría ser simplemente la expresión de la persistencia de la orientación del sistema de fuerzas, regido por causas geotectónicas fundamentales. Lo más probable es que ambas causas hayan contribuido a determinar la presente orientación de las fracturas.

Es evidente que donde no hay esquistos, o si los hay están en minoría respecto al granito, la posición de las fallas se deberá exclusivamente a la orientación de las fuerzas. Un ejemplo de la influencia de este último factor es la inflexión de las líneas tectónicas terciarias entre las Cumbres Calchaquíes y la sierra de Zapata (fig. 4). El borde de la Puna está limitado en esa parte por una falla de rumbo NE-SW, las causas de cuya orientación no nos es conocida. Las sierras que enfrentan la Puna a esa altura han sido elevadas por fallas paralelas a aquella: Anconquija, Capillitas, Ovejería, Belén, Hualfín y Las Cuevas. En esta región el granito predomina francamente sobre el esquisto.

El cerro El Durazno, situado al norte de Capillitas, al sudoeste del Campo del Arenal, constituye una excepción, pues está limitado del lado occidental por una serie de fallas norte-sur. Este es una especie de embrión de Sierra Pampeana, pues su ascenso ha sido reducido, tanto que su flanco oriental está totalmente cubierto por estratos terciarios. Examinando el basamento que aflora en la falda occidental, vemos que está formado por rocas graníticas gneisificadas y con fuerte foliación norte-sur (González Bonorino, 1950 a). La presencia de estos planos de debilidad explica la divergencia de la zona de la falla en cuestión con respecto a las demás. Se trata, pues, de un caso en que el control estructural ha modificado la resultante de las fuerzas aplicadas.

Otro aspecto a considerar en las relaciones entre la estructura antigua y moderna es la inclinación de las superficies de falla. Es bien conocido el hecho que algunos bloques de las Sierras Pampeanas incli-

nan hacia el este, mientras que otros lo hacen hacia el oeste. En general, puede decirse que la inclinación al este es característica de las sierras de la parte oriental, aunque las excepciones son numerosas. Inclinan al

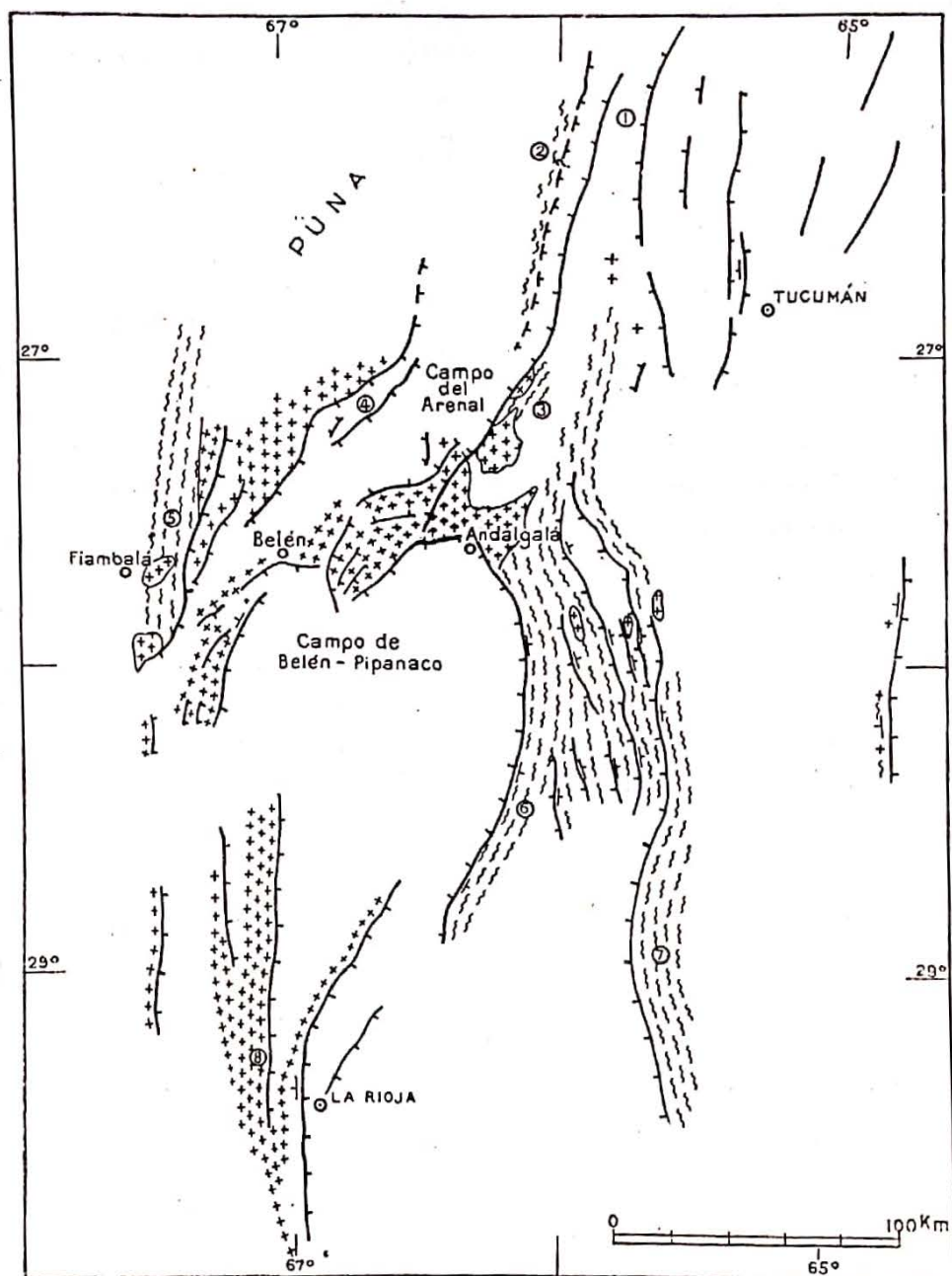


Fig. 4. — Bosquejo geológico-estructural de las Sierras Pampeanas septentrionales : 1, Cumbres Calchaquíes ; 2, Sierra del Cajón ; 3, Sierra de Anconquija ; 4, Sierra de Hualfín ; 5, Sierra de Fiambalá ; 6, Sierra de Ambato ; 7, Sierra de Ancasti ; 8, Sierra de Velasco. Referencias : cruces, granito ; virgulas, migmatitas. Las barbas en las fallas indican el labio inferior. El signo de rumbo y buzamiento se refiere a la esquistosidad o foliación de los esquistos y migmatitas.

este las siguientes sierras, entre las principales : Cumbres Calchaquíes, grupo del Anconquija y su continuación al sur hasta las sierras de Ambato y Ancasti, y sierras de Córdoba en general. Entre las sierras orientales con inclinación al oeste, se cuentan las situadas al este de las

Cumbres Calchaquíes (San Javier, Lules), y la de Guasayán. Las primeras continúan la estructura de las sierras Subandinas situadas sobre el mismo meridiano : cerro Cámara, Carahuasi.

Las principales sierras con inclinación al oeste son : Fiambalá, Belén, Zapata, Copacabana, Paimán-Chilecito (?), Velazco, Los Llanos, Ulapes

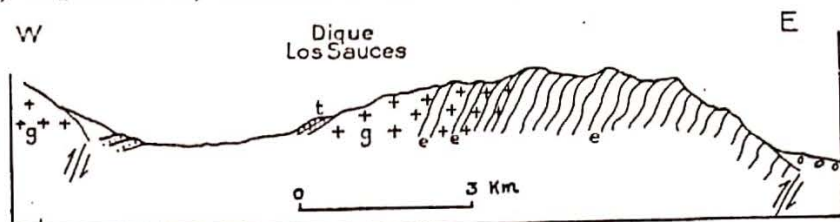


Fig. 5. — Perfil esquemático de la parte oriental de la sierra de Velazco, a lo largo del río Los Sauces, demostrando la relación entre la falla y la inclinación de la esquistosidad : g, granito ; e, esquistos ; t, Terciario.

y Chepes. El ascenso de la sierra de Famatima, lo mismo que la de Villa Unión, se debe principalmente a un vuelco hacia el este.

