

Asociación Geológica Argentina

REVISTA

Tomo XXXI - Nº 1
Enero - Marzo
Buenos Aires 1976

SUPERPOSICION DE MOVIMIENTOS EN TRES AREAS METAMORFOSEADAS DE LA ARGENTINA

JORGE O. KILMURRAY

Cátedra de Petrología. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata

Resumen

En el presente estudio se describen fenómenos de superposición de movimientos de deformación en tres áreas pertenecientes a cinturones orogénicos precámbricos y paleozoicos de la Argentina. Los episodios de deformación analizados han sido separados de acuerdo a su estilo tectónico y estructuras resultantes. Con fines comparativos se han usado los modelos de deformación de Ramsay para explicar las formas resultantes a nivel de erosión en los casos mencionados. Las zonas investigadas se hallan en la Sierra de Maz, Provincia de La Rioja, en el Cerro Valdivia, Provincia de San Juan y en el Cerro La Ribulia en la Provincia de Buenos Aires.

1. Introducción

En la mayoría de los cinturones orogénicos estudiados hasta el presente, la presencia de estructuras complejas revela el resultado de superposición de movimientos que han afectado en forma sucesiva, por fases o episodios separados en el tiempo o en forma sucesiva o simultáneamente, una determinada pila geosinclinal. Los efectos geométricos de interferencia de plegamientos han sido analizados por varios autores entre otros, Johnson (1963) y Ramsay (1967); este último pone en evidencia los ejemplos investigados en diversas regiones del mundo y los correlaciona con efectos de deformación experimental, caracterizadas por tres tipos o modelos elementales. Quizá, el ejemplo de superposición de plegamientos más conocido por su elaborada investigación lo constituya el cinturón Caledónico de Escocia, en Gran Bretaña. Este orógeno fue formado en tres episodios fundamentales según Johnson (1963) estos son: F1, F2 y F3; más recientemente Dunning (1972), los reagrupa en cuatro sucesivos: D1, D2, D3 y D4. En el primero se reconocen pliegues isoclinales de rumbo NNE (derivados de estructuras de nappe) y fajas

Abstract

Three metamorphic areas with superimposed folding are here described. The episodes of deformation were separated according to their own tectonic style and structures. The first one has been referred, in the three described examples, the formation of a main recumbent structure; on this major fold, two three phases of deformation have been observed.

Ramsay's patterns of interference folding were used to compare the structures in the areas mentioned below. The investigated exposures belong to different orogenic belts of Precambrian and Paleozoic age. They are located at Sierra de Maz in the Province of La Rioja, at Cerro Valdivia in the Province of San Juan and at Cerro La Ribulia in the Province of Buenos Aires.

milonitizadas. En el segundo, D2, hay pliegues que intersectan a las superficies anteriores con lineaciones penetrativas E. SE. En la tercera D3, se observan pliegues asimétricos NNE, y en la cuarta, D4, se hallaron finalmente pliegues conjugados y planos acodados que marcarían el fin de la actividad tectónica dentro del cinturón metamorfoseado.

En la región Cantábrica al NW de España, Julivert y Marcos (1973), analizaron ejemplos de estructuras sobreimpuestas por efectos de plegamiento y compararon los mismos con estructuras de deformación realizadas en laboratorio sobre materiales plásticos. En la República Argentina, las referencias sobre estructuras sobreimpuestas se desprenden de los trabajos de Kilmurray (1968-1968), Kilmurray y Dalla Salda (1971) y Terruggi, Kilmurray y Dalla Salda (1973), en las provincias de La Rioja, San Juan y Buenos Aires. En una de las regiones estudiadas, se han reconocido hasta cuatro fases de deformación sucesivas que dieron lugar a la formación de estructuras definidas por la orientación de sus elementos de fábrica y estilos.

En la presente investigación se analizan detalladamente las estructuras anteriormente estudiadas y se elaboran modelos de deformación ideales, reconstruyendo los episodios de deformación en base a las evidencias macro y microestructurales. Se estudian en el mismo tres regiones no conectadas estratigráficamente entre sí y con diferentes problemas de efectos tectónicos y metamorfismo conexo.

Los modelos de interferencia de Ramsay

De acuerdo a la orientación de los esfuerzos de deformación en dos episodios de plegamientos sobrepuestos pueden obtenerse tres modelos fundamentales de interferencia según Ramsay (1967).

Modelo 1. Se produce por la superposición de dos fases de plegamientos que dan como resultado una deformación de pliegues de la primera generación, con formas de domos y cuencas a nivel de erosión. Cada depresión o cuenca está rodeada por cuatro depresiones con una disposición similar a una caja de huevos.

Modelo 2. En este modelo de superposición de plegamientos los pliegues de

la primera generación están deformados por otros de una segunda fase, de tal manera que los hundimientos de los ejes en los flancos presentan la misma disposición que los de la primera. Las charnelas de los pliegues de la fase 1 son dobladas hacia arriba o hacia abajo como sinformes o como antiformes. A nivel de erosión y según la inclinación del corte superficial las formas son variables: medialunas, hongos y formas multilobuladas.

Modelo 3. Este modelo de interferencia resulta de la superposición de pliegues recumbentes intersectados por superficies axiales fuertemente inclinadas, pero se destaca una coincidencia de los ejes, ya que las fuerzas actuaron en la misma dirección pero en distinto plano. Las formas expuestas son en este caso contorsionadas convergentes y divergentes.

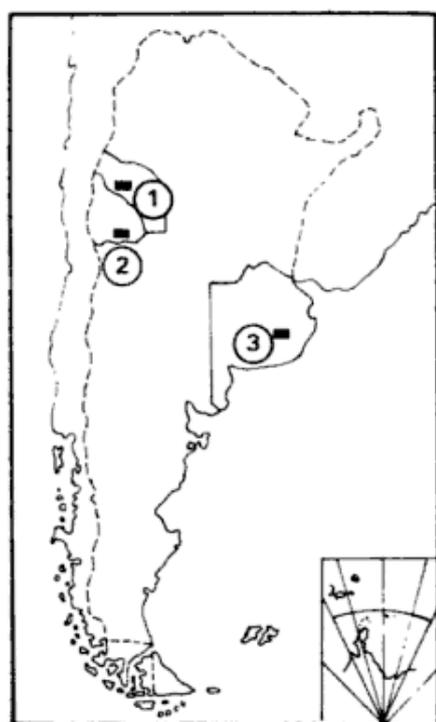
II. Regiones de superposición de movimientos en la República Argentina

En la República Argentina se han hallado evidencias de superposición de movimientos en diversas regiones orogénicas: sierras septentrionales de la Prov. de Bs. As., sierras Australes, sierras Pampeanas (Sierra de Maz, Pié de Palo-Valdivia), etc. Para el análisis de modelos de deformación se han seleccionado tres áreas metamórficas pertenecientes al Precámbrico y Paleozoico, ordenadas de la siguiente manera:

- A) Zona del Cerro Valdivia, San Juan. Área de bajo rango metamórfico (Edad: Precámbrica a Paleozoica inferior).
- B) Zona de la Sierra de Maz, La Rioja. Área de mediano a alto rango metamórfico (Edad: Precámbrica a Paleozoica inferior).
- C) Zona de Cerro La Ribulia, sur de Tandil, Buenos Aires. Área de bajo grado metamórfico y granitización. (Edad: Precámbrica).

A) CERRO VALDIVIA

Las estructuras mayores, observadas en base a aerofotografías y mediciones de campo, han demostrado una disposición irregular de direcciones de trazas de esquistosidad y lineaciones en estructuras de domos y cuencas (estructuras en caja



- ① SIERRA DE MAZ
- ② C° VALDIVIA
- ③ C° RIBULIA

Fig. 1. — Mapa de ubicación de las tres áreas estudiadas

de huevos, Ramsay, 1967). Las estructuras mencionadas en último término resultan de la superposición de dos plegamientos, uno formador de pliegues acostados (nappes) y otro resultante de una deformación de la superficie anterior. Expuesto a nivel de erosión la superficie así plegada en dos direcciones descubre núcleos más viejos en su interior en forma de ventanas. La estructura fundamental del Cerro Valdivia fue interpretada primeramente como un sinforme de rumbo aparente E-W sobre el cual se destacaban elementos de fábrica de desigual orientación. Así se hallaron cuatro fases de deformación F1, F2, F3 y F4 sucesivas; las estructuras de la fase F1 se caracterizan por pliegues isoclinales, apretados, algunos de tipo chevron; hay venas de cuarzo deformadas y una marcada lineación de biotita en concordancia; los polos axiales de los pliegues se orientan en sentido NE-SW. La lineación mineral y en forma de agregados minerales se dispone, en una faja extendida en el cuadrante E. S E.. Las estructuras de la fase F2, se destacan como pertenecientes a un sinforme mayor cuyo plano axial se orienta en sentido NE-SW y con un hundimiento de eje NE. Dentro de esta estructura mayor hay pliegues de magnitud diversa; en el sector meridional del mismo se observa un pliegue sinclinal de gran amplitud y cuyo plano y eje coinciden aproximadamente con los elementos de la estructura mayor. Hay estructuras menores formando corrugaciones y lineaciones de agregados con columnas de rumbo ENE; en la porción sur se destacan asimismo domos y depresiones alargadas según NE-SW.

Las estructuras de las fases F3 y F4 se reconocen por los pliegues de gran amplitud, más apretadas en zonas paralelas a las fallas F3 y lineaciones L4 de la fase F4 de tipo columnar, relacionados a deformaciones de materiales al estado frágil NW-SE.

Los nuevos análisis estructurales permiten resolver las secuencias de deformación en tres estadios principales o fases:

D 1: Fase de formación de pliegues acostados o nappes en rocas sedimentarias con filones capas. S1: NW-SE.

D 2: Deformación de la estructura de nappe, formación de la estructura

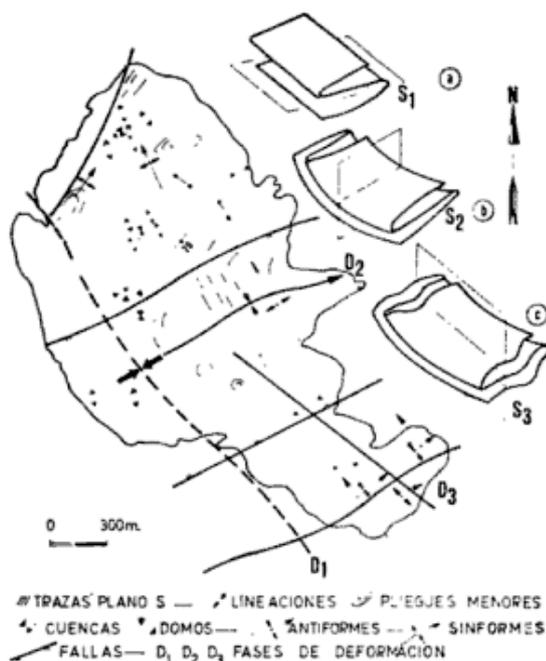


Fig. 2. — Mapa estructural del cerro Valdivia, prov. de San Juan. D₁: estructuras lineares de la fase 1 (ejes de pliegues). D₂: estructuras de la fase 2 (lineaciones minerales, ejes de pliegues). D₃: estructuras de la fase 3 (planares, planes axiales de pliegues menores y mayores).

Reconstrucción ideal de las estructuras de deformación ordenadas según los episodios correspondientes. 2a, estructura de nappe del primer episodio deformacional. S₁, planos axiales de las estructuras plegadas de la fase correspondiente; 2b, estructura sinforme de la fase D₂. S₂, plano axial de los pliegues S₁ intersectan S₁; 2c, estructura de deformación de la fase D₃. S₃, plano axial de los pliegues de esta fase intersectan S₁ y S₂.

El modelo de interferencia del domo y cuenca puede ser observado con mayor claridad en el sector norte del antiforme. La tectónica de fallas, coincidente en sus direcciones con las líneas estructurales anteriores, produjo asimismo un ascenso diferencial de bloques a nivel de erosión.

sinforme: S2. Penetraciones de rocas graníticas y pegmatíticas.

D 3: Deformación de la estructura sinforme S2, intersección de S3 con S2.

D 4: Movimientos a lo largo de planos de falla, formación de planos acodados y otras corrugaciones (crinkles).

En el mapa (fig. 2) se han volcado los datos estructurales y se han reconstruido las estructuras resultantes de las deformaciones en la figura 1, a, b, c. D1, D2 y D3 se correlacionaron con las F1, F2 y F3 de un trabajo anterior (Kilmurray y

Dalla Salda, 1971). Resumiendo entonces tenemos una fase formadora de nappe D1 que es interferida por una deformación D2 formadora del sinforme; ésta da como resultado la exposición de formas medialunas hacia NE a nivel de erosión. La fase D3 trae como consecuencia una interferencia con la primitiva D1 de alta penetratividad y presenta formas de relieve en domos y cuencas, ya que las es-

tructuras tienen culminaciones de ejes hacia el NE y SW (modelo 1 de Ramsay).

La tectónica de elevación del sistema a nivel erosivo puso los bloques al descubierto con la configuración casi original de la fase D2, es decir el sinforme deformado.

El cuadro tectónico de la región quedaría entonces ordenado de la siguiente manera:

CUADRO 1

Fase de deformación	Fase definida en trabajos anteriores	Estructura	Metamorfismo	Evento magmático
—	—	Estratificación	—	Filonés capas de diabasas
D1	F1	Pliegues acostados	Bajo rango	Filonés de diabasas
D2	F2	Pliegue sinforme. S2	Bajo rango. Biotitas	Pegmatitas y rocas graníticas
D3	F3	Pliegues abiertos. S3 intersectan S2	Bajo rango. Clorita	—
D4	F4	Fracturación según S1, S2	—	—

B) SIERRA DE MAZ

De los estudios anteriores Kilmurray y Dalla Salda (1971) se desprende que en la región de la sierra de Maz han tenido lugar tres movimientos tectónicos principales y de distinta intensidad. El primero identificado como F1, responsable de la deformación del paquete sedimentario geosinclinal que dio lugar a la formación de una esquistosidad marcada con un efecto metamórfico intenso; se postuló asimismo la penetración de cuerpos ultrabásicos (perknitas) a lo largo de superficies de fracturas. Se reconocieron pliegues mayores acostados, isoclinales de la fase F1.

El segundo episodio F2, se caracterizó por una fase de plegamiento intenso y la formación de una estructura mayor sinforme. La parte central de la misma está formada por rocas de bajo grado metamórfico y hacia los flancos se observan gneises y magmatitas. Hay pliegues menores cuyos ejes y planos axiales coinciden en orientación con las estructuras mayores. Se destacan asimismo pliegues asociados a fallas. Son de particular interés las estructuras menores de boudinage y columnas o rodillos resultantes de la deformación de capas competentes y venas de cuarzo. El episodio F3, fue definido como tectónica de falla y plegamien-

to suave, de menor importancia en el cuadro tectónico local pero importante en cuanto a la configuración general del sistema de montaña y las zonas de metamorfismo expuestas al nivel de erosión. En este episodio se produjeron elevaciones diferenciales de bloques a través de líneas estructurales anteriores; una de las direcciones F3 es aproximadamente N-S y afectó en mayor grado a las metamorfitas produciendo estructuras tipo "kink" y pliegues conjugados, especialmente en rocas graníticas y en esquistos muscovíticos. Las estructuras planares resultantes de la deformación han sido clasificadas como S1, S2 y S3; las lineares como L1, L2 y L3.

En lo referente a las zonas de metamorfismo las mismas han sido divididas en 1. Zona de esquistos, superiores e inferiores; 2. Zona de gneises superiores y 3. Zona de gneises inferiores y migmatitas. Los contactos entre zonas están limitados por fallas con direcciones preferenciales NW-SE. En líneas generales puede afirmarse que la parte central de la sierra está integrada por rocas de la zona 1 y a ambos flancos por zonas 2 y 3 (2 en la Quebrada del Taco y 3 en el sector de Las Ramaditas y Mina La Pampa).