De acuerdo con lo dicho más arriba referente al carácter inverso de las fallas, es evidente que la inclinación de estas últimas será en el mismo sentido que el del bloque. Ahora bien, el análisis de la posición de los planos de esquistosidad de las rocas metamórficas que constituyen total a parcialmente algunas de las sierras, revela una estrecha coincidencia entre la inclinación de las fallas y la de los planos de esquistosidad,

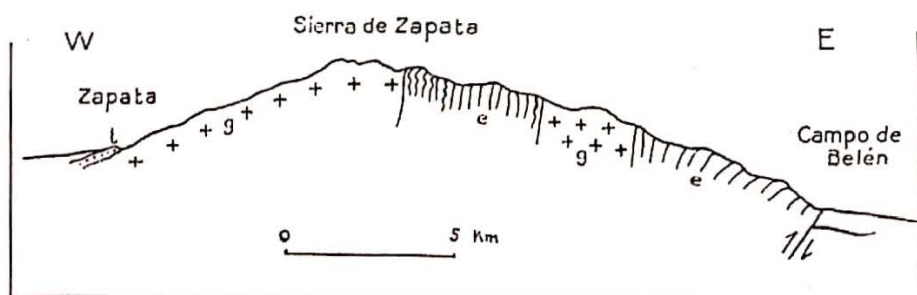


Fig. 6. — Perfil esquemático de la sierra Zapata, desde algo al sud de la cuesta de Zapata hasta el Km 48 del camino a Cerro Negro. Muestra la posición de la falla con respecto a la inclinación de los esquistos.

lo cual hace pensar de inmediato en un control estructural de las primeras por los segundos.

Las sierras donde hemos observado esta coincidencia son las siguientes : San Javier, Santa Ana, Escaba, Narvárez, Balcozna, Potrerillo, Los Llanos (Tucumán), Humaya, Ambato, Velazco (fig. 5), Zapata (fig. 6), Sierra Grande (Córdoba).

De los datos proporcionados por distintos autores, se puede comprobar la misma relación en las sierras de Guasayán (Beder, 1928), en las sierras de Potrero Alto (Famatina) y de Villa Unión (comunicación verbal del doctor de Alba), en las sierras del centro-sur de Salta (observaciones inéditas del doctor Ruiz Huidobro), y en varias de las sierras de Córdoba.

Hay sierras en que la inclinación de los esquistos es vertical o variable, o en que el rumbo es perpendicular a la falla; en estos casos no debe esperarse control estructural ninguno. Lo mismo puede decirse de los casos en que los esquistos constituyen sólo una pequeña porción del bloque. También puede ocurrir que la esquistosidad cambie en profundidad. Todas estas posibilidades deben tenerse en cuenta para interpretar las excepciones a la regla enunciada.

Estructura interna del basamento de las Sierras Pampeanas. — Los esquistos que forman el basamento presentan ambos tipos de esquistosidad: paralela a la estratificación, y oblicua o de plano axial. La segunda es la predominante; en áreas muy deformadas — es decir, plegadas — y / o en las de mayor metamorfismo, es casi seguro encontrar esquistosi-

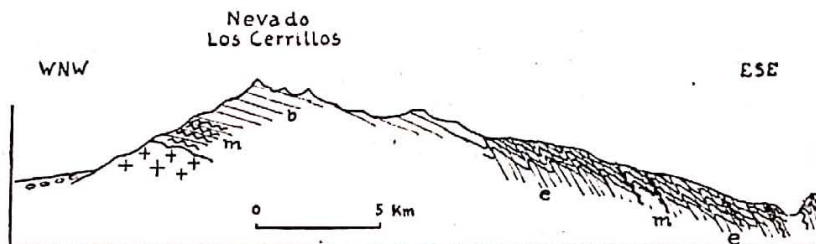


Fig. 7. — Perfil esquemático de la sierra de Anconquija: e, esquistosidad de plano axial; b, esquistosidad y estratificación; m, migmatitas

dad de plano axial, aunque frecuentemente sucede que la estratificación no es reconocible.

En las Cumbres Calchaquíes y demás sierras salto-tucumanas, los esquistos semimetamórficos, generalmente plegados en apretados pliegues de escasa magnitud, muestran esquistosidad de plano axial bien marcada, al menos en su parte central y oriental. En la sierra de Anconquija y su continuación al sur, el borde occidental, poco plegado, presenta esquistosidad paralela a la estratificación, mientras que en las zonas central y oriental predomina el tipo oblicuo (fig. 7). Estas relaciones se explican de la siguiente manera:

Donde la deformación es escasa, la esquistosidad resulta de la reorientación mimética, que recalca la orientación original de la mica especialmente. Hacia el este interviene el factor inyección magmática, abundante en la falda oriental de la sierra de Anconquija y su prolongación al sur: ella provoca un «ablandamiento» de las rocas, de tal manera que, aunque la compresión no fuera mayor que en el oeste, la plasticidad facilita la reorientación de los planos de esquistosidad. Por ello es que la deformación y metamorfismo, sobre todo ígneo, tienen un efecto análogo en la formación de esquistosidad de plano axial.

LOS CUERPOS GRANÍTICOS

El granito forma por lo menos 50 % del basamento de las Sierras Pampeanas. Se presenta en cuerpos cuyas dimensiones varían entre la de extensos batolitos y delgados filones; la mayor parte corresponde, naturalmente, a los primeros.

Los distintos cuerpos no han sido emplazados a un mismo tiempo, aunque sí en un mismo ciclo magmático. Dado que en algunos lugares — en la Precordillera y en la Puna, por ejemplo — existen cuerpos que pertenecen seguramente a ciclos distintos, es forzoso suponer que los mismos atraviesan también el basamento. Su presencia en las Sierras Pampeanas ha sido supuesta por algunos autores (por ejemplo, Penck, 1920), aunque no demostrada. Esta comprobación es, sin embargo, muy difícil o aun imposible, al menos sin un estudio petrológico detallado. Nuestras investigaciones en las Sierras Pampeanas de Catamarca nos han llevado a la conclusión que expresamos al comienzo del párrafo, la que, aunque aplicable estrictamente a esa región, puede hacerse extensiva con escaso margen de error al resto de las Sierras Pampeanas. Ellas nos han demostrado, asimismo, la existencia de algunos cuerpos más antiguos que el resto, aunque nos inclinamos a considerarlos todavía dentro del mismo ciclo.

Distinguiremos las siguientes clases de cuerpos, en orden creciente de edad, y de acuerdo con su relación con los movimientos tectónicos, indicando al mismo tiempo la forma más frecuente de presentarse:

- Cuerpos apotectónicos (discordantes; batolitos y stocks)
- Cuerpos leptotectónicos ¹ (en general pequeños, parcialmente concordantes)
- Cuerpos sintectónicos (lenticulares y concordantes, en general pequeños)
- Cuerpos pretectónicos (forma y tamaño variables, preferentemente lenticulares y concordantes)

1) *Cuerpos pretectónicos.* — Estos se caracterizan por su textura gnéissica, en partes milonítica. Como ejemplos citaremos algunos de los cuerpos de las sierras de Humaya y Narvéez (González Bonorino, 1947), de forma lenticular y tamaño variable entre varios kilómetros y pocos metros. La foliación secundaria es paralela a la longitud del cuerpo y a la esquistosidad de las rocas metamórficas que forman la caja. Otro caso es el ortogneis que constituye el extremo sur de la sierra de Fiambalá

¹ Término que introducimos por primera vez aquí para designar los cuerpos formados bajo una débil influencia de las presiones tectónicas.

y la Puntilla de Copacabana, al norte y al sur de Tinogasta, respectivamente.