En lo referente al grado metamórfico y en términos de facies, asociado al pro-

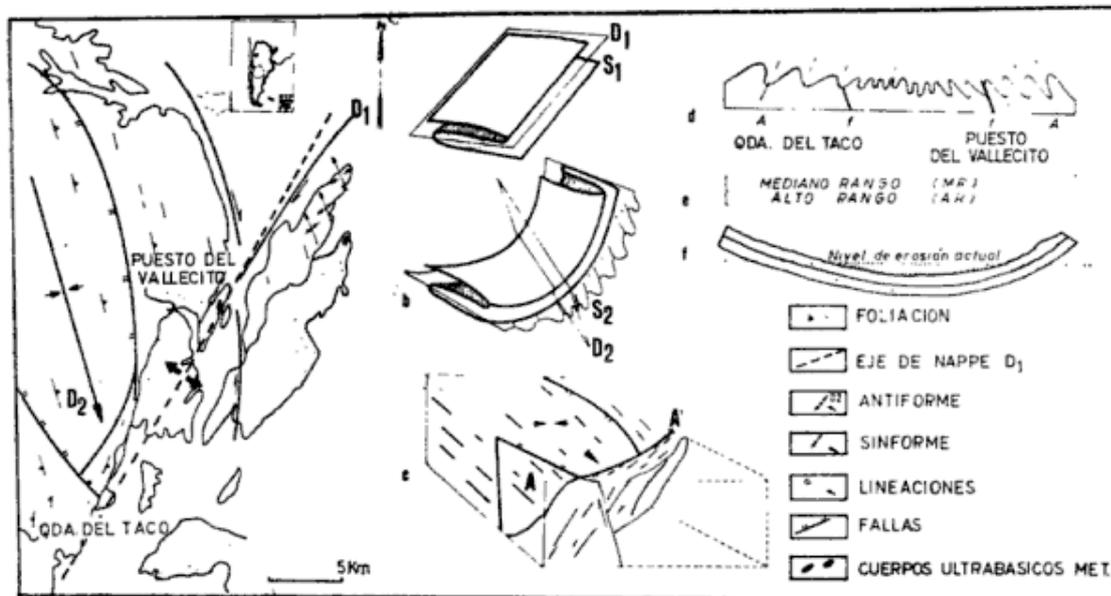


Fig. 3. — Mapa estructural de la Sierra de Maz, mostrando las estructuras de la fase D_1 y la fase D_2 .

Reconstrucción ideal de las estructuras de deformación ordenadas según los episodios correspondientes. a, estructura de pliegue acostado de la fase 1. S_1 , plano axial de los pliegues de esta fase: foliación; b, estructura del sinforme. S_2 , plano axial de la fase 2 que intersecta a S_1 . En el dibujo se ha representado solamente la deformación del plano axial S_1 para evitar complicaciones de diseño; c, block diagrama de la Sierra de Maz, mostrando la distribución de los bloques elevados diferencialmente por la tectónica de falla; d, perfil A-A' transversal a las estructuras de la fase 2; e, se han representado en forma esquemática los dos niveles corticales ideales durante la fase 1. En la parte inferior se identifica un metamorfismo de alto rango y en la parte superior uno de mediano a bajo rango; f, se ha representado la estructura de la fase 2 que ha puesto a nivel de erosión las zonas de mayor grado metamórfico en la Quebrada del Taco (SW) y en el Puesto del Vallecito (NE). En la parte central de la estructura sinforme se descubre una zona de bajo grado metamórfico. No se ha representado el relieve actual y sólo se hace referencia a un nivel de erosión uniforme.

blema deformacional se ha definido a la primera F1 como la vinculada al pico térmico M1 (Facies de Anfibolitas almandínicas, Barrovianas), la segunda F2 se asocia a un metamorfismo M2 (Facies de esquistos verdes a anfibolitas almandínicas) y la tercera F3 con un metamorfismo M3 (Facies de Esquistos verdes, grado clorita). En la primera fase se produjo la penetración de cuerpos ultrabásicos de tipo alpino y la iniciación de la migmatización (Post-M1 hasta M2) que continúa en la fase F2. En la tercera fase M3 hay intrusiones graníticas tardías en hojas concordantes con las superficies S_2 , produciendo algunos efectos térmicos en rocas pelíticas (fibrolita) y rocas básicas (piroxeno). En lo que respecta a la actividad magmática básica se han establecido tres estadios de penetración, uno F1 (anfibolitas resultantes, fábrica planar) ligado a la intrusión de los cuerpos ultrabásicos otro post-F1 (anfibolitas lineares) y otro Post-F2 (macizas).

El análisis estructural actual permite

arrojar los siguientes resultados en base a los fenómenos hallados hasta el presente: 1° La estructura primordial de la fase F1, está representada por un gran pliegue acostado tipo nappe orientado en sentido NE-SW (fig. 3); 2° Sobre la estructura primaria se sobrecimponen una deformación F2, responsable de la formación de la estructura sinforme S_2 . Aquí S_2 intersecta a S_1 (fig. 3) y descubre una esquistosidad resultante de clivaje de fractura y encerrando en su foliación estructuras menores de la fase F1; de esta forma se produce la configuración primaria de la Sierra; la fase se designa como D_2 . Las deformaciones siguientes son al estado frágil del material, a través de planos de fallas y sus deformaciones conexas (estructuras acodadas, pliegues conjugados).

Desde el punto de vista metamórfico y su relación con la deformación, se establece un pico en D_1 , comienzo de migmatización; en la D_2 las condiciones de metamorfismo bajan y prosiguen los fenómenos de deformación de rocas migmati-

CUADRO 2

Fase de deformación	Episodios reconocidos anteriormente	Estructuras	Metamorfismo	Evento magmático
—	—	Estratificación	—	Derrame de lavas básicas
D1	F1	Pliegues acostados. Esquistosidad S1	Alto. Facies de anfíbolitas almandínicas	Rocas ultrabásicas Migmatizac. Intrusión diabasas
D2	F2	Estructura mayor sinforme. S2 interseca a S1	Facies de anfíbolitas a esquistos verdes	Intrusión diabasas
D3	F3	Estructuras menores asociadas a movimientos de falla. S3 interseca a S1 y S2	Facies de esquistos verdes	Intrusión granítica

zadas con blastesis post-D2. En la tercera, D3, se encuentran penetraciones graníticas y bajo grado metamórfico en variedades metasedimentarias.

En lo referente a las manifestaciones magmáticas básicas y ultrabásicas se postula el primer episodio D1 como responsable de la incorporación de materiales piroxeníticos arrancados de profundidad por tectónica de falla profunda. empla-

zados en un ambiente metamórfico de alto grado. En este periodo se incorporan filones capa de rocas de composición gábrica que dieron lugar a la formación de anfíbolitas planares; en la fase D2 (pre D2) se produjeron penetraciones diabásicas (originarias de anfíbolitas lineares) y finalmente, en una etapa post-D2 una nueva intrusión básica que dio lugar a la formación de anfíbolitas macizas.

En el sector de Las Ramaditas, norte de Villa Unión, se pueden observar estructuras antiformentes y sinformentes con domos y depresiones orientadas en sentido NW-SE y que resulta de la superposición de los movimientos D1, D2 y deformaciones suaves D3. El modelo de interferencia resultante es del tipo 1 B de Ramsay (1967, pp. 531), es decir aquel que está dado por la superposición de dos fases de plegamiento según esfuerzos que actúan casi a 90° uno del otro. En la figura 3 se han idealizado las estructuras en las fases respectivas; en 3.a. se destaca la estructura de pliegue acostado de la fase D1 con su plano axial S1. La dirección de la misma aparece en el mapa con trazo grueso y discontinuo mostrando un antiformentes, las superficies S1 resultan así casi paralelas a la estratificación. En la fase D2 se produce el plegamiento de la estructura S1, dando lugar a la formación de un sinforme, aquí S2 (planos axiales de los pliegues) interseca a S1. S3 resultante de la fase D3 es en dirección, paralelo a S1 pero sus planos forman un ángulo entre sí.

En la figura 3c se muestra un block-diagrama con la posición de las fallas

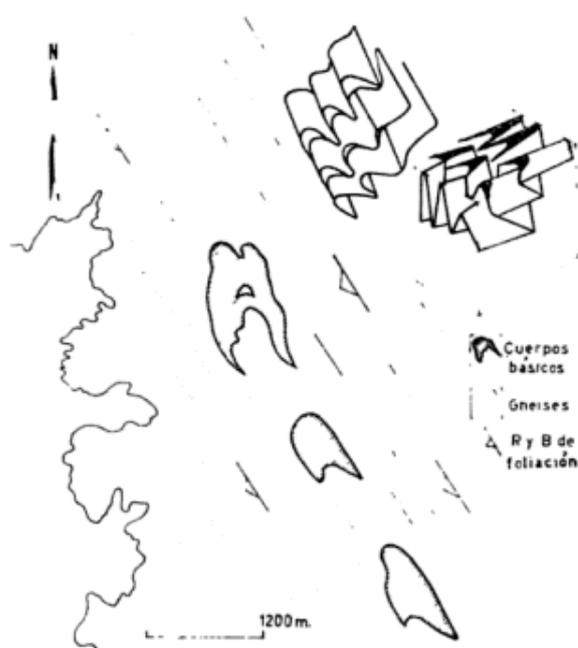


Fig. 4. — Detalle de un sector de la Sierra de Mazal al NW de la Quebrada del Taco. Cuerpos de naturaleza básica alineados según la foliación regional dada por las rocas gnéissicas. Los cuerpos adoptan formas de media lunas por efectos de corte de crestas de las estructuras de la fase 2 que interfieren la fase 1 (estructura de nappe, con penetraciones a modo de filones capa de rocas básicas). A la derecha se ha representado el modelo ejemplificado por Ramsay para el tipo de interferencia 2.

principales. En 3 *d* se esquematiza un perfil desde la quebrada del Taco hasta el Puesto del Vallecito mostrando la inclinación de las estructuras menores dentro del sinforme principal. En 3 *e* se idealizaron los niveles de metamorfismo durante la formación de la fase D1 y en 3 *f* se pone de manifiesto la deformación en 1 fase D2 que dio lugar a la distribución de zonas de más alto rango hacia los flancos de la estructura principal quedando una parte central de bajo grado metamórfico.

C) ZONA DEL CERRO LA RIBULIA, TANDIL PROV. DE BUENOS AIRES.

La región de Tandil forma parte de uno de los cinturones orogénicos de ma-

yor antigüedad dentro de los complejos metamórficos-ígneos de la Argentina. Los estudios más recientes de Teruggi, Kilmurray y Dalla Salda (1973), permitieron revelar la existencia de cuatro fases deformacionales caracterizadas por sus correspondientes dominios estructurales y petrológicos. Así, se destaca una primera fase llamada F1, formadora de una estructura de tipo nappe S1 que ha sido referida al dominio A, y posee estructuras acostadas de rumbo E-W. Esta fase deformacional afectó una pila sedimentaria pelítica, grauváquica, con escasos derrames de rocas básicas y fue acompañada por un metamorfismo de facies de esquistos verdes (grado biotita). A esta fase deformacional F1 le sucede una segunda de

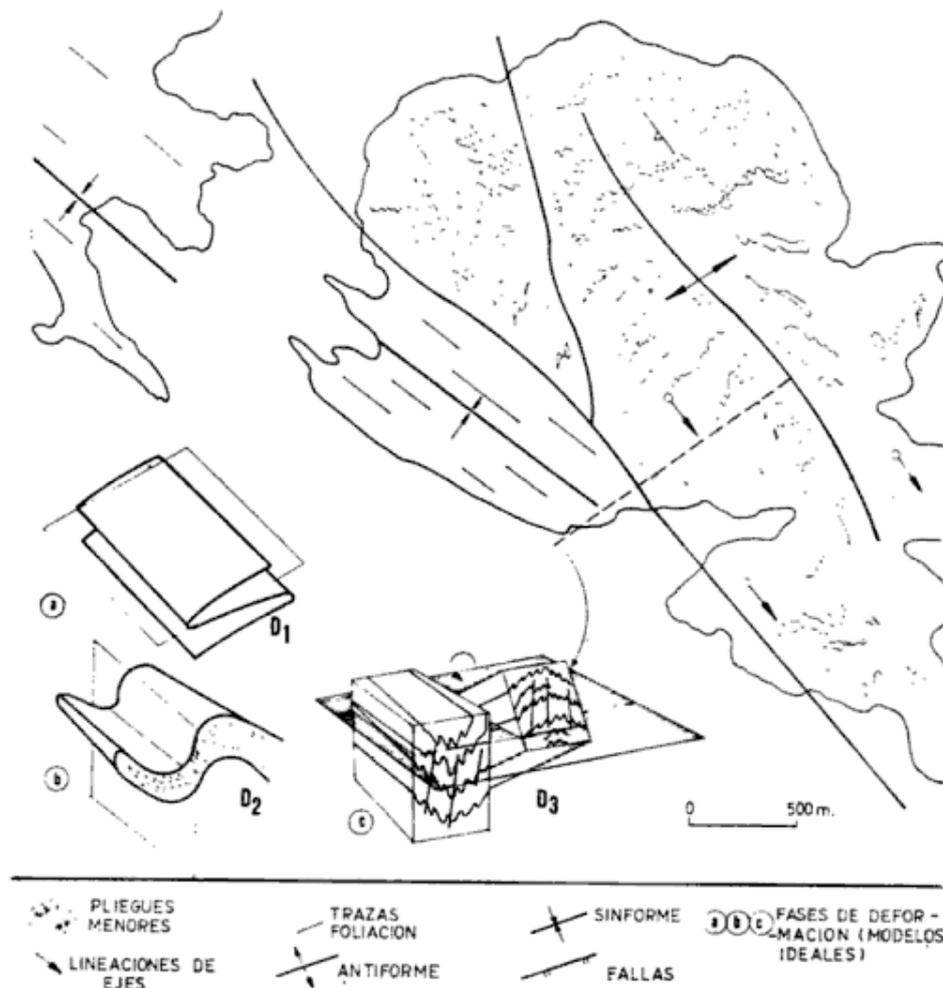


Fig. 5. — Mapa estructural de la zona del Cerro La Ribulia, Tandil, provincia de Buenos Aires. *a*, estructura de nappe de la fase 1 de deformación (D₁); *b*, estructuras de la fase 2 (D₂) interfiriendo la fase 1 (D₁). Nótese las líneas estructurales L1 : L2 coincidentes (ejes de pliegues) y planos axiales PA1 PA2 : 90°, aproximadamente, entre sí; *c*, block diagrama de la región mostrando el movimiento de los bloques por efectos de falla en tijera como consecuencia de la deformación de la fase 3 : D₃, que ha dado como resultado la exposición de formas de interferencia (pliegues) convergentes y divergentes (modelo 3 de Ramsay), en el bloque antiforme. El sinforme de la izquierda se caracteriza por estructuras horizontales que muestran solamente la traza del plano de foliación a nivel erosivo.

plegamiento intenso que originó estructuras S2 que deformaron S1 dando lugar a una esquistosidad y foliación intensa con un metamorfismo de grado esquistos verdes (almandino) y una migmatización sin a post-tectónica. En una fase F3 se produjo una deformación de menor intensidad por sectores especialmente representada en el cerro La Ribulia. En esta fase las estructuras (foliación) S3 deformaron las S1, pero no se han hallado significativamente evidencias de deformaciones anteriores del tipo S2. El grado metamórfico alcanzado es compatible con facies de esquistos verdes subfacies clorita a biotita y está acompañado por magmatismo granítico iniciado en la etapa F2. Cerrando el ciclo defomacional y metamórfico se destacan penetraciones diabásicas a lo largo de S3 y plegamientos S4 confinados a sectores próximos a fallas con intrusiones graníticas menores. El metamorfismo correspondiente fue del grado clorita (facies de esquistos verdes). Los fechados radiométricos disponibles demuestran que la historia geológica de Tandil se extiende desde un máximo de 2.200 a 2.000 m.a. (granítico); luego le sigue un conjunto de gneises próximos a los 1.800 m.a. Entre 1.500 y 1.600 m.a. se destacan edades de rocas graníticas y anfibólicas. Se destaca finalmente una serie de edades entre 1.200 y 1.000 m.a. para filonianas ácidas graníticas y una edad 600 m.a. para otros granitoides.