2) *Cuerpos sintectónicos*. — Estos cuerpos son numerosos y ligados, espacial y genéticamente, con las zonas de migmatización. Se les encuentra, por lo tanto, en la falda oriental de la sierra de Anconquija y su continuación al sur hasta las sierras de Ambato y Ancasti, y en la sierra de Fiambalá (donde fueron agrupados bajo el nombre de Granito I por Penck, 1920). Se trata de cuerpos relativamente pequeños, lenticulares y paralelos a la foliación de los esquistos y migmatitas asociadas; su composición varía entre tonalítica y granodiorítica, alcanzando raramente a granítica. En el área oriental hay cuerpos transicionales entre éstos y los pretectónicos.

La formación de estos cuerpos coincidió con — y fué facilitada por — el momento climáxico de los movimientos tectónicos.

3) *Cuerpos leptotectónicos*. — Son intermedios entre los anteriores y los apotectónicos. Se distinguen por poseer caracteres de transición, como ser la parcial concordancia de sus contactos y su textura (González Bonorino, 1947). Son cuerpos de dimensiones moderadas, generalmente ovales, con su eje mayor paralelo a la esquistosidad. Su emplazamiento tuvo lugar cuando la influencia de la tectónica se desvanecía. Los cuerpos de Los Pinos y de San Ignacio, cerca de Balcozna, Catamarca, son ejemplos de este tipo de cuerpo. El batolito de Achala, en la sierra Grande de Córdoba, podría ser quizá clasificado también entre los cuerpos leptotectónicos.

4) *Cuerpos apotectónicos*. — Estos comprenden los batolitos y stocks discordantes, de forma irregular o, al menos, incontrolada por la deformación. El batolito más extenso es quizá el del centro-norte de Catamarca, que abarca desde el borde austral de la Puna hasta por lo menos la sierra de Velazco, y probablemente más al sur, y desde Fiambalá y Copacabana hasta el Anconquija (fig. 4). Claro está que hay extensas áreas cubiertas dentro de esta región, de las cuales la composición del basamento no conocemos. Entre los cuerpos satélites se cuentan los del Anconquija (González Bonorino, 1949 a, 1949 b), y los de la sierra de Fiambalá (Penck, 1920; González Bonorino, 1950 b).

Los criterios utilizados en esta clasificación tienen en cuenta a la vez el ascenso del magma hasta su posición final, y su cristalización. En los cuerpos pretectónicos, ascenso y consolidación precedieron a la deformación más intensa. En los sintectónicos, el ascenso coincidió con esta última, pero la cristalización se produjo cuando la deformación decrecía rápidamente. En los leptotectónicos, las fuerzas tectónicas provocaron el ascenso inicial del cuerpo, pero su emplazamiento final se cumplió en un ambiente sin deformaciones. Los apotectónicos, finalmente, ascendieron y consolidaron en un ambiente tectónicamente tranquilo. Está demás

decir que entre estos tipos de cuerpos graníticos se encuentran todas las transiciones.

LA TEXTURA PORFIROIDE EN EL GRANITO BATOLÍTICO

Entre los muchos problemas petrológicos que presentan las Sierras Pampeanas, uno de los más importantes es el del origen de la textura porfiroide que caracteriza a la mayor parte del área granítica.

La textura porfiroide, originada por el desarrollo excepcional de los cristales de micropertita, es muy común en las áreas graníticas de todo el mundo, y su génesis es objeto de discusiones y polémicas. Es sabido que ella no puede ser explicada recurriendo, como en el caso de las rocas volcánicas, al criterio del idiomorfismo, según el cual el mayor tamaño y la forma eudral indican cristalización temprana. Suponer que micropertita ha sido la primera en formarse sería caer en contradicción con las conclusiones generales derivadas de un gran número de observaciones petrográficas, y con los estudios experimentales de alta temperatura. Estos últimos demuestran que, para que el feldespató pueda cristalizar primero en una mezcla de silicatos, debe existir en proporción muchísimo mayor que la que se encuentra en los magmas graníticos. El origen primigenio de los fenocristales de micropertita debe quedar, pues, descartado.

La formación de porfiroblastos de feldespató alcalino en esquistos vecinos a cuerpos graníticos, los que en muchos casos son prácticamente idénticos a los del propio granito, ha movido a algunos autores a considerar a estos últimos, lo mismo que los demás componentes del granito, como originados por metasomatismo (ver, por ejemplo, Read, 1948, p. 13). Los esquistos con porfiroblastos vendrían a representar, por lo tanto, una etapa previa en la formación del granito. Esta hipótesis constituye la parte esencial de la teoría «granitizacionista», muy en boga en estos días, la que, como es sabido, niega en general la participación del magma en la formación de granitos.

Una distinta posición ha sido adoptada por Walker y Mathias (1947), al estudiar el clásico contacto del granito de Cape Town, Sudáfrica. Estos autores consideran que si bien el granito es esencialmente magmático, los fenocristales de micropertita fueron formados en una etapa posterior a su emplazamiento, por acción de soluciones metasomatizantes potásicas que al mismo tiempo feldespatizaron la roca de caja.

La confrontación de los elementos de juicio disponibles permite establecer las siguientes premisas :

1) Los fenocristales de microlino pertítico no han adquirido su forma y tamaño por cristalización temprana, sino que, por el contrario, son de los últimos en terminar de cristalizar.

2) El microlino puede crecer, y adquirir idiomorfismo, en una masa casi totalmente cristalina.

3) La textura porfiroide en los granitos, por lo tanto, es desarrollada cuando por lo menos la mayor parte de la roca se encuentra ya en estado sólido.

Es nuestra opinión, que no fundamentaremos aquí por ser para ello necesaria una argumentación más extensa que la que correspondería a este trabajo, que las relaciones petrológicas y estructurales de los granitos de las Sierras Pampeanas no apoyan la hipótesis de un origen metasomático, y que la teoría magmática, debidamente interpretada y modificada, sigue siendo la más aceptable de las hipótesis sobre la formación de los grandes cuerpos graníticos. Por otra parte, la explicación de Walker y Mathias no explica por qué, si las soluciones feldespatizantes eran independientes del granito, la feldespatización fué tan homogénea en éste y tan heterogénea en los esquistos vecinos, tanto que, en realidad, faltan en la mayoría de los contactos. Debemos llegar forzosamente a la conclusión que *los líquidos responsables de los fenocristales proceden directamente del magma en consolidación, y que eran soluciones residuales que al cristalizar dieron su forma definitiva y característica a los individuos de feldespato, que ya habían comenzado a formarse al promover la consolidación de la roca.*

Una pequeña parte de ese magma residual, al escapar e introducirse en la roca de caja, puede originar allí meta-cristales similares a los fenocristales del granito.

METAMORFISMO EN LAS SIERRAS PAMPEANAS

El grado de transformación evidenciado por los esquistos de las Sierras Pampeanas es una demostración más de la estrecha dependencia entre metamorfismo e invasión magmática. De esta última, hay que distinguir entre intrusión batolítica e inyección magmática.

Los esquistos del norte y noreste de Tucumán son, dentro de las Sierras Pampeanas, los que presentan menor metamorfismo, el que disminuye todavía hacia el norte. En aquella parte se encuentran pizarras filíticas más o menos arenosas hasta grauváquicas finas, pertenecientes a la subfacies ¹ de clorita-muscovita (Turner) de la facies de « esquistos verdes » (Eskola), pero ya a la altura de la ciudad de Tucumán o de Lules pasan rápidamente a la subfacies biotita-clorita, que representa un grado un poco más elevado. La asociación característica es clorita-muscovita (sericita)-biotita. Antes de llegar a Tafi del Valle desaparece

¹ Para información sobre la teoría y la clasificación de facies, véase P. ESKOLA, *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 1920 y F. J. TURNER, *Memoir 30, Geol. Soc. Amer.*, 1948.

la clorita, entrándose en una asociación de biotita-muscovita-oligoclasa, que pertenece a la facies de «anfibolita epidótica». En la sierra de Guasayán se encuentra este mismo pasaje de N a S (Beder, 1928). Es ésta el área de los característicos esquistos listados (Rasmuss) o bandeados, que se extienden hasta las sierras de Ancasti y de Guasayán (Beder, *loc. cit.*).