El modelo de interferencia del Cerro La Ribulia está dado por dos estructuras principales: una de pliegue acostado, cuya estructura planar es paralela a la es-

tratificación, y otra que la intersecta (fig. 5) con un ángulo de casi 90° produciendo de esta forma una coincidencia de líneas deformacionales. Llama poderosamente la atención la ausencia de evidencias del dominio B (NE-SW) cuya distribución en todo el cordón de Tandilia (Tandil a Balcarce) es de tipo regional. En la fig 5 se han representado idealmente los tres estadios de deformación en el área considerada. La fase D1 formadora de las estructuras paralelas a la estratificación, una D2 afectando la S1 y una tercera D3, que representa una falla en pivote que dio lugar al movimiento del bloque antiforme originariamente yacente en forma horizontal y que por efectos de corte a nivel de erosión pone al descubierto las estructuras de pliegue con inyecciones graníticas del dominio C. No se descarta asimismo que la formación del nappe y su deformación posterior no se halle vinculada al cuadro deformacional de carácter regional. Se postula así provisoriamente, hasta tanto se obtengan nuevas evidencias, la deformación de un paquete *sedimentario post-S2* para explicar de esta forma la ausencia de estructuras penetrativas de la fase S2. Los movimientos posteriores a la fase aludida, formaron el dominio C (F3) en rocas de distinta filiación sedimentaria que las caracterizadas por los gneises y granitoides de los dominios A y B.

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Roberto Caminos la lectura del manuscrito y comentarios sobre su contenido.

Lista de trabajos citados en el texto

- Dunning, F. W. 1972. *Dating events in the Metamorphic Caledonides: impressions of the symposium held in Edinburgh, September 1971*. *Scott. J. Geol.* 8 (3): 179-192.
- Johnson, M. R. W. y Stewart, F. H. 1963. *The British Caledonides*. Oliver and Boyd.
- Julivert, M. y Marcos, A. 1973. *Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercinian Cordillera, northwest Spain)*. *Am. J. Sci.*, 273 (5): 353-375.
- Kilmurray, J. O. e Iñiguez, A. M. 1968. *Los gneises escapolíticos de Las Ramaditas, Villa Unión (Provincia de La Rioja)*. Museo de La Plata. *Rev.* VII: 13-29.
- Kilmurray, J. O. 1969. *Petrología de las rocas metamórficas del sector noreste de la Sierra de Maz, Villa Unión, Prov. de La Rioja*. (Estudio preliminar). *IVas. Jorn. Geol. Arg.* I: 409-428.
- *Lineaciones columnares de clivaje en las rocas deformadas del Abra Agua Blanca y Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes de la Prov. de Buenos Aires*. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXIV (3): 239-252.
- Kilmurray, J. O. y Dalla Salda, L. 1971. *Las fases de deformación y metamorfismo en la Sierra de Maz, Prov. de La Rioja, República Argentina*. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXVI (2): 245-263.
- *Las fases de deformación y metamorfismo en el área del Cerro Valdivia, Prov. de San Juan, República Argentina*. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXVI (1): 25-39.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill.
- Teruggi, M. E., Kilmurray, J. O. y Dalla Salda, L. 1973. *Los dominios tectónicos de la región de Tandil*. *An. Soc. Cient. Arg.* CXCIV (I-II): 81-94.

Recibido: diciembre 30, 1974.

ASPECTOS GEOLOGICOS E HIDROGEOLOGICOS DE LA ZONA DE LA COSTA, DEPARTAMENTOS CASTRO BARROS Y ARAUCO, LA RIOJA *

OMAR FERNANDO CASTAÑO

Dirección Provincial de Estudios Hidrogeológicos, La Rioja

Resumen

La zona de estudio corresponde a un valle tectónico de rumbo submeridiano y pendiente hacia el norte, limitado al naciente y poniente por los bloques elevados de rocas cristalinas de las sierras de la Punta y Velasco respectivamente. Las entidades geológicas aflorantes están representadas por las magmatitas, metamorfitas y migmatitas de las Formaciones Paimán y Antinaco, las sedimentitas predominantes limosas de la Formación Schaquis y finalmente la potente acumulación cuaternaria en cuatro ciclos de agradación. Las cuencas imbríferas se desarrollan en los relieves elevados ya mencionados y las aguas drenando hacia la zona deprimida, se infiltran en su mayor parte en el Nivel III y margen occidental del IV. La percolación de los volúmenes de agua así incorporados presenta una dirección predominante al noreste, hacia tres zonas bien definidas. El agua se aloja en cuatro tipos de acuíferos: en diaclasas, en los "ciénegos", en el reservorio cuaternario y en las sedimentitas terciarias.

Introducción

La presente contribución se refiere a las condiciones hidrogeológicas de la zona de La Costa, comprendiendo con ello el valle longitudinal donde se sitúan las localidades de Santa Cruz, Anjullón, Los Molinos, Agua Blanca, etc. Las características climáticas son predominantemente áridas, con precipitaciones estivales y valores promedios de 180 mm anuales, lo cual detiene sensiblemente el desarrollo agrícola ganadero de la zona.

El propósito primordial de esta investigación es delimitar, al menos cualitativamente, los distintos factores geológicos de incidencia en el comportamiento del agua subterránea. Conforme se habían previsto en el cronograma de tareas de esta Repartición los trabajos de campo y gabinete se desarrollaron durante el segundo semestre del año 1974, previéndose

* Publicado con la anuencia de las autoridades.

Abstract

The zone under study corresponds to a tectonic valley striking submeridian with a general slope to the north and limited to the east and west by the elevated blocks of crystalline rocks belonging to the sierras of La Punta and Velasco respectively. The different geological units are represented by intrusives, metamorphic and migmatites rocks of the Antinaco and Paimán's Formations, the sediments principally silty of Schaquis Formation and finally the thick accumulation of Quaternary sediments, developed in four levels of aggradation. The water's basing are located in the high part of the mountain and they drainage to the low part where the infiltration take place through the third and part of the fourth level of Quaternary's sediments. The movements of the underground water has a general trending to the northeast and toward three well defined zones. The underground water are contained in four different types of aquiferous i.e. joint, "ciénegos" and in Tertiary and Quaternary' sediments.

elaborar un informe más detallado durante el transcurso del año 1975.

Estudios anteriores

Trabajos anteriores en la zona fueron llevados a cabo por Mesigos, M. (1973) y por Suárez, M. *et. al.* (1972). A ello podemos agregar los mosaicos geológicos del Plan Cordillera Norte (D.N.G.M.) y la hoja geológica 15 e- Valle de Mazán realizada por González Díaz, E. aún no publicada.

Metodología

El método de estudio desarrollado por este Departamento se basó en las observaciones geológicas adaptadas al fin hidrogeológico de la investigación. Con los estereogramas relevados por I.F.T.A. a escala 1: 40.000 se procedió a la fotointer-

pretación de la zona, lo que permitió delimitar las áreas de basamento para el mapa base, los distintos niveles de agradación del cuartario, rasgos estructurales, diseños de drenaje, delimitación de cuencas, etc. Todo ello fue ajustado posteriormente en campaña. El fin práctico del informe se centró en tratar de delimitar zonas con características hidrogeológicas apropiadas para el aprovechamiento del recurso.

Geología

BASAMENTO —PRECÁMBRICO— PALEOZOICO INFERIOR?

En nuestra zona de estudio, el Precámbrico incluye la gran variedad de rocas cristalinas que conforman los núcleos montañosos de las sierras de Velasco y de la Punta. Turner, J. C. (1962) definió a estas rocas con el nombre de Formaciones Paimán y Antinaco, representada la primera de ellas por composiciones más o menos uniformes, entre las que se destacan la presencia de granitos porfíroides con fenocristales de ortosa y plagioclasa, mientras que la Formación Antinaco está representada por migmatitas, esquistos inyectados y cuerpos de granitos inyectados. El contacto entre ambas formaciones suele ser gradual, especialmente entre granitos y migmatitas. Caminos (1972) discriminó tres ambientes, de los cuales nuestra zona participa con otras sierras de La Rioja, en el llamado septentrional, caracterizado por el predominio de rocas metamórficas de grado bajo a moderado alto (pizarras, filitas, micaicitas, etc.), rocas graníticas, migmatitas venosas (gneis arteríticos), etc. El Plan La Rioja, en la descripción de los mosaicos del mapa geológico-económico de la Provincia de La Rioja, delimita detalladamente ambas formaciones definidas por Turner, J. C.

Con el presente trabajo, dada la índole del mismo, se ha optado por mapear basamento "indiferenciado". Si bien es cierto que en la literatura geológica clásica se le asigna a estas rocas una edad precámbrica, actualmente a la luz de varias evidencias, ese concepto, pareciera haber perdido vigencia, por recientes investigaciones radimétricas (González *et al.*, 1971) en rocas de las cadenas de Paimán y Vilgo y por el hallazgo de restos fósiles en rocas cristalinas de áreas geológica-

mente semejantes (Mirré y Aceñolaza, 1971) atribuyéndoles una edad cámbrica. Pese a que estas investigaciones no autorizan a desechar por completo el concepto clásico del basamento cristalino de edad precámbrica, habilitan al menos a suponer que extensas áreas de este basamento son de edad Paleozoica inferior.

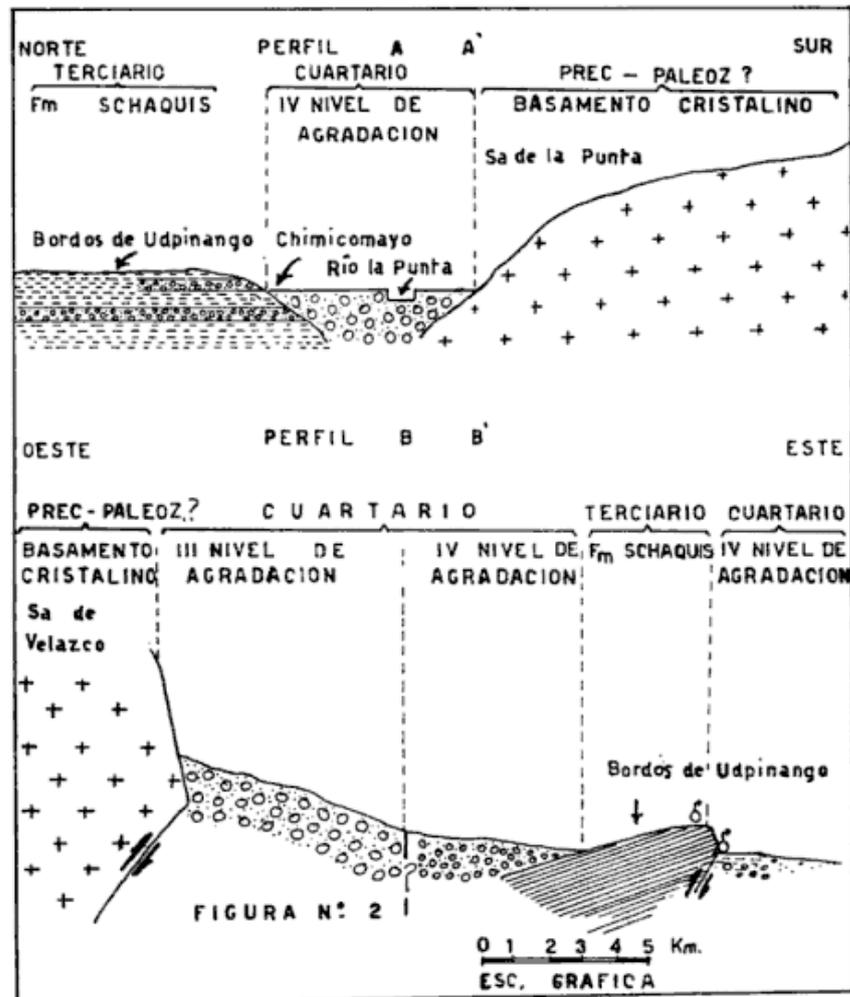
TERCIARIO:

Las sedimentitas asignables a este período fueron definidas por Turner (1962) como Formación Schaquís y posteriormente por Sosic (1972) como Formación Salicas. Los afloramientos de mayor significación en toda el área reconocida constituyen los llamados "bordes" de Arauco, Udpinango y Talacán (Figuras 1 y 2), integrados por limolitas de color pardo castaño claro, con delgadas intercalaciones de gravas y arenas y cantidades variables de carbonato de calcio bajo la forma de cemento mineral, delgados niveles y como pequeños individuos de forma botroidal, que liberados por erosión constituyen la costra superficial de dichos "bordes". Otros afloramientos son los de La Calera, El Tembleque y los del flanco occidental de la sierra de La Punta.

Como carácter general puede mencionarse la presencia de cavernas de disolución, especialmente en la zona de Palanche. Posiblemente asignable a este período sea el travertino en la zona de Santa Cruz, originado por la precipitación del CaCO_3 , proveniente de aguas termales ascendidas a través del fallamiento que marca el borde oriental del Velasco. Estos manantiales, extinguidos en la actualidad han determinado un travertino sumamente cavernoso con intercalaciones de fracciones clásticas, especialmente de cuarzo y cuarzo-feldespatos, alcanzando un espesor de 25 metros.

CUARTARIO:

Los depósitos del cuartario están representados en su mayor parte por la potente acumulación fluvial que rellena el valle central y por delgados depósitos que en la zona de altas cumbres del Velasco dan lugar a la formación de "ciénegos". Texturalmente difieren de los asignados al Terciario, en este caso las granometrías son generalmente gruesas, participando los términos más finos como niveles limo-arcillosos impermeables, con estratificación



torrencial y entrecruzada como resultado de la turbulencia de las corrientes fluviales que le dieron origen.

Los sedimentos de referencia se depositaron en cuatro ciclos de agradación de los cuales como se verá más adelante, el más antiguo o Nivel I fue asignado provisoriamente al Pleistoceno, el Nivel II al Holoceno y los Niveles III y IV al Reciente y Actual. En general se aprecia una marcada disminución granulométrica en dirección al eje de la cuenca, caracterizada por gruesos fanglomerados en las márgenes pedemontanas del Velasco y texturas gravilosas y arenosas con escasos limos en adyacencias a la planicie aluvial del río de La Plata.

ESTRUCTURA

La zona en estudio corresponde a un valle tectónico, limitado al naciente y poniente por las sierras de La Punta y Velasco. Estructuralmente se aprecia una morfología de bloques elevados y descen-

didados a lo largo de fracturas submeridionales y con vuelco al noroeste. Las principales líneas directrices estructurales de la orogenia terciaria se agrupan en dos direcciones predominantes.

Orientación norte-sur:

Al pie oriental del Velasco (F1).

En el borde oriental de la sierra de La Punta y su continuación septentrional en los "bordes" de Arauco (F4).

En el borde occidental de la sierra de La Punta, entre las latitudes de Pinchas y el extremo austral del valle (F3).

Y la que aparentemente marca el pasaje del Nivel III al V, desde el extremo norte de la sierra de Velasco hasta Anillaco aproximadamente (F2).

Orientación noreste-sudoeste:

Las que en la sierra de La Punta pasan por Ismiango y algo más al norte (F5 y F6).

De lo dicho podría suponerse que la configuración estructural más sencilla consistiría en tres bloques, de los cuales el central representaría el bloque deprimido. Sin embargo, y en razón de las fracturas señaladas, las unidades mayores se han fraccionado en bloques menores con grado variable de hundimiento, dando lugar a las alternativas ejemplificadas en la figura 3.

GEOMORFOLOGÍA

Los procesos geológicos y geomorfológicos se traducen en instancias de denudación de los relieves elevados de rocas cristalinas, y agradación en el área deprimida lo que da origen a variadas formas de construcción.

A efectos de definir sintéticamente las principales características del relieve po-

demos considerar tres ambientes o unidades geomórficas: 1) Áreas montañosas; 2) Áreas mesetiformes o "bordos" ("bad lands" o huayquerías); 3) Área central deprimida.

Los rasgos más sobresalientes son los siguientes:

1) Áreas montañosas

Representada por las sierras del Velesco y de la Punta, típicos ejemplos de montañas de "bloques" basculados y perfil asimétrico, determinado por flancos abruptos al naciente, donde se localiza el fallamiento principal y falda occidental tendida que representa la peneplanicie dislocada. La diversidad composicional, textural y estructural de estos terrenos cristalinos ha determinado un comportamiento variable ante los agentes externos.