Estas filitas cuarzosas consisten en bandas cuarzosas y micáceas alternadas (González Bonorino, 1947), cuyo espesor es comúnmente de 3 a 4 mm las primeras y 2 a 3 las segundas.

Es interesante hacer notar que este bandeo, tan conspicuo en las áreas francamente metamórficas, es perfectamente identificable más al norte, en las pizarras y pizarras filíticas, aunque es poco notable (comp. Beder, 1928, p. 14). Esto demuestra que no se trata de un caso de diferenciación metamórfica. La recrystalización y el aumento del grano ha remarcado las diferencias *originales* entre las bandas.

El rápido aumento del metamorfismo entre las Cumbres Calchaquies y el Anconquija, coincide con la aparición de pequeños cuerpos graníticos, que comienzan en la parte sur de las primeras y se vuelven más numerosos en Tafí del Valle y alrededores. La influencia de estos cuerpos ígneos sobre el grado de transformación es obvio. Sin ellos, la transformación no hubiera podido pasar del estado de pizarra filítica, alcanzando difícilmente la subfacies de biotita-clorita. Gracias al calor proporcionado por las intrusiones batolíticas y sus satélites, los esquistos, en cambio, llegaron a la facies de «anfibolita epidótica», que en general corresponde a la condición textural de filita.

Análogamente, podemos decir que sin el concurso de la inyección magmática el metamorfismo no hubiera, a su vez, pasado de este último estado, y por lo tanto no hubiera alcanzado la facies de «anfibolita» que presenta en gran parte de las Sierras Pampeanas, especialmente en las australes. Aclararemos en seguida esta idea.

Si analizamos los contactos de los cuerpos batolíticos y sus satélites, en los lugares donde no existe inyección magmática, comprobamos que los esquistos han llegado al estado de pizarras filíticas, o de filitas, nunca al de micacitas (facies de «anfibolita»). A éstas se las encuentra siempre asociadas con migmatización, en forma de venas cuarzo-feldespáticas, las que, sin embargo, pueden ser relativamente espaciadas y no llegar a destruir su aspecto micacítico original. Que la pura acción térmica del calor de conducción del granito batolítico tiene un efecto limitado sobre el grado de metamorfismo, es evidenciado claramente por ciertas áreas de esquistos incluídas en el gran batolito de Belén-Capillitas, como la de Ampujaco, en Amanao (González Bonorino, 1945, 1950a), y la de Belén (González Bonorino, 1950). En ellas encontramos, hasta el mismo contacto, filitas pizarrosas que están en el límite entre las facies

de esquistos verdes y de anfibolita epidótica. Gran parte del área de Belén, sin embargo, está formada por filitas propias de esta última facies, en partes con granate.

Otro ejemplo instructivo son los esquistos del Anconquiya (González Bonorino, 1949 *a*, 1949 *b*), que en el contacto con los cuerpos graníticos son filitas cuarzosas de grano fino. En los lugares cercanos al contacto, en la falda occidental de la sierra, hay una zona de inyección en las que las venas graníticas se hallan alojadas en micacitas cuarzosas.

En el contacto que pasa por la entrada de la quebrada de La Chilca, al SE de Andalgalá, los esquistos poseen un metamorfismo relativamente elevado, el más alto quizá de las rocas de la región no afectadas por migmatización, pues llegan al límite entre filita y micacita, dentro de la parte alta de la facies de «anfibolita epidótica». En estos esquistos hay sin embargo filones aplíticos y numerosas venas cuarzosas, que pueden explicar esta condición.

Cuando dentro de un área de filitas se encuentra una zona de migmatización, se nota que aquéllas han sido transformadas, por aumento del grano, en micacitas, al menos en el contacto mismo de las venas. Resulta así que el grado de metamorfismo más avanzado lo encontramos en las zonas migmatíticas, y no en el contacto con el granito batolítico. La explicación es sencilla. En primer lugar, el magma postectónico posee, al emplazarse, una temperatura relativamente baja, estando ya parcialmente cristalizado. En segundo lugar, este magma es de por sí pobre en fundentes o volátiles, que tienen un efecto tan marcado al favorecer la recrystalización de las rocas en que penetran. Lo contrario ocurre durante la migmatización; la penetración y el contacto íntimo de las soluciones magmáticas con el esquisto acelera la transformación.

El pasaje de la facies de anfibolita epidótica a la de anfibolita (que corresponde generalmente al de filita a micacita en el orden textural), que como acabamos de decir ocurre casi siempre con la ayuda de inyección magmática, se realiza en muchos casos con obliteración de la textura bandeada, propia de los esquistos de gran parte de las Sierras Pampeanas septentrionales. Ello se debe a la transposición de planos, ya iniciada en el estado pizarra o filita; la esquistosidad, oblicua con respecto a la estratificación bandeada, se hace tan marcada y la recrystalización tan intensa, que la destruye más o menos completamente. Esto es lo que ha ocurrido en la mayor parte de los esquistos de la Hoja Villa Alberdi (González Bonorino, 1947) y su prolongación al sur. Ello significa que en áreas micacíticas o gnéisicas, como las que abundan en las sierras de Córdoba y San Luis, la textura original puede muy bien haber sido bandeada, sin que ahora podamos reconocerlo. En la Hoja Villa Alberdi, sin embargo, se conservan pequeñas áreas — algunos centímetros cuadrados — en que aun se observa el bandeo.

Algunas consideraciones generales sobre el metamorfismo regional. — Los esquistos de las Sierras Pampeanas son típicos productos de lo que ordinariamente se llama metamorfismo regional. Este último es usualmente definido como aquel en que intervienen simultáneamente la temperatura y la deformación. La temperatura es proporcionada — salvo en las áreas migmatíticas — principalmente por los cuerpos batolíticos y sus satélites, según acabamos de ver.

Por otra parte, hemos explicado más arriba que algunos de los cuerpos graníticos, en verdad los mayores, se han emplazado y han terminado de cristalizar cuando la deformación había prácticamente dejado de actuar.

Ello representaría aparentemente una contradicción con el expresado concepto del metamorfismo regional. La verdad es, sin embargo, que en la mayoría de los esquistos, la última etapa de la transformación metamórfica es exclusivamente térmica — dejando de lado, para simplificar, las infaltables soluciones intergranulares que tan activamente actúan en la recristalización y en la reconstitución de las rocas.

Se preguntará por qué, entonces, no resultan de esta manera rocas hornfelsicas y demás tipos propios del metamorfismo térmico. La respuesta es que la recristalización, en esa etapa, es esencialmente *mimética*, o sea que tiende a conservar la orientación de los componentes, entre ellos la mica. Una pizarra se transforma, por acción del calor, en una filita, y ésta en una micacita, pero nunca en un hornfels. Para la formación de este último tipo de roca se requiere un material cuyos componentes no presenten una orientación dimensional muy definida, lo que ocurre con arcillitas y limolitas que no han sufrido deformación penetrante. Por esta razón no se encuentra casi nunca rocas hornfelsicas más antiguas que el Paleozoico; ellas corresponden a niveles superficiales y poco deformados, que difícilmente se conservan en el Precámbrico.

La formación de gneises. — En las Sierras Pampeanas, como en todos los ambientes cristalinos del mundo, los gneises tienen esencialmente dos orígenes: 1) deformación de rocas ígneas, especialmente graníticas, y 2) inyección magmática. En otras palabras, en más del 99 por ciento de los casos se trata ya de ortogneis, ya de gneis de inyección. La formación de (para-) gneises por metamorfismo sin aporte magmático, por simple reconstitución de una roca sedimentaria, no es más que una posibilidad teórica, rara vez observada, y, en el mejor de los casos, sin alcance regional.

Varios autores han señalado que durante el metamorfismo regional progresivo hay un cambio en la composición química de las rocas, débil al principio, rápido en las etapas más avanzadas. Ello es demostrado en los estudios estadísticos de Lapadu-Hargues (1945). Se trata nada más

que de la expresión del hecho que ningún metamorfismo regional medianamente intenso puede cumplirse sin el calor aportado por las invasiones magmáticas, de las cuales necesariamente se escapan emanaciones o soluciones que incorporan a las rocas elementos que modifican su constitución química y mineralógica.

Ambos tipos de gneis — ortogneis y gneis sintético o de inyección — son abundantes en las Sierras Pampeanas, pero el segundo abarca mayor extensión, pues forma la parte principal de los complejos de inyección.

Lo dicho se refiere a los gneises de textura típica, o sea con lentes de minerales sálicos y bandas ondulantes de mica. No hemos tenido en cuenta, por lo tanto, esquistos bandeados, con bandas regulares, que pueden ser el resultado de la simple recristalización de rocas sedimentarias, como hemos explicado más arriba al hablar de los esquistos bandeados del noroeste, y que a veces se incluyen impropriamente bajo la denominación de gneis.

Las zonas de migmatización. — A ambos lados del gran batolito de Catamarca-La Rioja (fig. 4) se extienden fajas donde la inyección magmática ha transformado los esquistos en gneises, arteritas y demás formas propias de las áreas migmatíticas.

La zona oriental se extiende al este hasta la sierra de Guasayán (Beder, 1928), o sea que alcanza a por lo menos 100 km de ancho. Hacia al sur abarca hasta las sierras de Ambato y Ancasti, y presumiblemente se liga con las áreas análogas de la provincia de Córdoba.

La faja occidental tiene un desarrollo bastante menor, pues comprende la parte central de la sierra de Fiambalá, o sea lo que Penck (1920) llamó «Zentralgneis». Esta faja se extiende hasta la región de la Hoja Laguna Helada, al norte del paralelo 27°. Su ancho es de unos 10 ó 15 km, aumentando de sur a norte.

En ambos complejos predomina el tipo de inyección venoso, que da origen a gneises *lit-par-lit* o arteritas idénticas a las que se encuentran en la mayoría de los complejos migmatíticos del mundo. Existen dos clases principales de venas: 1) unas de grano más bien fino y homogéneo, espesor constante, con oligoclasa y cuarzo como componentes esenciales o casi exclusivos; 2) otras de aspecto algo pegmatítico, de grano y espesor cambiantes, en las que el microclino es un componente principal, en detrimento de la oligoclasa y el cuarzo. Estas últimas venas forman migmatitas de textura irregular, con caprichosas contorsiones. Ambas clases de venas se encuentran asociadas, existiendo también tipos transicionales; las primeras son, en general, más abundantes.

En las zonas marginales de ambos complejos se observa una forma de inyección muy característica, constituída por nódulos pequeños de feldespatos, acompañados por otros de cuarzo, menos visibles.

Petrologicamente, estos dos complejos se diferencian entre sí porque mientras el oriental es predominantemente sódico, en el occidental el potasio es al menos tan abundante como el sodio. Mientras en el este los nódulos son casi exclusivamente de oligoclasa, en el oeste están formados por feldespato potásico.

Se conocen, además, otras zonas de inyección en las sierras de Uman-go (Hausen, 1921), Córdoba, San Luis y otras. A ambos lados del batolito de Achala, por ejemplo, hay sendas fajas de inyección, cuya intensidad disminuye al alejarse del granito.

Dentro de las zonas de inyección se encuentran generalmente los cuerpos sintectónicos, muchos de ellos tonalíticos y con frecuencia algo gneisificados, a los que ya nos hemos referido. Estos se formaron contemporáneamente con la inyección.

La formación de rocas de mezcla, inyectadas o migmatíticas, como quiera llamárselas, no requiere necesariamente condiciones extraordinarias de profundidad y temperatura. El principal factor es la presencia de un magma relativamente — aunque no excepcionalmente — rico en volátiles, a temperatura bastante alta para que se encuentre totalmente líquido, en un ambiente de deformación tectónica que lo « exprima » hacia arriba aprovechando los planos de esquistosidad. La inyección puede así alcanzar a niveles relativamente superficiales, variando su intensidad de un lugar a otro, de acuerdo, sobre todo, con la disponibilidad de magma migmatizante. Es bueno tener este hecho presente cuando se quiere relacionar el grado de transformación de los esquistos con su edad, como veremos a continuación.

ESTRATIGRAFÍA DEL PRECÁMBRICO

Todo ensayo de estratificación de las rocas metamórficas de las Sierras Pampeanas tropieza con grandes dificultades, de las cuales las más importantes son :

1) *Imposibilidad de distinguir el techo del piso, por desaparición de las características sedimentarias originales.* — En realidad, en las áreas menos metamórficas del norte de Tucumán y de Salta ello sería posible, si no fuera que los sedimentos originales — típicamente « geosinclinales » — carecen en general de texturas tales como « ripple-marks », estratificación diagonal, y otras que se emplean corrientemente con ese fin. En los estratos más arenosos podría quizás aplicarse el criterio del « graded bedding », lo que requeriría estudios minuciosos.

2) *Destrucción de la estratificación primitiva.* — De acuerdo con lo dicho en secciones anteriores, en las áreas más metamórficas es imposible utilizar la esquistosidad de los gneises y micacitas para la estrati-

grafía, ya que en general no es paralela a la estratificación, y ésta es casi siempre irreconocible. En filitas es posible a veces reconocer esta última, aunque no en todos los lugares.

3) *Un mayor grado de metamorfismo no significa necesariamente una posición estratigráfica inferior.* — Esto vale especialmente para los casos de migmatización.

Una demostración de los errores en que puede caerse por no tener en cuenta estas circunstancias, es el ensayo estratigráfico hecho por Rasmuss (1918) (ver también Bonarelli y Pastore, 1918, y Windhausen, 1931, p. 52).

Este autor ha distinguido, en la región del Anconquiya, una sucesión que, en orden de edad creciente, comprende las siguientes formaciones: 1) Areniscas cuarcíticas del Cámbrico; 2) Esquistos precámbricos; 3) Esquistos conglomerádicos; 4) Micaesquistos bandeados y «Gneis de Suncho»; 5) «Gneis de Piscoyacu» y Gneis granitoide. Entre 1) y 2) se interpondría el plegamiento hurónico.

Nuestras observaciones (González Bonorino, 1947, 1949 a, 1949 b) demuestran lo siguiente: a) En la sierra de Anconquiya no existen areniscas cuarcíticas sino cuarcitas micáceas o filitas cuarzosas, alternando con filitas, en la parte alta de la sierra. Ellas no están separadas por ninguna clase de discordancia del resto de las rocas metamórficas de la región; b) Los llamados «esquistos conglomerádicos» son filitas cuarzosas con nódulos de feldespato, formados por inyección magnética, y no poseen por lo tanto ningún valor estratigráfico; c) El llamado «gneis de Suncho» está formado por filitas cuarzosas, en parte bandeadas y en parte con el bandeo destruido por la esquistosidad transversal, cruzadas por venas más o menos aisladas de cuarzo y feldespato. El «gneis de Piscoyacu» es un esquisto con venas graníticas *lit-par-lit*. Este último, como se puede comprobar fácilmente, resulta de la migmatización de los esquistos llamados «gneis de Suncho» por Rasmuss, y por lo tanto no puede haber ninguna relación estratigráfica entre ambos. El llamado «gneis granitoide» es un estado más avanzado de migmatización que el de «Piscoyacu»; d) El «gneis de Piscoyacu», el «granitoide», el de «Suncho» y los «esquistos conglomerádicos», representan, por lo tanto, distintas formas de inyección, que no tienen una posición estratigráfica definida: en realidad, ellas se alternan entre sí. En un perfil transversal del complejo metamórfico a la altura de la quebrada de La Chilca (paralelo 27°45'), se encuentran de oeste a este, suponiendo que los estratos no hayan sido volcados, niveles cada vez más altos. La inclinación de los mismos es de unos 45° al este. La sucesión comienza con filitas micacíticas cuarzosas sin o con poca inyección, lo que corresponde por su litología al «gneis de Suncho». Todavía debajo de éstas vendrían a estar, en perfecta concordancia, las cuarcitas micáceas

oscuras y filitas del filo de la sierra de Anconquiya. En la parte alta de la quebrada aparecen en los esquistos nódulos feldespáticos, o sea los «esquistos conglomerádicos» de Rassmuss, y se pasa en seguida a la zona de migmatitas (« gneis de Piscoyacu », « gneis granitoide »).