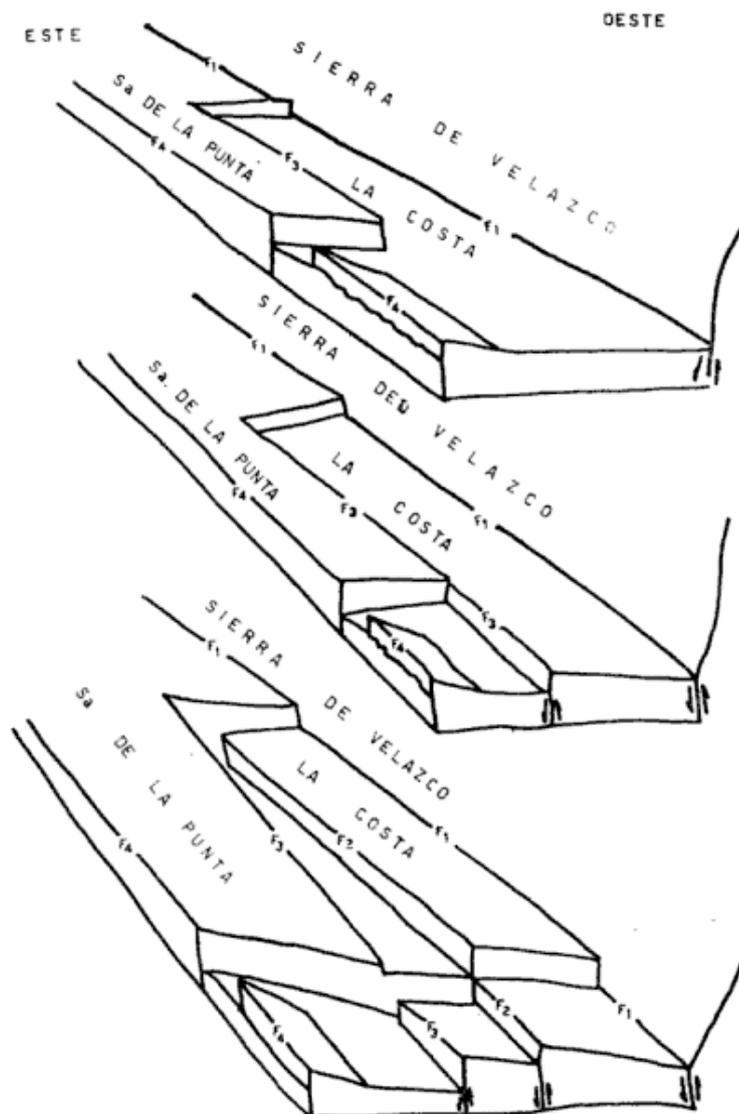


Fig. 3 — Esquemas morfoestructurales probables del basamento profundo zona La Costa

Los aspectos más frecuentes lo constituyen los relieves de rocas con superficies facetadas, limitadas por sistemas ortogonales de diaclasas. En la culminación septentrional de la sierra de la Punta, los bloques rocosos liberados, y la con cierto grado de redondeamiento descansan *in situ* o muy cerca de su origen a modo de taludes o depósitos de falda. Se pueden observar asimismo grandes superficies de rocas con suaves ondulaciones, especialmente donde las diaclasas constituyen grupos más o menos espaciados y donde la textura de la roca es más bien uniforme.

Evoluciones morfogénicas peculiares se desarrollan en rocas esquistosas de la Formación Antinaco con fuerte inclinación. En facies gnéissicas prevalecen en cambio las formas más redondeadas o en bloques, semejantes a las observadas en rocas graníticas. El drenaje desarrollado en estas unidades, presenta diseño dendrítico, aunque ciertas condiciones estructurales determinan tipos más bien rectangulares o en paralelo.

Los perfiles transversales de las quebradas en las ambientes montañosos presentan una garganta muy estrecha y considerable pendiente longitudinal lo que favorecen el desarrollo de torrentes impetuosos, que arrastran bloques de gran tamaño y texturas gruesas en general, que pueden traducirse ocasionalmente en flujos rápidos de escombros rocosos. Estos procesos aluvionales revisten la mayor importancia en las reducidas áreas cultivadas ubicadas generalmente en el borde distal del nivel III. La superficie de drenaje de estos ambientes de rocas cristalinas, implica una superficie total de cuencas tributarias hacia la zona deprimida de 722,73 km².

Dentro del contexto general del paisaje montañoso, incluimos un subambiente con características bien definidas a partir de los 3.000 m s.n.m., aproximadamente. Se trata del relieve propio de las altas cumbres en el cual sobresalen como elementos geomórficos principales las altiplanicies o "pampas" alargadas y limitadas en sus márgenes inmediatas por cordones montañosos que no sobrepasan los 300 metros de altitud respecto al nivel de las depresiones. Estas cuencas alargadas presentan un fondo de valle plano, y pendientes longitudinales de hasta 5°.

La topografía de las mismas es suavemente ondulada, alterando únicamente dicha monotonía el desarrollo de barrancas (de hasta 7 metros de hondo) del colector, que se desplaza en amplios meandros entre margen y margen y por montículos de basamento que emergen como islas irregulares en medio del relleno cuartario. En las márgenes elevadas, constituidas por terrenos cristalinos, es posible observar asimismo, pequeñas acumulaciones de sedimentos clásticos de textura fina en forma de abanicos de hasta 15° de pendiente, los cuales en sus bordes distales pasan en transición a la morfología llana del valle colector.

2) *Areas mesetiformes o "bordos"*

Se trata de lomadas bajas, constituidas por sedimentitas de la Formación Schquis a modo de mesetas suavemente inclinadas al poniente y bordes orientales abruptos que marcan los planos de falla. Esta asimetría transversal es común en toda su extensión, especialmente en la zona de Arauco. Localmente reciben el nombre de "bordos" indicando en cada caso la localidad, por ejemplo, "bordos" de Arauco, "bordos" de Udpinango, "bordos" de Talacán, etc. y geomorfológicamente configuran paisajes de "bad lands" o huayquerías.

La presencia de carbonato de calcio, tal como se mencionó en geología, a modo de individuos botroidales, al ser liberados por la acción exógena producen una cubierta de escombros muy delgada y que contribuye a preservar el relieve mesetiforme, observable principalmente en la zona de Udpinango. Otra ingerencia del carbonato de calcio en el modelado de estos paisajes, está ejemplificado en las cavernas que produce la disolución del mismo, de gran distribución en las zonas de Palanche y El Tembleque.

Geomorfológicamente estos relieves suelen definirse como "cuestas", las cuales se integran por "frentes" que pueden tener un origen tectónico o bien estar determinados por acción de la erosión fluvial, que afecta a capas de distinta resistencia a la erosión. El elemento restante de la cuesta es el "dorso" o "reverso", que en el ejemplo de referencia representa la pendiente occidental. Frecuentemente el frente presenta una parte superior más

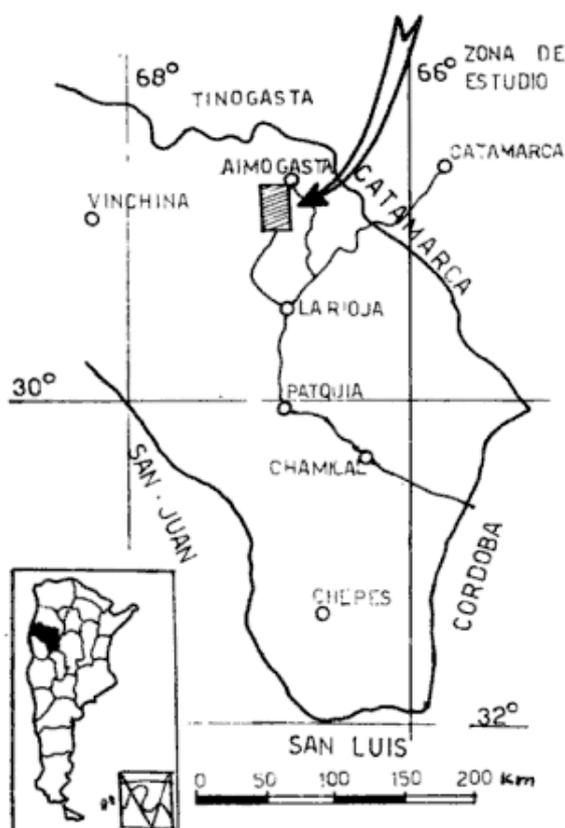


Figura 4

dura (más cementada) a modo de cornisa y una inferior de perfil cóncavo, sobre la que resbalan los detritos del nivel superior, especialmente los individuos botroidales de CaCO_3 ya mencionados. Deben mencionarse asimismo las pequeñas elevaciones llamadas "cerros testigos", que sujetos a la erosión evolucionan hacia formas de "antecerros" por desaparición de la capa dura superior. Otras formas de erosión en estos relieves son las gargantas o cañadones labrados por la acción fluvial de las corrientes provenientes del oeste, durante las épocas estivales.

3) Area central deprimida

Como tal entendemos al valle longitudinal limitado a occidente y al sur por los relieves graníticos de la sierra de Velasco y a oriente por la sierra de La Punta y algo más al norte por los "bordes" recientemente considerados. Es en esta zona donde el espesor cuartario alcanza su máximo desarrollo areal y vertical y donde las formas de construcción del relieve se traduce en niveles de pie de monte suavemente inclinados, terrazas

fluviales y conos aluviales de cuya yuxtaposición se conforma una extensa bajada al pie del Velasco y, mucho más reducido en la sierra de La Punta.

Todas estas unidades se originaron directa o indirectamente por la deposición hidrodinámica de materiales sueltos que transportaron las corrientes fluviales desde el más antiguo cuartario hasta los momentos actuales. La deposición no fue continuada, sino que se interrumpió repetidas veces dando origen durante este período a ciclos de agradación y ciclos de degradación. Como consecuencia de los primeros, resultaron los cuatro niveles de agradación, de los cuales el más antiguo o Nivel I lo asignamos provisoriamente al Pleistoceno, el Nivel II al Holoceno y a los Niveles III y IV al Reciente y Actual.

Nivel I

Constituye la primera manifestación del cuartario y en la actualidad se restringe a pequeños afloramientos adosados al zócalo cristalino del Velasco en las latitudes de Anjullón, Los Molinos, Anillaco y algo al sur de Agua Blanca. Otros relictos de este primer ciclo de agradación, algo más alejado del flanco montañoso lo observamos entre Chuquis y Aminga, donde yacen sobreelevados respecto al Nivel III, por fracturas menores paralelas al fallamiento principal del Velasco. Los sedimentos constituyentes de este Nivel, están caracterizados por texturas gruesas, en la que litológicamente predominan composiciones graníticas de la Formación Paimán.

Es importante señalar que este Nivel no se formó a expensas del drenaje de la sierra de La Punta, circunstancia ésta que nos sugiere que para entonces dicha sierra no se había constituido aún en la entidad orográfica que vemos en la actualidad. Este Nivel es fácilmente identificable, por su posición topográfica invariablemente elevada, su granulometría gruesa, su grado de disección, etc. La superficie total que alcanzan sus afloramientos es de solamente 7,17 km².

Nivel II

Ocupando una posición más deprimida que el anterior alcanza una superficie

U n i d a d	Superficie (Km ²)	Constitución	Geomorfología	Hidrogeología
Llanura aluvial Río de La Punta.....	30,20	Arenas con intercalaciones gruesas. Limos	Relieve llano suavemente ondulado. Poca incisión vertical. Drenaje definido en un colector principal	Colecta todo el drenaje del sud y del oeste
NIVEL IV.....	433,47	Gravas y arenas con matriz limosa	Pendientes que suavizan hacia oriente. Drenaje denso. Poca incisión vertical	Idem al Nivel III en su borde oriente. Buenas posibilidades para perforaciones de exploración
NIVEL III.....	412,14	Facies gruesas en zonas apicales y arenas en distales. Gran variación textural	Forma de conos aluviales. Relieve notablemente ondulado. Gran incisión vertical	Principal área de infiltración, alimentación de acuíferos
NIVEL II.....	7,49	Facies gruesas a muy gruesas, matriz areno-gravillosas. Escasos limos	Relictos adosados al Velasco o bien sobre elevados por fallas en zonas deprimidas. Relieve muy disectado	Areas de recarga, pero de poca significación
NIVEL I.....	7,17	Idem Nivel I	Idem al Nivel II, pero con mayor resalto topográfico	Idem Nivel II
TERCIARIO.....	32,04	Limos con cemento calcáreo. Intercalaciones gruesas	Relieve amesetado, con flanco abrupto a oriente y suave a occidente. Paisajes de « huayquerías ». Cavernas de disolución del CaCO ₃	Encauza y produce la emergencia de vertientes, originadas por las aguas proveniente de occidente. Acuíferos con cierta presión en intercalaciones permeables. Incidencia tectónica en el movimiento del agua subterránea
PRECÁMBRICO - PALEOZOICO?	722,73	Rocas cristalinas	Bloques montañosos. Altiplanicies	Cuencas imbríferas. Agua en diaclasas

aflorante de 7,49 km². Textualmente es semejante al Nivel I, presentando una menor incisión fluvial.

Sus afloramientos, en la actualidad desmembrados, erosionados y en gran parte cubiertos se distribuyen en forma discon-

tínua en las inmediaciones de Los Molinos, Aminga, Pinchas, Ismiango.

Nivel III

A consecuencia de un tercer ciclo de agradación, se deposita un extenso Nivel no ya como superficies aterrazadas suavemente inclinadas como en los dos casos anteriores, sino como conos aluviales, que se extienden unos 9 km entre zonas apicales y distales. El conjunto de estos conos o "bajada" presenta una superficie ondulada, paralelamente a la sierra, originada por la alternancia de interfluvios separados por zonas bajas.

Este Nivel se origina a expensas de los depósitos clásticos provenientes de las sierras de Velasco y de La Punta, alcanzando una extensión ininterrumpida desde el extremo norte de la sierra nombrada en primer término, hasta pampa de Los Altos. Se distingue del Nivel II por su resalto topográfico, por una menor magnitud en la erosión vertical de los ríos, por un drenaje más densificado, y como ya se mencionó por una pendiente más pronunciada. Hacia sus zonas distales, se interdigita, a veces en forma gradual con el Nivel más bajo o IV, en medio del cual suelen presentarse relictos preservados de forma irregular.

Nivel IV

Este Nivel se extiende entre el Nivel III al oeste, hasta el río La Punta y los "bordes" de Chimicomayo, Udpinango, Arauco y Talacán al este, con una superficie total dentro de los límites mencionados de 433,47 km². Sus características geomórficas son más semejantes a las áreas deprimidas de las cuencas intermontanas de las sierras Pampeanas que a los conos aluviales propiamente dichos. Este Nivel se caracteriza por su granulometría mucho más fina que los anteriores y por su menor pendiente.

Por último podemos mencionar la Planicie Aluvial del Río de La Punta que ocupa las áreas más deprimidas de la cuenca; el desnivel respecto a los lechos actuales es de 2 metros como valor promedio, mientras que las pendientes longitudinales aparecen considerablemente suavizadas.

HIDROGEOLOGÍA

Las aguas subterráneas de la región, en ausencia de corrientes superficiales de régimen permanente, adquieren considerable importancia para el desarrollo de una zona donde la actividad principal es la agricultura. Ello adquiere mayor relevancia si se tiene en cuenta que las captaciones de aguas superficiales son exclusivamente para los caudales de estiaje, no existiendo obras que capten las crecidas estivales, las cuales se insumen en su mayor parte en los depósitos porosos de la zona deprimida.

En líneas generales podemos considerar cuatro yacimientos distintos de aguas subterráneas, que en orden creciente de importancia son los siguientes: 1º) En los delgados espesores de sedimentos cuaternarios de las zonas altas de la Sierra de Velasco ("ciénegos"); 2º) En diaclasas, planos de esquistosidad y fracturas en general, del basamento; 3º) En niveles permeables y fracturas de las sedimentitas terciarias, y 4º) En la potente acumulación cuaternaria que rellena la zona deprimida.