En esta última zona, la esquistosidad corta oblicuamente a la estratificación, siendo ésta última casi irreconocible. Ella parece, sin embargo, mantener su inclinación general hacia el este, según se comprueba en la estrecha faja de escasa inyección que sigue el valle de Singuil, donde volvemos a encontrar esquistos del tipo « gneis de Suncho ». Hacia el este, en la sierra de Narváz y siguientes, volvemos a encontrar arteritas (« Gneis de Piscoyacu »), siendo imposible saber si en esa dirección se asciende o se descende en el sentido stratigráfico, ya que la estratificación vuelve a desaparecer. Probablemente, en estas zonas migmatíticas las capas han sido fuertemente replegadas en pliegues pequeños. En estas condiciones, por lo tanto, resulta imposible estudiar las relaciones stratigráficas.

En este perfil encontramos, pues, que las capas más antiguas poseen un grado de migmatización menor que otras más jóvenes, y que los distintos tipos litológicos se repiten sin regla aparente, debido a la distribución particular de la inyección.

Las características litológicas de los esquistos de las Sierras Pampeanas catamarqueñas, desde Fiambalá hasta Guasayán, permiten afirmar que constituyen un solo y único complejo, sin discordancias internas.

ALGUNAS CUESTIONES DE CRONOLOGÍA

¿ Hay, en las Sierras Pampeanas, elementos metamórficos de edad paleozoica, afectados por el granito batolítico ? ¿ Existen en ellos cuerpos graníticos de edades radicalmente distintas (prepaleozoica y paleozoica), y qué desarrollo tienen unos y otros ?

Existen las siguientes probabilidades : 1) los esquistos y los granitos son todos pre-paleozoicos ; 2) los esquistos son prepaleozoicos, mientras los granitos son todos paleozoicos ; 3) esquistos y granitos son todos paleozoicos ; 4 y 5) parte de los esquistos son precámbricos, parte paleozoicos, mientras que los granitos son todos, o en parte, paleozoicos. Casi todas estas alternativas han sido sostenidas por alguno u otro autor.

Los estudios regionales demuestran (González Bonorino, 1947 a, 1947 b, 1949) que el complejo de rocas semipelíticas poco metamorfizadas de Salta y Jujuy, sobre las que se apoyan en discordancia angular sedimentos infrapaleozoicos, se continúan hacia el sur, a través de las Cumbres Calchaquíes, en los esquistos de la sierra de Anconquiya ; de éstos se puede pasar sin interrupción a toda el área metamórfica del

sudeste de la provincia de Catamarca ¹. Tampoco en las sierras de Córdoba y San Luis ha sido posible distinguir más de un complejo metamórfico. Diferencias en el rumbo de los esquistos de lugares más o menos próximos no constituyen, por supuesto, prueba de discordancia, y ni siquiera la sugieren, si no va acompañada de un cambio correspondiente en la litología.

Penck (1920) señala la existencia de rocas paleozoicas en el área de la Hoja 12 c, en el borde de la Puna. Los estudios efectuados por Ruiz Huidobro en dicha Hoja, y por nosotros en la Hoja 13 c, no confirman esta idea. El aspecto diferente de algunas fajas metamórficas se debe a las variaciones en la inyección magmática.

Las supuestas cuarcitas cámbricas de la región del Anconquija (Rasmuss, 1918), son, como hemos dicho al referirnos a la estratigrafía, cuarcitas filíticas de origen grauváquico, que alternando con filitas constituyen la parte inferior del complejo metamórfico que forma el cuerpo principal de la sierra, parcialmente migmatizado. Su edad cámbrica queda, por lo tanto, descartada.

En la sierra de Famatina se conocen, desde los estudios de Bodenbender, rocas paleozoicas fosilíferas, separadas del granito por fracturas. Aunque en partes dichas rocas pueden presentar algún metamorfismo, éste es aparentemente menor que el que debiera esperarse si perteneciera de la caja del batolito de la sierra. El problema de la edad de este granito, sin embargo, está en pie aún (ver nota al pie de pág. 4).

En la parte septentrional de la sierra, así como en su continuación — sierra de Narvéz — hay cuerpos más pequeños, de probada edad post-paleozoica (Penck, 1920), que atraviesan el Paganzo. No sería imposible, por lo tanto, que aquél se hubiera formado en la misma época.

Hasta el momento, no ha sido producida ninguna prueba fehaciente de la existencia de elementos paleozoicos en el complejo metamórfico que aloja a los cuerpos batolíticos de las Sierras Pampeanas. Esta circunstancia no se debe a la destrucción de fósiles por el metamorfismo, ya que su preservación en rocas tanto o más metamórficas como las que estamos tratando es un hecho bien conocido. Tampoco debe pensarse en

¹ Al menos hasta la quebrada de la Cébila. Esta quebrada cruza de NW a SE la sierra de Ambato por una depresión tectónica. Del lado oriental se levanta la falda formada por migmatitas y esquistos inyectados, idénticos a los que hemos estudiado en la Hoja Villa Alberdi. Al pie hay tufitas blanquecinas y areniscas grises, friables, terciarias, separadas de aquéllas por una falla importante. Al oeste están las cuarcitas y filitas cuarzosas que alojan a los depósitos de antimonio. El contraste entre ambos complejos metamórficos parece indicar una edad distinta, aunque queda la posibilidad de que la fractura haya puesto en evidencia dos niveles diferentemente inyectados de un mismo complejo. Sólo un estudio petrológico podría resolver este problema.

que la erosión haya eliminado todo resto de Paleozoico, puesto que la invasión de un enjambre tal de cuerpos graníticos debió haberse llevado a cabo en un ambiente de geosinclinal, dentro de una presumiblemente espesa pila de sedimentos más o menos plegados. Ello hubiera producido un complejo cristalino cuya eliminación por los agentes erosivos es difícil concebir.

Esto nos lleva a una primera conclusión: *o los esquistos son total o parcialmente paleozoicos, o los batolitos son precámbricos.*

En la literatura sobre las Sierras Pampeanas se encuentran referencias a cuerpos de edad paleozoica. La atribución de esta edad es en unos casos insuficientemente fundada y en otros basada en datos incorrectos.

El granito del Aconquija, por ejemplo, que aflora en la falda occidental y en el área de los Nevados australes, es considerado infrapaleozoico por Rassmuss (1918) y Bonarelli y Pastore (1918), basados en la supuesta edad cámbrica de las rocas de la parte alta de la sierra, atravesadas por el granito. Acabamos de ver que no hay fundamento ninguno para asignar tal edad a dichas rocas. El cuerpo del Aconquija presenta, por el contrario, tal analogía de facies con el granito del batolito principal situado apenas unos kilómetros al oeste, que de su parentesco genético no queda ninguna duda (González Bonorino, 1949 a, 1949 b).

Otro ejemplo es el de los stocks graníticos de la sierra de Fiambalá, a los que Penck (1920) consideró post-paleozoicos, correlacionándolos con las rocas graníticas que atraviesan el Paganzo algunos kilómetros al oeste, en la sierra de Narváez. Nosotros hemos podido comprobar, sin embargo, que ellos poseen el mismo juego de facies que el batolito principal situado apenas al este, de modo que no puede dudarse de su origen congénito.

La presencia de cuerpos graníticos post-paleozoicos en la sierra de Narváez nos plantea el problema de si en algún lugar de las Sierras Pampeanas vecinas no existen, dentro del basamento, estos mismos cuerpos, porque de otra manera parecería a primera vista extraño que su distribución se restringiera a lo que más tarde habría de ser el ambiente de Precordillera. Consideremos, sin embargo, la cuestión desde otro aspecto: es la presencia de estos cuerpos graníticos la que ha determinado la posición presente del límite entre Sierras Pampeanas y Precordillera, y no a la inversa. Para ello ha habido dos razones principales: 1) La mayor rigidez y resistencia a la erosión que dichos cuerpos han proporcionado al complejo sedimentario formado por Infrapaleozoico y Paganzo, lo que le ha permitido comportarse como un bloque rígido durante los movimientos terciarios; 2) El haber sobrevivido al período de erosión que abarcó casi todo el Mesozoico y parte del Terciario se debe en parte a su mayor resistencia, y en parte, quizá, a que

durante y después de las intrusiones era probablemente un área de fracturación deprimida.

No puede descartarse, a pesar de todo, la posibilidad de que eventualmente se compruebe la presencia, dentro del basamento de las Sierras Pampeanas, de algún cuerpo de edad paleozoica o más joven.

La suposición de que el complejo metamórfico de las Sierras Pampeanas sea precámbrico, y que los granitos hubieran sido emplazados durante el Paleozoico, es, desde un punto de vista general, difícil de aceptar.

Sumamente raro sería que los sedimentos antiguos, cuya composición es característica de ambiente geosinclinal, hubiera pasado por un ciclo de deformación amagmático, durante el cual adquirió su presente estructura interna, y que luego en el Paleozoico, tras un período de denudación y sedimentación, tuviera lugar la extensa invasión magmática representada por los batolitos y demás cuerpos graníticos, la que, además, no hubiera sido la consecuencia de un ciclo tectónico deformativo, puesto que no hay señales en los esquistos de más de un período de plegamiento.

No puede pensarse que la estructura actual de los esquistos precámbricos pueda haber sido adquirida recién en el Paleozoico, ya que el estudio de sus relaciones con el Paleozoico de Salta y Jujuy demuestra lo contrario.

Estos son, en resumen, los principales argumentos que sirven de base a nuestra opinión, condensada de la manera siguiente :

1) *Los esquistos y los granitos de las Sierras Pampeanas pertenecen a un mismo ciclo orogénico, que comenzó con la sedimentación en una cuenca geosinclinal y terminó con el emplazamiento de la secuela de granitos, últimos de los cuales fueron los batolitos y sus satélites. A esto siguió un período de ascenso y erosión.*

2) *Este ciclo tuvo lugar en tiempos prepaleozoicos.*

PROBLEMAS GEOMORFOLÓGICOS

La morfología de las Sierras Pampeanas está estrechamente vinculada con su estructura. El relieve original de los bloques, sin embargo, ha sido modificado en mayor o menor grado por la erosión. En algunas sierras, como la de Ancastí y sus prolongaciones hacia el norte, el perfil primitivo está notablemente bien conservado; una de las faldas (la oriental en este caso) puede ser considerada como la antigua peneplanicie terciaria, alterada solamente por cauces poco profundos que no alcanzan a destruir la impresión de continuidad del conjunto de los interfluvios. En la generalidad de las sierras, sin embargo, lo que

comúnmente se llama peneplanicie es una superficie reconstruída que, aunque reflejo y herencia de la semillanura original, se encuentra ya a varias decenas o centenares de metros por debajo.

Allí donde es posible reconocer la peneplanicie sin modificaciones mayores, como ocurre en muchas partes de las sierras mencionadas, y en pequeñas áreas de las de Capillitas, Tres Mogotes (Zapata), etc., llama la atención su asombrosa perfección. El relieve pre-calchaquense, en la región de las Sierras Pampeanas, debió ser una planicie pétrea de impresionante chatura, bordeada por depresiones suaves, invadidas ocasionalmente por el mar.

La presencia de remanentes de erosión, tipo « monadnock », ha sido señalada en algunas ocasiones, como por ejemplo en la sierra de Anconquiya. En realidad, se trata de una falsa impresión, causada por remanentes de la erosión moderna, debidos generalmente a la mayor dureza de la roca en ese lugar, y cuyas cimas se encuentran por debajo de la antigua superficie terciaria.

La conservación de la peneplanicie va apareada con la de la línea de cumbres. Estas son, en las Sierras Pampeanas, relativamente enteras, salvo cuando los ríos antecedentes abren en ellas profundas brechas. El grado de preservación de la línea de cumbres disminuye en razón inversa con la altura e inclinación del bloque, y con la aridez del clima. La influencia de la altura es obvia; en cuanto a la inclinación, cuanto mayor es, más estrecha es la sección respecto a la altura, y la erosión tiene menos que desgastar. Finalmente, la erosión en clima húmedo — no glacial — es menor que en ambiente semiárido, por la protección de la cubierta vegetal, tanto arbórea como herbácea. Así, por ejemplo, las sierras de Narváez, Balcozna y otras situadas en la parte nororiental, presentan líneas de cumbres mejor conservadas que cualquier otra Sierra Pampeana a igualdad de altura.

Pie-de-montes rocosos. — En algunas sierras situadas en clima árido o semiárido, como las del sudoeste de los Estados Unidos de América, hay niveles de pie-de-monte de destrucción, labrados en la misma roca que forma la sierra. Estos están ocultos por sedimentos, o descubiertos y elevados sobre el nivel general del llano. Estos niveles — que tienen un desarrollo restringido, comparados con los de construcción — son los llamados « pediments » o « rock pediments » (« pediment » es el área triangular que ocupa la parte superior de ciertos pórticos griegos). La formación de estas superficies no está bien explicada, atribuyéndolas algunos a la erosión retrocedente de las faldas (McGee), otros al desgaste lateral de los ríos que emergen de la montaña (Davies), o a una combinación de estos procesos. En algunos lugares de nuestro país, como ser en Mendoza y Neuquén, se encuentran con frecuencia estos niveles o

umbrales, cortados sobre todo en rocas sedimentarias mesozoicas, y casi siempre elevados y cubiertos por una delgada capa de sedimentos. En las Sierras Pampeanas, en cambio, nunca han sido observadas. Ciertamente que pueden estar ocultas por los sedimentos del pie de la sierra, pero su existencia es poco probable, dado que el tiempo en que los bloques han quedado inmóviles y expuestos a la erosión, durante su ascenso o después, ha sido demasiado escaso.

CONCLUSIONES

1) Las Sierras Pampeanas pasan en transición a las Sierras Subandinas por ocultamiento de los bloques en el interior de los anticlinales que forman a estas últimas. A su vez, pueden ser consideradas como derivadas de la Puna por desmembramiento de los bloques ya presentes en ésta, o subdivisión de los mismos.

2) Las fracturas que limitan los bloques de las Sierras Pampeanas son de tipo «inverso», siendo los movimientos que las elevaron de carácter compresional.

3) El ascenso de los bloques se efectuó por uno u otro, o una combinación, de los siguientes mecanismos: 1) Vuelco alrededor de un eje de giro paralelo a las fallas, cuyos planos son en ese caso esencialmente paralelos entre sí; 2) ascenso vertical por medio de fallas antitéticas.

4) Por lo menos en el caso de los bloques volcados, los planos de falla son cóncavos hacia arriba, tendiendo a la horizontal al aumentar su profundidad.

5) Las líneas tectónicas terciarias coinciden en general en rumbo con las estructuras antiguas del basamento (ejes de plegamiento, esquistosidad, estratificación). Seguramente, estas últimas han influido en la orientación de las primeras, pero esta coincidencia hubiera ocurrido igualmente si las fuerzas hubieran estado, como parece, aplicadas en la misma dirección. Esta persistencia de los sistemas de fuerzas a través del tiempo puede deberse, a su vez, al control de los últimos movimientos por la infraestructura en el lugar donde los mismos fueron originados, o a la repetición o persistencia de las causas fundamentales, o a ambas causas combinadas.

6) Teniendo en cuenta el carácter inverso de las fallas, se advierte en las Sierras Pampeanas una marcada relación entre el sentido de su inclinación (y por lo tanto su posición con respecto al bloque asimétrico) y el de los planos de esquistosidad de las rocas metamórficas. Al menos donde estas últimas son abundantes, y poseen una esquistosidad con inclinación bien definida en uno u otro sentido, éste es casi siempre el mismo que el de la falla. El control estructural de la esquistosidad sobre el sentido de giro de los bloques es evidente.