En general todas estas aguas son aptas para el consumo humano, dependiendo el grado de aprovechamiento de condiciones hidrogeológicas que la Dirección Provincial de Estudios Hidrológicos pretende precisar con mayor detalle durante el corriente año. Las aguas de precipitación, origen principal de las aguas del subsuelo, alcanzan valores de 150 mm anuales en la zona deprimida y de 280 mm, en los relieves elevados (*según datos del Departamento de Hidrología Superficial*). Puede tenerse en cuenta los siguientes aspectos: 1, Escurrimiento; 2, Infiltración y 3, Percolación.

1) *Escurrimiento*: Se desarrolla en los relieves elevados, del este, oeste y sur, constituidos por rocas cristalinas. Hemos calculado en base a la suma de todas las subcuencas parciales una superficie total de cuenca imbrifera en estos terrenos de 722,73 km², de los cuales 589,23 km² representan los aportes provenientes del oeste y 133,5 km² de la sierra de la Punta. El régimen de los ríos es frecuentemente en estos ambientes de tipo "permanente", si bien es cierto que entre el estiaje y las crecidas las diferencias de caudales se hacen notables.

2) *Infiltración*: Los mayores valores de infiltración que contribuyen a la recarga de los acuíferos se registran en los sedimentos clásticos altamente permeables del pie de monte.

Estos caudales de infiltración provienen de:

- 2-a) Infiltración directa del agua de lluvia en el área deprimida.
- 2-b) Infiltración en los canales influentes de los conos aluviales que constituyen el Nivel III y en parte en el Nivel IV, de las aguas crecidas estivales.
- 2-c) Infiltración por el riego de fincas del agua procedente de los muros de toma, que captan el estiaje.
- 2-d) Infiltración del agua de vertientes en el pie de monte. La procedencia de estas aguas corresponde en parte al derretimiento de la precipitación sólida (granizo) y (nieve) y líquida de las altas cumbres que se alojan temporalmente en los "ciénegos" y luego drenan por intercomunicación de diaclasas, fracturas, planos de esquistosidad, etc., hacia el área central deprimida. Parte del agua con esta procedencia, no llega a aflorar en el pie de monte, sino que lo hacen a modo de vertientes de "talweg" en las quebradas del basamento cristalino, contribuyendo de este modo a los caudales de estiaje.

Si bien es cierto, como se mencionó precedentemente, que los mayores valores de infiltración, deben corresponder a los sedimentos del Nivel III y parte occidental del Nivel IV, dadas las características granométricas del relleno cuartario, pueden considerarse que toda el área deprimida se comporta como zona de infiltración, en mayor o menor grado según el sector de que se trata.

En terrenos del basamento cristalino, la infiltración es casi nula en su mayor parte dado su carácter impermeable. Sin embargo existen zonas del mismo, especialmente en las altas cumbres del Velasco, donde densas redes de diaclasas y fracturas en general imponen condiciones de permeabilidad secundaria que debe alcanzar considerables valores, determinan-

do consecuentemente condiciones de interconexión entre las pequeñas subcuencas que representan los "ciénegos". En altitudes algo más bajas, sobre el faldeo de la sierra, las diaclasas se presentan más espaciadas y no tan abiertas como en el caso anterior.

3) *Percolación*: Con esta denominación nos referimos al movimiento del agua subterránea en los medios rocosos permanentemente saturados, vale decir al flujo subterráneo en los acuíferos. Las aguas infiltradas, según los mecanismos ya considerados, fluyen siguiendo el buzamiento de los estratos que las alojan, hasta ganar los Niveles más bajos de la cuenca de la cubeta central.

Es importante definir tres aspectos fundamentales y que inciden en la mecánica de la percolación: a) La morfología del basamento hundido, substrato de todo el relleno cuartario; b) La morfología de la cuenca vertiente y c) La morfología de la cuenca subterránea.

En base a las evidencias morfoestructurales de superficie podemos inferir que la pendiente de el o los bloques hundidos es hacia el noroeste, tal como se ve en los relieves positivos. De ser cierta esta apreciación el "eje profundo de la cubeta basamental" donde se depositó el cuartario, podría estar ubicado en adyacencias a la sierra de Velasco, sin embargo se aprecian en superficie fracturas submeridianales que podrían alterar este esquema tan simple, mediante el hundimiento variable de los bloques centrales, tal como se trató en la parte de Estructura. Las aguas infiltradas en los sectores apicales de los abanicos fluyen siguiendo el buzamiento de los estratos que las alojan, hasta alcanzar los Niveles más bajos. Por esta razón el agua proveniente del Velasco debe percolar hacia oriente hasta el "eje de la cuenca subterránea", hacia donde confluyen también los escasos aportes provenientes de la sierra de La Punta. Ahora bien, como el aporte del Velasco es mayor que el de la sierra de La Punta, el eje de dicha cuenca subterránea podría estar más cercano a esta última y desplazado algo hacia el este respecto al "eje de cuenca vertiente" representado en nuestro caso por el río de La Punta.

En este ambiente del área deprimida, es de presumir que los niveles de agua en

el receptáculo cuartario se hacen menos profundos a medida que de oeste a este nos acercamos al cierre oriental de la cuenca, por el efecto de barrera impermeable que ejercen las rocas cristalinas de la sierra de La Punta y más al norte los "bordos" de Udpinango y Arauco.

Dichos "bordos" sin embargo desde el punto de vista hidrogeológico presentan dos comportamientos distintos: para la percolación algo más profunda proveniente del oeste, estos "bordos" influyen encauzando el agua mediante sus niveles permeables y pequeñas fracturas, determinando con ello una zona de descarga por vertientes que son captadas en su mayor parte, mientras que parte de este flujo debe fluir subterráneamente a través de los "bordos" para alimentar los acuíferos cuartarios de la llanura oriental adyacente y la zona de hundimiento de Aimogasta. En cambio para la percolación menos profunda, su incidencia hidrogeológica es de barrera impermeable, levantando los niveles de agua.

Todo este flujo percolante, al chocar contra la barrera impermeable que constituye la sierra de La Punta, debe fluir hacia el norte siguiendo paralelamente a la misma y muy posiblemente escape parte de él hacia la subcuenca vecina oriental, a través de la zona comprendida entre Chimicomayo y el extremo septentrional de la sierra de La Punta (fig. N° 2). En base a estas suposiciones se ha delimitado un sector apto para trabajos de exploración por donde fluirían los caudales subterráneos provenientes de las cuencas comprendidas entre las latitudes de Anjullón y el extremo austral de la fosa tectónica.

Conclusiones

1ª La zona de estudio corresponde a un valle tectónico limitado al naciente y poniente por los bloques cristalinos de las sierras de La Punta y Velasco.

Las líneas directrices estructurales responsables de la actual morfología, se agrupan en dos sistemas bien definidos, uno de rumbo norte sur y el otro de menor importancia, de orientación noreste sudoeste, resultantes del evento orogénico del ciclo Andino que culminó al promediar el Terciario e iniciarse el Pleistoceno.

La conformación del relieve responde a una morfología de bloques asimétricos, con flancos orientales abruptos que marcan el fallamiento principal, aparentemente de carácter inverso y pendientes occidentales suaves.

2ª Las entidades geológicas están representadas por el basamento cristalino (Precámbrico-Paleozoico inf.?) definido por Turner (1962) con el nombre de Formaciones Paimán y Antinaco, por las sedimentitas terciarias de la Formación Schaquís (Turner, 1962) o Formación Salicas (Sosic, 1972) y por el relleno cuartario del área central deprimida.

3ª Hidrogeológicamente puede tenerse en cuenta una zona de cuencas imbríferas en los relieves elevados, principalmente en la sierra de Velasco, una zona de infiltración que se circunscribe fundamentalmente en los sedimentos del 3º y 4º ciclo de agradación y una zona de percolación que comprende toda el área central deprimida y, que drena hacia tres zonas bien definidas y que de norte a sur son las siguientes: 3-1: Aimogasta, 3-2: "bordos" terciarios y 3-3: zona entre sector norte de la sierra de La Punta y "bordos" terciarios.

4ª El agua subterránea se presenta en varios tipos de depósitos que en orden creciente de importancia son las siguientes: 1º en los delgados espesores de cuartario de las zonas altas de la sierra de Velasco ("ciénegos"); 2ª en diaclasas del basamento cristalino; 3ª en niveles permeables y fracturas de las sedimentitas terciarias; 4ª en los sedimentos cuartarios del área central deprimida (acuíferos de mayores posibilidades); 5ª pese al carácter preliminar de la presente investigación y no contar con suficientes datos de perforaciones que permitan mayores elementos de juicio se delimitó una zona de características favorables para la exploración y eventual explotación de los acuíferos. Se trata del sector comprendido entre Chimicomayo y el extremo norte de la sierra de La Punta, donde se cree que la cuenca vertiente y subterránea, comprendida entre las latitudes de Anjullón y el extremo sur del valle drenan en parte hacia la cuenca vecina ubicada a oriente de la sierra de La Punta y de los "bordos" de Udpinango y de Arauco.

6^a Las otras zonas donde confluyen los drenajes provenientes de las cuencas del oeste son los "bordos" ya mencionados y el área de hundimiento de Aimogasta, donde se pretende en una próxima etapa definir con mayor detalle las posibilidades hidrogeológicas.

Agradecimientos

Corresponde agradecer al Dr. Gilberto Aceñolaza por sus valiosas sugerencias, como así también al geólogo Horacio Crespo y técnico Ramón Quirós por sus respectivas colaboraciones en las tareas de campaña y gabinete.

Lista de trabajos citados en el texto

- Caminos, R., 1972. *Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*, en Geología Regional Argentina, Acad. Nac. Cienc. Córdoba. Editor. A. F. Leanza.
- Derrau, M., 1966. *Geomorfología*. Editorial Ariel. Barcelona.
- González Díaz, E., 1968. *Descripción Geológica de la Hoja 15 e-Valle de Mazán. (Prov. de La Rioja y Catamarca)*. Serv. Geol. Nac. (inédito) Buenos Aires.
- González, R., Kawashita, K. y Cabrera, M., 1971. *Edades potasio-argón de algunas rocas del basamento de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. Buenos Aires. (en prensa).
- Mirré, J. y Aceñolaza, G., 1971. *El hallazgo de Oldhamia (traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija*. Ameghiniana VIII. Buenos Aires.
- Sosic, M., 1963. *Descripción Geológica de la Hoja 14 e-Salar de Pipanaco (Provincias de Catamarca y La Rioja)*. Instituto Nacional de Geología y Minería. Bol. N° 137. Buenos Aires.
1972. *Descripción Geológica de la Hoja 14 d-Tinogasta (Provincias de Catamarca y La Rioja)*. Serv. Nac. Min. Geol., Bol. N° 129. Buenos Aires.
- Suárez, M. y Cresta de Suárez, M. I., 1970. *Recursos Hídricos*. Manual de Historia y Geografía de La Rioja. Compañía Editorial Riojana. La Rioja.
- Turner, J. C., 1962. *Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región al Oeste (La Rioja)*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol., XLIII. Entrega Ira. Córdoba.

Recibido: marzo 3, 1975.

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

BLATT, H., MIDDLETON, G. y MURRAY, R., *Origin of sedimentary rocks*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, Estados Unidos.

"Origin of sedimentary rocks" es un libro equiparable con "Rocas sedimentarias" publicado por F. J. Pettijohn hace ya más de 20 años. Es equiparable pues al igual que el de Pettijohn en su momento, presenta una metodología novedosa para el estudio de los sedimentos. El enfoque que se propugna es que se encaré la Sedimentología desde el punto de vista de los procesos sedimentarios, o sea de los mecanismos físicos y químicos que dan origen a sedimentos y sedimentitas.

En este libro no se describen tipos litológicos especiales como arcosa o grauvaca, ni se dan sus distribuciones areales o temporales. En este sentido es, pues, complementario con el de Pettijohn. A fin de comunicar una idea más clara de su contenido, enumero algunos capítulos elegidos: The geologic cycle, Sediment movement by fluid flow, Weathering processes and products, Facies models, Natural waters and diagenesis of sandstones, Ori-

gin of limestones, Major external controls of sedimentation.

Este libro es excelente para la primera parte de un curso de Sedimentología, donde se expliquen procesos y estructuras sedimentarias. Mas debe ser ampliada la descripción de los modelos sedimentarios y diseños de paleocorrientes, y agregar petrografía sedimentaria.

La edición es agradable, con buenas ilustraciones y sin errores de imprenta. Está bien escrito y con un estilo bastante homogéneo a pesar de ser tres los autores. Aún no ha sido traducido al español.

Los autores se han destacado en: el estudio de la evolución textural de las arenas (Blatt), la experimentación modelada de corrientes de turbidez (Middleton), y el estudio de sedimentos químicos y bioclásticos (Murray).—Gustavo González Bordinino.

MINERALES DE LAS ARCILLAS EN LOS SEDIMENTOS ACTUALES DE LA REGION DEL CERRO SAN LORENZO PROVINCIA DE SANTA CRUZ

JUAN J. LLUCH y LUIS A. SPALLETTI

Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Cátedra de Sedimentología
Carrera del Investigador Científico del CONICET

Resumen

El estudio de los argilominerales de sedimentos glaciales, fluviales y lacustres, así como de las rocas proveedoras de detritos, ha revelado la presencia de varias asociaciones constituidas por illita, clorita, caolinita e interestratificados, principalmente de tipo irregular.

Los principales cambios detectados —variación en el carácter de las asociaciones, en los porcentajes de minerales y en la cristalinidad de la illita— en distintos sectores del área estudiada, se consideran independientes del ambiente de sedimentación y se atribuyen a procedencia. Asimismo, se ha detectado la acción de procesos de transformación y neoformación de argilominerales, aunque de poca intensidad dada la inhibición provocada por el clima frío y la abrupta topografía de la región.

Introducción

Este trabajo forma parte del plan de estudio sedimentológico de los depósitos glaciales, fluviales y lacustres actuales localizados en la región del Cerro San Lorenzo, en el ángulo noroeste de la provincia de Santa Cruz. Su finalidad específica es la de determinar el origen de la asociación de minerales de las arcillas presentes en los sedimentos de los diversos ambientes, así como su comportamiento durante las sucesivas etapas del transporte.

Los autores agradecen al doctor Mario E. Teruggi por la lectura crítica del manuscrito, al doctor Mario M. Mazzoni por las interesantes sugerencias efectuadas durante la realización del trabajo y al señor Ricardo Gutiérrez por su invalorable colaboración en las tareas de campaña y laboratorio.

Abstract

Clay minerals from glacial, fluvial and lacustrine sediments of western Patagonia, and their source rocks are studied. This research has revealed the presence of several associations composed of illite, chlorite, kaolinite and irregular mixed-layer clay minerals.

Variations in the composition of mineralogical associations, in the content of clay minerals and in illite crystallinity are ascribed to provenance and deemed to be independent of the depositional environments. Processes of transformation and neof ormation of clay minerals were also detected, but they seem to be inhibited by cold climate and rough topography.