7) La esquistosidad en las rocas metamórficas es en algunos lugares paralela a la estratificación, y en otros a los planos axiales de los pliegues o micropliegues. El primer caso coincide con la ausencia de pliegues. En las áreas más metamórficas, especialmente cuando hay inyección magmática, la esquistosidad es generalmente transversal a la estratificación, aunque ésta puede no ser más reconocible.

8) Las rocas graníticas que participan en el basamento de las Sierras Pampeanas han sido introducidas durante un único ciclo magmático continuo, pudiendo distinguirse los siguientes tipos de cuerpos: 1) pre-tectónicos, 2) sintectónicos, 3) leptotectónicos, y 4) apotectónicos. Esta clasificación está basada en su relación con los movimientos deformativos que formaron parte del ciclo. Los cuerpos sintectónicos están ligados a la migmatización.

9) Gran parte del granito batolítico posee textura porfiroide. Esta se originó por crecimiento tardío de los cristales de micropertita, durante la última etapa de la consolidación de la roca.

10) El grado de metamorfismo de los esquistos está estrechamente ligado a la intrusión magmática, siendo mayor el efecto cuando esta última es de tipo migmatítico.

11) Hay en las Sierras Pampeanas varias áreas de migmatización, más o menos alargadas en la dirección de la esquistosidad. La inyección magmática no está restringida a los niveles más profundos del complejo metamórfico; son comunes los casos en que la inyección ha afectado niveles estratigráficamente más elevados que otros que no presentan mayores señales de migmatización.

12) La estratigrafía de las rocas del basamento de las Sierras Pampeanas se ve dificultada por la destrucción de los caracteres sedimentarios originales por la esquistosidad transversal y la recristalización. El grado de metamorfismo no tiene valor estratigráfico. Ciertos ensayos estratigráficos hechos años atrás, sin tener en cuenta éstos y otros principios, carecen por lo tanto de valor.

13) Las rocas metamórficas que forman las Sierras Pampeanas son prácticamente todas de edad prepaleozoica, lo mismo que casi todos los cuerpos graníticos. Sedimentación, deformación, metamorfismo e invasión magmática constituyen una sucesión continua de eventos parcialmente superpuestos, o sea un ciclo tectomagmático. La presencia de cuerpos más jóvenes, dentro del ambiente de las Sierras Pampeanas, no puede ser descartada, pero en todo caso su desarrollo ha de ser reducido.

Abstract. — By the name of *Sierras Pampeanas* is designated a morpho-structural province of the Argentine territory, consisting of block-mountains of crystalline rocks surrounded by flat, wide tectonic depressions filled up mostly by Quaternary sediments. This province comprises a considerable part

of central and northwestern Argentine. The uplifting of the blocks took place mainly in the Late Tertiary. In this paper several geologic problems of the Sierras are discussed, and the following conclusions are arrived at :

1) The Sierras Pampeanas grade into the Sierras Subandinas, the next province to the north, by plunging of the blocks into the core of the anticlines that form the latter. They merge into the Altiplano by coalescence of the blocks, although the faults do not disappear completely.

2) The blocks have been uplifted by compressive movements, and faults are of the reverse type.

3) Two different range-forming mechanisms are distinguished : 1) Tilting, and 2) vertical uplifting.

4) Tilting of more than 20 degrees, as seen in many of the blocks, is explained only if curved — concave upwards — fault planes are assumed.

5) Tertiary faults and ancient tectonic lines of the Basement are essentially parallel and predominantly north-south. Structural control, and persistency of the primitive set of forces are both held responsible for this parallelism.

6) Some of the blocks are tilted to the west, some to the east ; the main factor controlling the direction of tilting has been the schistosity of the metamorphic rocks, as the dip of the fault planes tend to follow that of the latter.

7) The metamorphic rocks of Sierras Pampeanas show both, bedding-plane and axial-plane schistosity ; the latter is more common, specially in the more metamorphic and injected areas.

8) The granitic rocks partaking in the Crystalline Basement belong to a single magmatic cycle ; four different types of bodies are distinguished : pre-tectonic, syntectonic, leptotectonic (transitional between the second and the last) and apotectonic. Batholiths are mostly apotectonic. Syntectonic bodies are related to migmatization.

9) The porphyritic texture which characterizes most of the batholithic granite, is believed to originate by late growing of potash feldspar in a nearly consolidated mass, from the silica-alkali-rich residual liquid.

10) The Crystalline Basement of the Sierras Pampeanas is a good example of the close relationship between magmatism and metamorphism. In this respect it is important to distinguish between batholithic invasion and igneous injection.

11) Several important areas of migmatization are recognized ; it is found that some are predominantly sodic, whereas others are mainly potassic. Sodium, however, is always relatively more abundant in the injected material than in the batholithic granite.

12) The difficulties in studying the stratigraphy of the metamorphic complex are pointed out ; the lack of stratigraphic value of the grade of metamorphism and of the intensity of igneous injection is emphasized.

13) The age of the metamorphic complex of the Sierras Pampeanas, as well as of at least most of the granitic bodies, is pre-paleozoic.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BEDER, R. 1928. *La Sierra de Guasayán y sus alrededores*. Publ. n° 39, Dir. Gral. Minas, Geol. Hidr., Bs. As.
- BONARELLI, G. y PASTORE, F. 1918-1919. *Bosquejo geológico de la Provincia de Tucumán*. Prim. Reun. Nac. Soc. Arg. Cs. Nat., Tucumán, Bs. As.
- GONZÁLEZ BONORINO, F. 1945. *Los yacimientos metalíferos de la región de Capillitas y sus relaciones estructurales*. IPIMIGEO, 1ª Reunión Comun., Sec. Arg., Bs. As.
- 1947. *Geología de la Hoja 13 c (Villa Alberdi), Provincias de Catamarca y Tucumán*. Dir. Gral. Ind. Minera, Bs. As. (En prensa).
- 1949 a. *Geología de la Hoja 12 c (Anconquiya), Catamarca-Tucumán*. Dir. Gral. Ind. Minera, Bs. As. (En prensa).
- 1949 b. *Granitos y migmatitas de la sierra de Anconquiya*. Inst. de Geología, Bs. As. (Inédito).
- 1950 a. *Geología y petrografía de las Hojas 12 d (Capillitas) y 13 d (Andalgalá), Provincia de Catamarca*. Bol. 70, Dir. Gral. Ind. Minera, Bs. As.
- 1950 b. *Geología de la Hoja 13 e (Fiambalá), Provincia de Catamarca*. Dir. Gral. Ind. Minera, Bs. As. (Inédito).
- HAUSEN, H. 1921. *On the lithology and geological structure of the sierra de Umangoarea, Province of La Rioja, Arg. Rep.* Act. Acad. Aboensis, Math.-Phys., I, Abo.
- LAPADU-HARGUES, P., 1945. *Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes*. Soc. Géol. France, Bull., 5ª sér., 15, 255-307.
- PENCK, W. 1920. *Der Südrand der Puna de Atacama*. Abhand. Math.-Phys. Klasse, Sachs. Akad. Wiss., 38, Leipzig.
- RASSMUS, J. 1916. *Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas*. Bol. 13 B, Dir. Gral. Min. Geol. Hidr., Bs. As.
- 1918. *La Sierra de Aconquiya*. 1ª Reun. Nac. Soc. Arg. Cs. Nats., Tucumán, 1916, Bs. As.
- READ, H. H. 1948. *Granites and granites*. Memoir 28, Geol. Soc. Amer., 1-19.
- RUIZ HUIDOBRO, O. 1949. *Observaciones geológicas en la región de los cerros Quililipi y Pirgua*. Rev. As. Geol. Arg., IV, 1, 50-75.
- WALKER, F. y MATHÍAS, M. 1947. *The petrology of two granite-slate contacts at Cape Town, South Africa*. Quart. Journ. Geol. Soc. London, CII, 4, 499-518.
- WINDHAUSEN, A. 1931. *Geología Argentina*. II, Buenos Aires.

Departamento de Geología,
Fac. de Cs. Ex., Fís. y Naturales.
Perú 222, Buenos Aires.