Rasgos geomorfológicos y geológicos de la región

La región en estudio se caracteriza por la topografía típica de las zonas cordilleranas de la Patagonia Austral. Sus rasgos morfológicos más notables son la presencia de grandes desniveles entre elevaciones y depresiones, modeladas intensamente por la acción glaciaria pleistocena, de la que han resultado formas erosionales y constructivas de notable desarrollo (Cf. Spalletti, 1975). En particular, los glaciares actuales se hallan confinados a las proximidades de las mayores elevaciones y a su vera se conservan varios arcos morénicos jóvenes que son prueba de sucesivas etapas de "retroceso". Los viejos valles glaciales son ahora ocupados y modelados por una intensa acción fluvial, cuyas aguas proceden de ablación glaciaria y fuertes precipitaciones en las zonas altas; uno de esos trenes de valle es el escogido para el

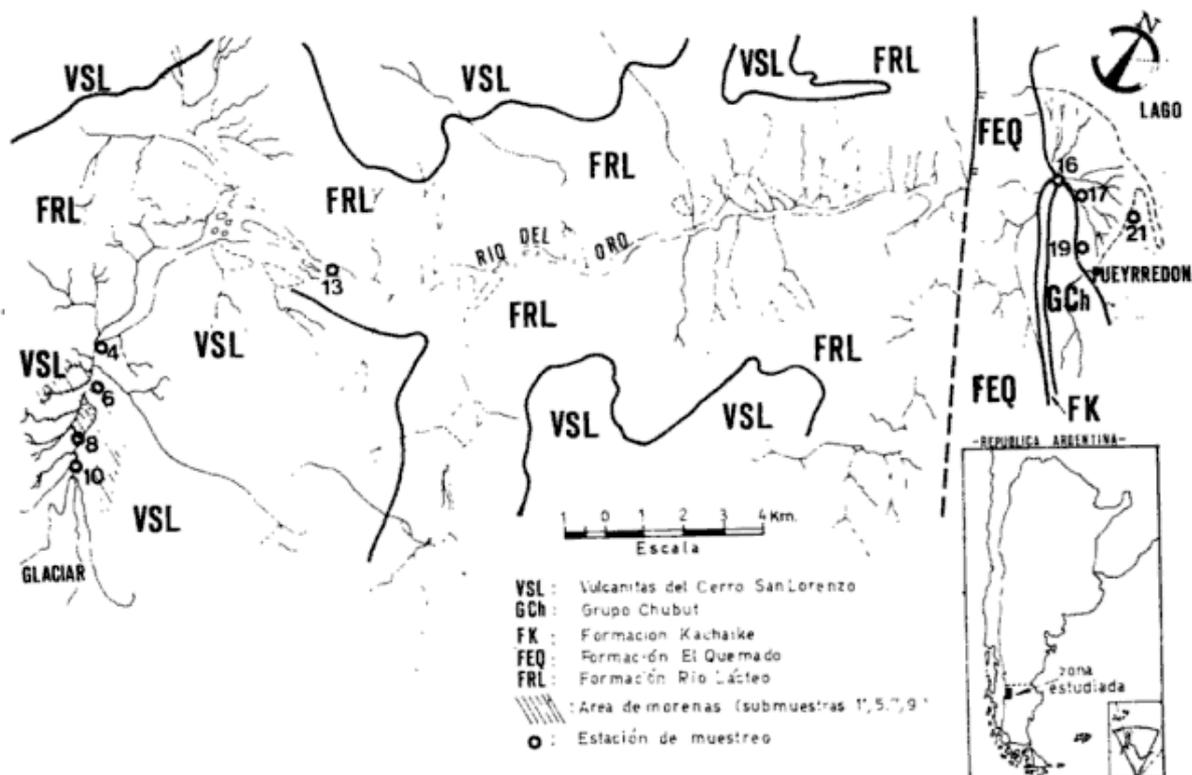


Fig. 1. — Bosquejo geológico de la región septentrional del cerro San Lorenzo

presente trabajo: se trata del río del Oro que —a lo largo de casi todo su curso, de unos 33 km— conserva las características de las corrientes anastomosadas (véase Spalletti, *op. cit.*) y en la zona de su desembocadura en el lago Pueyrredón forma un extenso delta.

El clima de la región es —según Riggi (1955)— fresco en verano y de frío intenso en invierno, en tanto que las precipitaciones decrecen marcadamente desde las zonas más altas en dirección al este (Spalletti, *op. cit.*).

En cuanto a los principales caracteres geológicos, se destaca la presencia de varias unidades litoestratigráficas (fig. 1; Riggi, 1958). Las de mayor desarrollo regional son la *Formación Río Lácteo* (Leanza, 1972), de edad paleozoica o precámbrica, que consiste en un conjunto de filitas atravesadas intensamente por venas de cuarzo, y las *Vulcanitas del Cerro San Lorenzo* (Riggi, *op. cit.*), constituidas por tobas (ignimbritas?) y rocas volcánicas ácidas e intermedias, que se atribuyen al Terciario inferior. Por su parte, el glaciar del San Lorenzo se apoya sobre las *Plutonitas* homónimas, de probable edad eocena y composición compleja; predominan los granitos, aunque también apare-

cen algunos lamprófiros y aun diabasas. En el extremo distal del río del Oro, en la zona del cañón de la desembocadura y delta (Cf. Spalletti, *op. cit.* y fig. 1), la geología del sustrato rocoso varía, pues aparece una sucesión de tobas ácidas de la *Formación El Quemado* (Jurásico) y psamitas que pertenecen principalmente al *Grupo Chubut* (Cretácico).

Técnicas de trabajo

A. MUESTREO

Durante la campaña realizada en enero de 1974 se obtuvieron ejemplares de roca madre o sustrato rocoso precuaternario y de sedimentos actuales.

El muestreo de las rocas madres consistió en la extracción de tres ejemplares representativos de cada una de las unidades litoestratigráficas presentes en la región y que han sido descritas en el capítulo anterior.

En el caso de los sedimentos, los métodos de muestreo son detallados en otro trabajo (Spalletti y Gutiérrez, 1975). Con todo, es necesario indicar que en el presente estudio sólo se han empleado aquellas muestras que poseen conteni-

dos detectables de material pelítico: por tanto, han sido analizadas cuatro submuestras finas de till (números 7, 5, 9 y 11), siete submuestras finas fluviales (10, 8, 6, 4, 13, 16 y 17), una muestra de pantano deltaico (19) y una muestra de la costa protegida del lago Pueyrredón (21) (véase fig. 1) ¹.

B. PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS

Para proceder al estudio difractométrico de los minerales de las arcillas se utilizó la técnica habitual. En el caso de las muestras de roca madre se procedió a la trituración y posterior separación por tamizado de la fracción menor de 62 micrones. En el de los sedimentos se efectuó directamente el tamizado. El lote menor a 62 micrones fue dispersado con vibrador ultrasónico en agua destilada y sin la intervención de agentes químicos, con la precaución de utilizar cantidades iguales de material para todas las muestras y poder así disminuir los errores en la cuantificación de los minerales de las arcillas.

La fracción menor de 2 micrones, sobre las que se realizaron las determinaciones, se obtuvo por pipeteo de la suspensión, a los 30 minutos de ser agitada y a una profundidad de 1 cm. Este extracto fue volcado sobre dos portaobjetos colocados en forma horizontal y se lo dejó secar a temperatura ambiente con el fin de obtener muestras orientadas de los argilominerales. Cabe destacar que la elección del tope granulométrico de 2 micrones para el estudio de estos componentes se debe a que, como lo señalaran Johns *et al.* (1954), por debajo de esa dimensión se encuentra presente prácticamente todo el material arcilloso, a la vez tienden a desaparecer los minerales no arcillosos.

C. DIFRACTOMETRÍA DE RAYOS X

Para la identificación de los minerales de las arcillas se utilizó un difractómetro Philips, con radiaciones Cu K α de 1.5405 Å. Las muestras fueron procesadas de tres maneras: en primer lugar se realizó el difractograma de *muestra normal*, es decir secada a temperatura ambiente; pos-

teriormente se pasó la *muestra glicolada*, o sea después de expuesta a una atmósfera saturada de etilén glicol, durante dos horas: por último el material fue calentado a 550° C durante dos horas para obtener el difractograma de la *muestra calcinada*.

Los minerales de las arcillas identificados

Como se puede observar en la figura 2 y en el cuadro 1, se ha reconocido la presencia de las siguientes especies mineralógicas:

Caolinita: se caracteriza por un espaciado basal de 7,15 Å que no se modifica por tratamiento con polialcoholes y destruye su estructura por calentamiento a 550-600° C.

Clorita: a este mineral se le atribuyen, por lo común, espaciados de 14 Å, 7 Å y 3,5 Å en la muestra normal, que no se modifican por tratamiento con polialcoholes ni por calcinación. Sin embargo, especialmente en el caso de las cloritas férricas, pueden resultar poco evidentes los picos de orden impar (14 Å y 4,7 Å) (Brindley, 1961), a la vez que tiende a desaparecer el de 7 Å al calcinar (Carroll, 1970). Como se aprecia en la figura 2, en nuestro caso, la clorita corresponde a esta última variedad.

Es necesario aclarar que para diferenciar clorita de caolinita se utiliza la reflexión cercana a 3.5 Å. Para la primera el pico correspondiente al orden (004) mide 3.53 Å, en tanto el de (002) de caolinita es de 3.58 Å (Biscaye, 1964).

Illita: se reconoce por un pico de 10 Å que permanece invariable en todos los tratamientos.

Minerales de las arcillas interestratificados: los componentes de este grupo han sido divididos en dos tipos fundamentales: regulares e irregulares (véase Iñiguez, 1968). En el primero de los casos se observa una secuencia integral de las reflexiones (00*l*) que representan la suma del espesor de las capas de los minerales componentes; en cambio, en los interestratificados irregulares las reflexiones son irracionales y ocupan posiciones intermedias y variables entre los picos correspondientes a los componentes puros que intervienen en su composición (Cf. Iñiguez, *op. cit.*; Carroll, 1970).

¹ Una información detallada sobre el carácter de las denominadas submuestras y muestras puede consultarse en el trabajo de Spalletti y Gutiérrez (*op. cit.*).

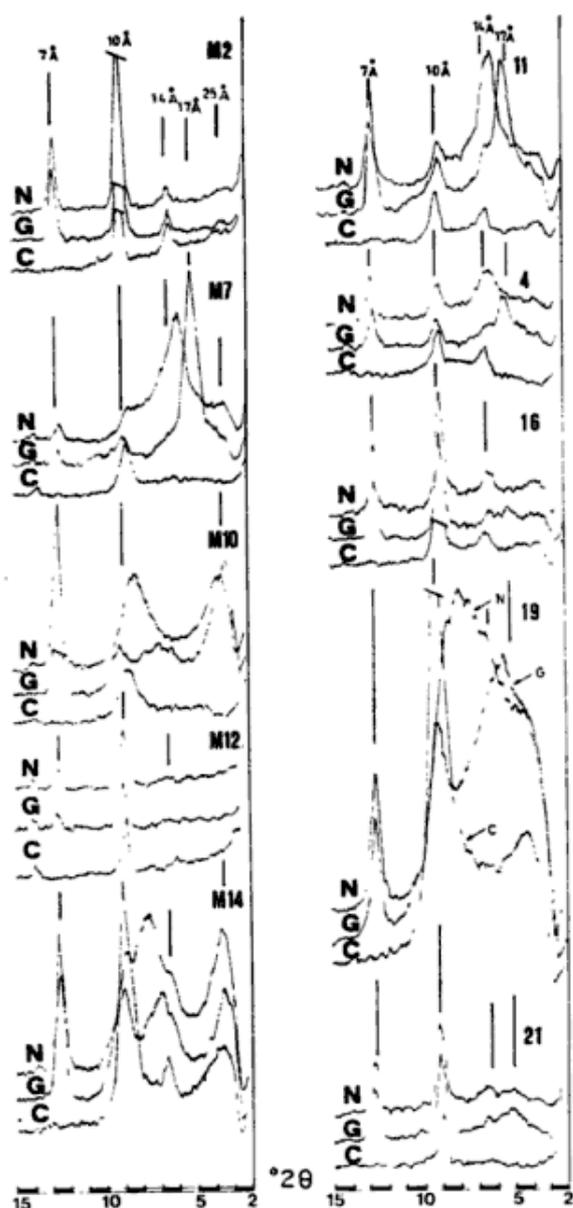


Fig. 2. — Difractogramas tipo de las muestras estudiadas

Referencias: N, muestras normales; G, muestras glicoladas; C, muestras calcinadas; M2, Fm. Río Lácteo; M7, Plutonita C^o S. Lorenzo; M10, Fm. El Quemado; M12, Vulcanita C^o S. Lorenzo; M14, Grupo Chubut; 11, sedimento glacial; 4, sedimento fluvial; 16, sedimento fluvial; 19, sedimento pantano deltaico; 21, sedimento costa lacustre.

En nuestro caso, los minerales hallados se atribuyen, en su mayoría, a la variedad de interstratificados irregulares, que se pueden identificar con facilidad merced a la ausencia de la reflexión (001), de gran espaciado (fig. 2). Con todo, en algunas oportunidades se han encontrado picos del orden de los 25-26 Å que podrían corresponder a interstratificados regulares de

más de dos componentes (Jonas y Brown, 1959).

Para denominar al conjunto de interstratificados hemos valorado el grado de similitud de las reflexiones obtenidas con las propuestas por Lucas *et al.* (1959), referidas exclusivamente a mezclas de dos componentes. Con este método los interstratificados encontrados pueden dividirse en dos grupos (véase cuadro 1, fig. 2):

a) Interstratificados expansivos

i) Montmorillonita-vermiculita (14 m-14 v) que se reconoce por un pico de 14-14,5 Å en muestra normal, que expande a 16,6-17 Å en la glicolada y contrae a 10 Å al calcinar. Por sus características parece ser más rica en el componente 14 m.

ii) Illita-montmorillonita (10-14 m) irregular, con predominio de la capa de 10 Å, que se caracteriza por un pico de 11 Å que expande a 12,8 Å en muestra glicolada para contraer a 10 Å en la calcinada. También ha sido interpretado como interstratificación illita-montmorillonita el mineral que presenta un pico de 11,3 Å en muestra normal, expande a 16,6 Å al glicolar y se reduce a 10 Å por calcinación; empero, se diferenciaría del anterior por poseer mayor contenido de montmorillonita (14 m).

b) Interstratificados no expansivos

i) Illita-clorita (10-14 c), que se identifica por una reflexión en la zona de 12 Å que no varía con ningún tratamiento. Sin embargo, su presencia es dudosa, debido a la baja intensidad de los picos indicadores.

ii) Clorita-vermiculita (14 c-14 v) se caracteriza por un pico de 14 Å que se mantiene al glicolar y se reduce a 12 Å al calcinar.

Análisis semicuantitativo de los minerales de las arcillas

Aunque la cuantificación de los argilominerales a través de los difractogramas ha sido enjuiciada por Carroll (1970), con el objeto de tener una idea de las proporciones relativas de cada uno de los minerales de las arcillas encontrados, se optó por uno de los criterios analizados por Pierce y Siegel (1969). Este método, que se aplica únicamente en la cuantificación de argilominerales no interstratificados,

CUADRO 1. — Proporciones y características de los argilominerales encontrados

	Illita		Clorita		Caolinita		14m-14v	10-14m	10-14c	10c-14v	Naturaleza del material
	Áreas integradas cm ²	%	Áreas integradas cm ²	%	Áreas integradas cm ²	%					
M 1	5,62	78	0,42	22	3,21	0					Fm. Río Lácteo
M 2	4,02	84	0,40	16	1,53	0					Fm. Río Lácteo
M 3	9,86	77	0,42	23	5,84	0					Fm. Río Lácteo
M 4	0,62	50	0,47	50	1,24	0	0,11		0,04		Plutonita C° San Lorenzo
M 5	0,37	71	0,50	29	0,29	0					Plutonita C° San Lorenzo
M 6	0	0	—	100	0,11	0				0,44	Plutonita C° San Lorenzo
M 7	0,73	83	?	17	0,29	0	11,54				Plutonita C° San Lorenzo
M 8	0,80	54	0,50	0	1,39	46	1,46				Fm. El Quemado
M 9	1,17	60	1,25	0	1,53	40	0,58				Fm. El Quemado
M 10	1,24	40	1,50	0	3,65	60	1,24				Fm. El Quemado
M 11	1,39	85	0,49	13	0,44	2					Vulcanita C° San Lorenzo
M 12	1,39	86	0,44	14	0,44	0					Vulcanita C° San Lorenzo
M 13	0,51	100	0,50	0	3,43	0	0,80				Vulcanita C° San Lorenzo
M 14	3,43	66	0,90	33	4,38	0	4,16				Vulcanita C° San Lorenzo
M 15	1,46	40	0,98	0	1,17	60	2,34				Grupo Chubut
M 16	3,29	85	0,86	15	2,41	0	2,05				Grupo Chubut
11	1,75	59	0,56	41	0,95	0	3,07				Submuestra glacial
5	0,73	61	0,48	39	0,66	0	0,22				Submuestra glacial
7	0,29	47	0,50	53	0,58	0	0,73		?		Submuestra glacial
9	0,44	60	0,41	40	0,44	0	1,61		?		Submuestra glacial
10	0,33	60	0,51	40	0,58	0	0,29		?		Submuestra fluvial
8	0,26	47	0,56	53	0,66	0	0,15		?		Submuestra fluvial
6	0,73	69	0,65	31	0,88	0	0,88				Submuestra fluvial
4	0,73	62	0,61	38	0,88	0	0,88				Submuestra fluvial
13	0,66	78	0,50	22	0,37	0	0,29				Submuestra fluvial
16	2,92	81	0,48	14	1,02	5	0,22				Submuestra fluvial (desemb.)
17	1,83	80	0,45	10	0,47	10	0,15				Submuestra canal deltaico
19	5,48	74	0,85	0	3,94	26	41,20				Muestra pantano deltaico
21	1,90	74	0,45	20	1,02	6	0,88				Muestra costa lacustre

consiste en comparar las áreas de reflexiones típicas para cada una de las especies presentes. En el caso de la illita se mide el área del pico de 10 Å y se la multiplica por cuatro; en el de la montmorillonita se emplea la reflexión de 17-18 Å de la muestra glicolada; para clorita y caolinita, en cambio, se usa el área del pico de 7 Å multiplicada por dos. Las proporciones relativas entre estas dos últimas especies se obtienen en base a la relación entre el área de las reflexiones de 3,58 Å y 3,53 Å correspondientes a caolinita y clorita, respectivamente.

Estas cifras han sido utilizadas para calcular el tenor porcentual de los minerales no interestratificados en cada una de las muestras analizadas. Sin embargo, en el cuadro I no sólo se muestra el contenido porcentual de los argilominerales, sino que también se exponen las áreas integradas en centímetros cuadrados. Esta doble representación se ha hecho debido a que —como lo mencionaran Pierce y Siegel (*op. cit.*)— existen varias maneras de proceder respecto al manejo de los recuentos areales, que arrojarían —en cada caso— distintos tenores relativos entre los minerales que se cuantifican.

Respecto a los minerales interestratificados no se conocen referencias acerca de la relación entre las áreas de los picos y la cantidad de mineral presente; con todo, en este caso y con el objeto de dar una idea de la magnitud de su reflexión, se presentan los valores de las áreas integradas correspondientes a sus picos de segundo orden (cuadro 1). Cabe destacar que en ningún caso se ha intentado expresar su contenido relativo en valores porcentuales.

Distribución de los minerales de las arcillas

A. LOS MINERALES DE LAS ARCILLAS EN LAS ROCAS MADRES.

Los minerales de las arcillas detectados en las Plutonitas del Cerro San Lorenzo, se integran en tres asociaciones: illita, clorita, 14 m-14 v; illita, clorita: clorita, 14 c-14 v. Como puede apreciarse el mineral común a estas asociaciones es la clorita, aunque en promedio el tenor de illita y clorita es muy parejo (fig. 3).

Las Vulcanitas del Cerro San Lorenzo presentan también tres asociaciones, a saber: illita, clorita, caolinita; illita, clorita;

illita, 14 m-14 v. En este caso, el mineral común a todas las asociaciones y, a la vez, más abundante es la illita, que alcanza en promedio al 90 %; el tenor de clorita es cercano al 10 %, en tanto que el contenido medio de caolinita es inferior al 1 % (cuadro 1, figura 2).

En cuanto a la Formación Río Lácteo, el estudio de sus filitas sólo ha evidenciado la presencia del par illita, clorita; la illita es el mineral más abundante, con un contenido promedio de orden del 80 %.

Las muestras de la Formación El Quemado (cuadro 1) han revelado la existencia del conjunto illita, caolinita, 10-14 m; la illita presenta un tenor medio ligeramente superior al de caolinita.

Por último, en el Grupo Chubut se han identificado dos asociaciones, una constituida por illita, clorita y 10-14 m, y otra por illita, caolinita y 10-14 m. En esta unidad vuelve a manifestarse el predominio de la illita con contenido promedio del 65 %, en tanto que clorita y caolinita exhiben tenores similares, aunque con ligero predominio de la última (fig. 3).

B. LOS MINERALES DE LAS ARCILLAS EN LOS SEDIMENTOS.

En el caso de los sedimentos se han encontrado distintas asociaciones de minerales de las arcillas que caracterizan a conjuntos de muestras ubicadas en determinados sectores geográficos de la zona estudiada. Es así que en los depósitos glaciales (submuestras 11, 5, 7 y 9) y en las fluviales correspondientes al tramo medio-superior del río del Oro (submuestras 10, 8, 6, 4 y 13) la asociación es illita, clorita, 14 m-14 v. Cabe destacar que los difractogramas de dos submuestras glaciales (cuadro 1) y en las fluviales más próximas al frente de hielo se han encontrado reflexiones de baja intensidad que podrían corresponder a un interestratificado irregular del tipo de 10-14 c.

En el cuadro 1 se puede observar que en el conjunto de materiales antes mencionado predomina la illita sobre la clorita, aunque con dos excepciones correspondientes a las submuestras 7 y 8.

Como se advierte en la figura 3, en el sentido del transporte, los sedimentos del río del Oro ubicados en el tramo medio-superior exhiben paulatino incremento en el contenido de illita, con la correspondiente disminución de clorita.

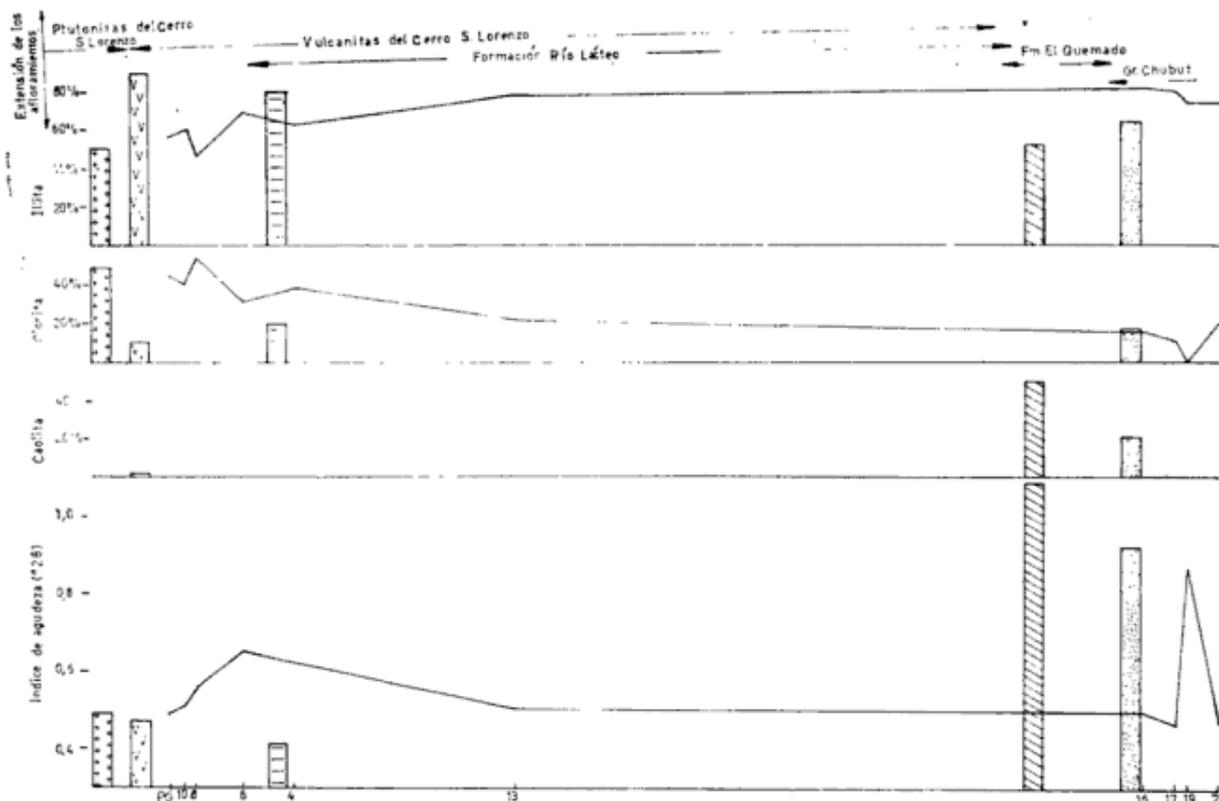


Fig. 3. — Variación de las proporciones de argilominerales e índice de agudeza en un perfil longitudinal del río del Oro

Referencias: ++, Plutonitas Cº San Lorenzo; √√, Vulcanitas Cº San Lorenzo; ▨, Formación Río Lácteo; ▤, Formación El Quemado; ⊞, Grupo Chubut; 4, estación de muestreo; PG, promedio submuestras glaciales
Nota: Las columnas corresponden a promedios de las rocas del sustrato y se han ubicado en el sitio donde comienza el aporte de cada unidad.

En la zona que comprende al tramo inferior del río del Oro, a su delta y a la costa del lago Pueyrredón se han hallado dos asociaciones de minerales de las arcillas. La primera, que comprende a los sedimentos de canales deltaicos y a los de la costa protegida del lago Pueyrredón, consiste en illita, clorita, caolinita, 14m-14v; en cambio, en la muestra obtenida del pantano del delta (19) los minerales presentes son illita, caolinita y 10-14m (cuadro 1). En conjunto, en esta región se verifica que el tenor de illita permanece esencialmente constante en relación con el que poseían los sedimentos de cabecearas. Por el contrario, la clorita decrece su proporción en la zona deltaica y en la costa del lago Pueyrredón, respecto al contenido que mostraba en áreas proximales; esta merma en el porcentaje de clorita es consecuencia de la incorporación de caolinita en los sedimentos más distales (véase fig. 3).

Cristalinidad de la illita

Esta propiedad, que indica el grado de desorden interno en la estructura cristalina de la illita, ha sido utilizada por algunos autores (Weaver, 1958; Kubler, 1964) para cuantificar la intensidad de la diagénesis o metamorfismo que ha sufrido ese mineral. En este trabajo hemos adoptado el índice de agudeza, propuesto por Kubler (*op. cit.*) que consiste en medir el ancho, en grados 2θ , de la reflexión de 10 \AA a la mitad de su altura. Es necesario aclarar que, a medida que se incrementa el valor de este parámetro, la cristalinidad de la illita es menor.

La utilización de la cristalinidad de la illita en este trabajo no pretende establecer el grado de diagénesis o metamorfismo de las unidades del sustrato precuaternario, sino que tiene la finalidad de diferenciar variedades de este mineral, tanto en las rocas proveedoras de detritos como en los sedimentos, con objeto de detectar la

influencia del factor procedencia en el proceso de transporte y sedimentación.

En lo que atañe a las rocas madres (cuadro 1, fig. 3) el mayor grado de cristalinidad fue hallado en las filitas de la Formación Río Lácteo, con valores promedio de $0,41^\circ 2\theta$; en las Plutonitas y Vulcanitas del Cerro San Lorenzo la illita es muy similar y exhibe valores medios próximos a $0,48^\circ 2\theta$ en ambos casos. Con cristalinidad decreciente les siguen las psamitas del Grupo Chubut con cifras de $0,91^\circ 2\theta$, en tanto que la unidad que muestra el mayor desorden en la estructura de la illita es la Formación El Quemado, con un índice de agudeza de $1,08^\circ 2\theta$ en promedio.

En los sedimentos (fig. 3) el parámetro de cristalinidad comienza, en las muestras de till con un valor medio de $0,49^\circ 2\theta$; al pasar al medio fluvial el índice incrementa paulatinamente sus valores (decrece la cristalinidad) hasta alcanzar un tope de $0,65^\circ 2\theta$ en la estación: a partir de este punto y hasta llegar a la costa del lago Pueyrredón, el índice de Kubler muestra una constante disminución. Es de destacar, sin embargo, la baja cristalinidad de la illita en el sedimento del pantano deltaico, en el que alcanza un valor de $0,85^\circ 2\theta$.

Interpretación y conclusiones

El estudio de los minerales de las arcillas de depósitos sedimentarios actuales ha sido objeto de numerosas investigaciones. Sin embargo en lo que respecta a ambientes de zonas frías —glaciarias y periglaciarias— existen algunas contribuciones (véase Millot, 1964; Coakley y Rust, 1968; O'Brien y Burrell, 1970) que no alcanzan a brindar un panorama claro del comportamiento de los argilominerales frente a los procesos de meteorización, transporte y depositación; más aún, en nuestro país todavía no se ha encarado ninguna investigación de este tipo.

Es con la intención de contribuir a llenar este vacío en el conocimiento sedimentológico que se ha intentado la realización del trabajo, no solo teniendo en cuenta la composición de los depósitos actuales, sino también la de todos los materiales que han sido proveedores de detritos, incluidas las rocas madres no sedimentarias. Se ha pensado que con esa metodología se puede obtener una idea

más acabada sobre la naturaleza de los minerales de las arcillas y se pueden explicar mejor y con mayor fundamentación las causas que ocasionan la presencia de determinadas asociaciones en los sedimentos glaciales, fluviales y lacustres estudiados.

Por lo tanto, el primer aspecto a considerar entre los resultados obtenidos en esta contribución es el de las asociaciones de argilominerales halladas en las rocas del sustrato precuaternario.

La asociación illita-clorita presente en la Formación Río Lácteo es esencialmente el producto de la diagénesis o metamorfismo, según sea el caso, de los minerales originales de las filitas; no se descarta además cierta influencia de los procesos actuales de meteorización.

Por otra parte el conjunto de los argilominerales identificados en las rocas ígneas (Plutonitas y Vulcanitas del Cerro San Lorenzo) es obviamente el resultado de la transformación por degradación y neoformación (Millot, 1964) de minerales primarios, como feldespatos, micas y otros mafitos; esta conclusión está avalada por las evidencias de sericitización de los feldespatos y cloritización de micas encontradas en cortes delgados. Por último, en las sedimentitas de la Formación El Quemado y del Grupo Chubut, la mineralogía de las arcillas parece ser el resultado tanto del factor hereditario como de transformaciones posdeposicionales (diagénesis y meteorización).

En lo que respecta a la mineralogía de arcillas en los sedimentos actuales de la región del cerro San Lorenzo se ha deducido que las asociaciones son principalmente el producto de la procedencia e independientes del ambiente en que se han depositado; un similar comportamiento de estos minerales pertenecientes a depósitos de zonas frías ha sido mencionado por Millot (1964), Coakley y Rust (1968), O'Brien y Burrell (1970) y Huff (1974). Prueba del origen detrítico de los argilominerales estudiados es la gran correspondencia que existe entre las asociaciones de las rocas madres y las de los depósitos sedimentarios. Más aún, como se aprecia en la figura 3 los cambios más importantes en la composición de las arcillas de los sedimentos se producen coincidentemente con el comienzo del aporte de una nueva unidad, la que posee —a su vez— una composición argilomineral particular.

El estudio comparativo entre las rocas del sustrato y sedimentos muestra en forma clara esta íntima vinculación. En cabeceiras las Plutonitas aportan illita, clorita, 14 m-14 v y 14 c-14 v, mientras que las Vulcanitas del cerro San Lorenzo proveen, además de esas especies, muy escasa proporción de caolinita. En los sedimentos de la zona (cuadro 1) la asociación resultante es en gran parte el reflejo de esa procedencia, ya que coexisten illita, clorita y 14 m-14 v.

Asimismo, desde el sitio en que comienzan a aportar las rocas de la Formación Río Lácteo (estación 4 en adelante, véase fig. 3) se advierte —en los sedimentos— aumento en la proporción de illita y paralelo mejoramiento de su cristalinidad, que pueden ser también asignados al factor hereditario. A la vez, es necesario destacar que la influencia de las rocas de cabeceiras (plutonitas) se nota aún en los ambientes sedimentarios más distales, como lo prueba la persistencia del interestratificado 14 m-14 v.

Otra evidencia de la importancia de las rocas proveedoras está dada por la aparición de caolinita y del interestratificado 10-14 m en los sedimentos del delta del río del Oro y costa del lago Pueyrredón, que es producto de la incorporación a la red de drenaje de los detritos procedentes de la Formación El Quemado y del Grupo Chubut (Cf. cuadro 1, fig. 3). No obstante, es oportuno destacar que los sedimentos de los canales deltaicos y del litoral lacustre poseen una asociación de argilominerales que representaría la síntesis de los aportes producidos en la totalidad de la cuenca del glaciar septentrional del

San Lorenzo —río del Oro. En cambio, la presencia de caolinita y la muy baja cristalinidad de illita en el sedimento del pantano deltaico parecen indicar un fenómeno de procedencia única y local del Grupo Chubut (véase fig. 2 y cuadro 1).

Con todo, y a pesar de que varios investigadores (Coakley y Rust, 1968; O'Brien y Burrell, 1970) han encontrado que el clima frío inhibe el proceso de transformación de los minerales de las arcillas, en el presente estudio se han encontrado algunas particularidades que podrían atribuirse, al menos en parte, a procesos de degradación durante el transporte y aún luego de la depositación. Un indicio de esta posibilidad es la presencia de un interestratificado —probablemente del tipo 10-14 c— en los sedimentos, sin que se detectara en las rocas proveedoras. Otra probable influencia del factor climático podría estar indicada por la disminución de la cristalinidad de la illita en los primeros tramos del río del Oro (fig. 3), hasta el sitio donde comienza el aporte de illita de alta cristalinidad procedente de la Formación Río Lácteo.

En síntesis, del estudio realizado es posible deducir que la mineralogía de arcillas de los sedimentos es producto, esencialmente, del aporte detrítico. Además, se infiere que los procesos de meteorización no serían lo suficientemente rápidos como para producir modificaciones sustanciales de los argilominerales en la comarca, o que por el contrario la elevada velocidad de erosión, transporte y sedimentación de los materiales no permitiría completar la transformación de los argilominerales originarios.

Lista de trabajos citados en el texto

- Biscaye, P. E., 1964. *Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by x-ray diffraction*. Am Mineral., 49 (1287-1289).
- Brindley, G. W. (1961). *Chlorite minerals: in Brown, G. (edit.) The X-ray identification and crystal structure of clay minerals*. Min. Soc. London (544 p.).
- Carroll, D., 1970. *Clay minerals: a guide to their X-ray identification*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, n° 126.
- Coakley, J. P. y Rust, B. R., 1968. *Sedimentation in an Arctic lake*. Jour. Sed. Petrol., 38 (1290-1300).
- Huff, W. D., 1974. *Mineralogy and provenance of Pleistocene Lake clay in an Alpine Region*. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 9 (1455-1460).
- Iñiguez Rodríguez, A. M., 1968. *Minerales de arcilla interestratificados en los sedimentos del Paganzo (Provincia de La Rioja)*. Rev. Mus. La Plata, nva. ser., sec. geol., T. VI (237-300).
- Johns, W. D.; Grim, R. E. y Bradley, W. F., 1954. *Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods*. Jour. Sed. Petrol., 24, 4 (242-251).
- Jonas, E. C. y Brown, T. E., 1959. *Analysis of interlayer mixtures of three clay mineral types by X-ray diffraction*. Jour. Sed. Petrol., 29, 1 (77-86).
- Kubler, B., 1964. *Les argiles, indicateurs de métamorphisme*. Rev. Inst. Franc. du Pétrole, V. XIX, n° 10 (1093-1112).
- Leanza, A. F., 1972. *Andes patagónicos australes*. Geología Regional Argentina (689-706). Obra Centenario, Acad. Nac. Cienc. Córdoba.

- Lucas, J.; Camez, T. y Millot, G., 1959. *Détermination pratique aux rayons-X de minéraux argileux simples et interstratifiés*. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor., 12 (21-33).
- Millot, G., 1964. *Géologie des argiles*. Masson et Cie. Paris.
- O'Brien, N. R. y Burrell, D. C., 1970. *Mineralogy and distribution of clay-size sediment in Glacier Bay, Alaska*. Jour. Sed. Petrol., 40, 2 (650-655).
- Pierce, J. W. y Siegel, F. R., 1969. *Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks*. Jour. Sed. Petrol., 39, 1 (187-193).
- Riggi, J. C., 1955. *Estudio geológico al sur de los lagos Pueyrredón y Posadas, Territorio de Santa Cruz*. Tesis Museo La Plata, nº 226 (119 pg).
- 1958. *Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XII, 2 (65-97).
- Spalletti, L. A., 1975. *Estudio del glaciar septentrional del monte San Lorenzo y del río del Oro (Prov. de Santa Cruz). 1. Aspectos generales. Geomorfología*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXX, 1.
- Spalletti, L. A. y Gutiérrez, R. O., 1975. *Estudio granulométrico de sedimentos glaciales, fluviales y lacustres de la región del monte San Lorenzo, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg. Rev. (en prensa).
- Weaver, Ch. E., 1958. *Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part 1. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 42, 2 (254-271).

Recibido: julio 17, 1975.

ALBRITTON, C. C. (Ed.), 1975. *Phylosophy of Geohistory: 1785-1970*. xiii + 386. Benchmark Papers in Geology, v. 13. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Pennsylvania.

Según el editor de este libro con su publicación se intenta suplir la falta de cursos sobre la filosofía de las Ciencias Geológicas. Para ello se han reproducido 15 artículos publicados entre 1785 y 1970, los que, con excepción del primero y el último —donde S. E. Toulmin (1962-1963, *Manchester Lit. Phil. Soc., Mem. Proc.* 105) y D. B. Kitts (1966, *J. Geol.* 74) discuten el problema del tiempo geológico— han sido ordenados cronológicamente.

La inclusión de escritos de J. Hutton (resumen de una disertación ante la Royal Society of Edinburgh en 1785), J. Playfair (párrafos tomados de "Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth", 1802), Ch. Lyell (pp. 88-102 del vol. I de "Principles of Geology", 1872), y W. Whewell (pp. 586-598 del vol. 2 de "History of the Inductive Sciences from the Earliest to the Present Time", 1872), ilustra el estado de las ideas geológicas desde las concepciones del primero sobre la antigüedad de la Tierra, el carácter intrusivo de los granitos y la consolidación de los sedimentos, hasta la controversia uniformismo-catastrofismo representada por los dos últimos.

El conocido trabajo de T. C. Chamberlin "The Method of Multiple Working Hypotheses" (1890, *Science* 15; reimpresso: 1897, *J. Geol.* 5; 1965, *Science* 148), de permanente vigencia en la metodología de la Ciencia, está ilustrado por la subsiguiente contribución de G. K. Gilbert (1896, *Science* 53) donde el método es aplicado a un problema geológico específico. Este conjunto de artículos dedicados a temas metodológicos se completa con "The Value Outrageous Geological Hypotheses" de W. M. Davis (1926, *Science* 63) en el que se discute el carácter especulativo de la Geología, y un trabajo de D. W. Johnson (1933, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 44) donde se remarca la importancia del método de T. C. Chamberlin y se intenta demostrar que tanto la inducción como la deducción son de utilidad para el mismo.

Las seis contribuciones restantes son posteriores a 1963. De entre ellas, las de M. K. Hubbert (1967, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 89), G. G. Simpson (1970, in *Essays in Evolution and Genetics in Honor of T. Dobzhansky*), y R. Hooykaas (1970, *Ned. Akad. Wetensch., Afd. Letterkd., Meded.*, N. R. 33), que se relacionan con los principios de simplicidad y uniformidad en la Geología, son las más importantes de toda la selección. En especial, es de llamar la atención sobre la segunda, que constituye, si dudas, una de las más completas que se hayan escrito hasta la fecha sobre el uniformismo en las Ciencias de la Tierra.

Como lo señala el editor sólo se incluyen artículos publicados en inglés. A esta parcialización se suma el hecho de que, mientras se han reproducido algunos que sólo tienen interés desde un punto de vista histórico, se han omitido otros —como los de D. B. Kitts (1963, *J. Geol.* 71, y "The Fabric of Geology" y R. A. Watson (1966, *Philosophy of Science* 33; 1969, *J. Geol.* 77)— que han contribuido a clarificar muchos problemas de actualidad.

Varios de los trabajos han sido tomados del libro "The Fabric of Geology" (publicado en castellano bajo el título "Filosofía de la Geología") y del simposio sobre "Uniformity and Simplicity" (1967, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 89), de manera tal que para quien haya leído éstos, el interés mayor de la obra quedaría reducido al de G. G. Simpson. Otras contribuciones de importancia, como las ya mencionadas de R. A. Watson y D. B. Kitts, mas una más reciente de este último (1974, *J. Geol.* 82), deberían ser consultadas en otras fuentes. Esto implica, en definitiva, que en gran medida el objetivo del editor no se ha logrado. La presentación del volumen pierde en calidad debido a las diferencias existentes en las impresiones de los trabajos originales y a que algunas de las reproducciones no son todo lo cuidadosas que podrían haber sido. — A. C. Riccardi.

VULCANISMO CENOZOICO EN EL AMBITO DE PUNA CATAMARQUEÑA

(25°30' Y 25°50' DE LATITUD SUR Y 68° Y 68°30' DE LONGITUD OESTE)

BEATRIZ L. L. COIRA y NORMA E. PEZZUTTI

Servicio Minero Nacional. Trabajo publicado con la anuencia de las autoridades

Resumen

Se detallan en el presente trabajo las características petrográficas y químicas de las rocas efusivas cenozoicas en el ambiente de la Puna catamarqueña.

Se inicia dicha efusividad, con carácter esencialmente mesosilíceo, al final del Mioceno comienzos del Plioceno (Andesita láctica-Dacita Agua de la Falda). El registro del ciclo efusivo continúa en la zona sin interrupción durante el Plioceno, observándose durante el transcurso del mismo ligera intermitencia en el grado de acidez, aún en el campo mesosilíceo (Riodacita-Dacita cerro Lila, Andesita láctica Aguas Blancas). Estas condiciones se prolongan un corto lapso en los inicios del Cuartario (Ignimbrita Tambería), adquiriendo en el transcurso del mismo carácter básico (Basalto-Andesita cerro Cajero, Ignimbrita Laguna de los Patos, Basalto Aguas Calientes).

Ha sido posible establecer la ubicación de esta secuencia volcánica dentro de la "Suite Calcocalina promedio" y su concordancia con el "Basalto con alto contenido de alúmina" (high alumina basalt) y la "Serie hipersténica".

Introducción

La amplia distribución alcanzada por vulcanitas de edad cenozoica en el ambiente de la Puna catamarqueña, comprobada durante el levantamiento geológico correspondiente a las Hojas 9a y 9b (Coira, 1971) en apoyo del Plan NOA (Tucumán), y la escasez de estudios petrológicos de las mismas, guiaron este trabajo.

La zona aquí considerada queda comprendida entre 25° 30'-25° 50' de latitud S y 68°-68° 30' de longitud oeste.

El mapa geológico fue confeccionado a escala 1:50.000 sobre la base de fotografías aéreas y posteriormente reducido a escala 1:100.000.

Escasos son los antecedentes geológicos de la zona, contándose con lineamientos generales brindados por el Mapa Geológico de la República Argentina, D.N.G.M. (1964), escala 1:2.500.000, donde las rocas

Abstract

This paper presents the chemical and petrographic characteristics of the Cenozoic volcanics rocks of the "Puna catamarqueña Range".

The volcanic activity started during Late Miocene and Early Pliocene times, with rocks mainly of mesosilicic composition (Agua de la Falda Andesite-latitude bearing quartz).

During the Pliocene, the volcanic activity shows slight variation as far as the acidic nature is concerned, remaining in the field of the mesosilicic rocks (Cerro Lila Rhyodacite-Dacite, Aguas Blancas Andesite-latitude). These conditions briefly remain during Early Pleistocene times (Tambería Ignimbrite) changing into a definite basic field in the Lower Quaternary (Cerro Cajero Andesite-Basalt, Laguna de los Patos Ignimbrite and Aguas Calientes Basalt).

With the data obtained, this volcanic sequence can be placed within the "average calc-alkaline suite", and has been possible establish its correspondence with the "high alumina basalt" and the "hiperstenic serie".

en consideración están reunidas en forma amplia, como efusivas terciarias y cuartarias y con información geológico petrográfica más detallada, recién a partir de la iniciación de las exploraciones geológico mineras del Plan NOA, de las cuales surgieron los siguientes trabajos: Koukharsky (1971), Coira (1971), Titunik (1972), NOA I (1972), Peralta (1972) y Busteros, *et. al.* (1973). Debe sumarse a las referencias anteriores, la mención que Turner (1972) realiza sobre las vulcanitas del volcán Antofalla en su síntesis geológica de la Puna.

Con la finalidad de diferenciar los distintos episodios efusivos, a través de su caracterización, en las tareas de laboratorio realizadas por los autores del presente trabajo, se efectuaron estudios petrográficos de 125 cortes delgados, completán-

dose los mismos con la determinación de la composición química, modal y el cálculo de norma para las muestras más representativas.

En la clasificación se siguió el modelo de Streckeisen (1967).

A esto se sumó la determinación de edad absoluta de 10 rocas, efectuada por INGEIS.

Marco geológico

En el área de estudio el vulcanismo cenozoico se implanta sobre un "basamento" de rocas paleozoicas (sedimentario-metamórficas, efusivas, hipabisales e intrusivas) y una secuencia sedimentaria terciaria en cuya culminación se inicia dicho vulcanismo.

La unidad más antigua está representada por una *secuencia sedimentario-metamórfica* (facies de esquistos verdes) en la que predominan grauvacas semimetamórficas, filitas y pizarras. Aflora al W y SW de Laguna de los Patos extendiéndose hacia el sur del Cerro Quebrada Honda y en forma restringida en el faldeo occidental bajo del Volcán Antofalla.

Este conjunto podría ser correlacionable con la Formación Copalayo asignada al Precámbrico (Turner, 1964) o al "Complejo Metamórfico" incluido en el Proterozoico (Vilela, 1969). Aceñolaza, *et. al.* (1971) reubicaron a dichas entidades en el Ordovícico medio (Llanvirniano-Llan-deillano) en base a hallazgos fosilíferos.

Rocas andesíticas muy modificadas (albitizadas, silicificadas y cloritizadas) son aparentemente concordantes con la entidad anteriormente descrita, si bien sus contactos en parte son por falla y están cubiertas solamente por vulcanitas terciarias. Ellas son ubicadas en el Paleozoico inferior en forma tentativa. Sus afloramientos se localizan al SSW de la Laguna de los Patos.

La sucesión estratigráfica se continúa con un conjunto de *ignimbritas de composición riolítica* (Coira, 1971), el cual aflora en el sector sudoccidental del área, continuándose en territorio chileno. Estos niveles serían comparables con los miembros superiores de la secuencia efusiva de amplia distribución en Neuquén, Mendoza, San Juan, La Rioja, comúnmente conocida como "Serie Porfirítica". Dichas vulcanitas en nuestro país han sido atribuidas al Permo-Triásico. En zonas

lindantes, en Chile, subyacen a estratos marinos del Liásico y son intruidas por granitos cuyas dataciones radimétricas permiten asignarlas al Pérmico (R. Fuller, 1965).

Restringidos son los afloramientos de *pórfiros riolíticos*, los que intruyen al NNW de Vega Tambería, a la entidad sedimentario-metamórfica de probable edad ordovícica. No contándose para su límite superior más que con las vulcanitas cenozoicas, se los integra en forma tentativa en el ciclo eruptivo permo-triásico antedicho, si bien también podría tratarse de representantes hipabisales de las rocas graníticas que se describirán a continuación.

En el sector sudoccidental del área aquí considerada y al W de Vega de los Patos, aflora un *granito* hornblendífero-biotítico, el que en la segunda localidad intruye a la secuencia sedimentario-metamórfica de posible edad ordovícica. Dichas rocas graníticas están "ahogadas" por las vulcanitas cenozoicas. En territorio chileno, a igual latitud, se han obtenido valores radimétricos para rocas graníticas (248 ± 25 , atribuidas al Pérmico; R. Fuller, 1965). No contándose en nuestro caso con elementos definitivos se las incluye provisoriamente en el Paleozoico con posterioridad al Ordovícico.

Este conjunto de rocas asignadas en su mayoría al Paleozoico están reunidas en el mapa geológico bajo la denominación de *Rocas paleozoicas*.

Se completa la columna estratigráfica con sedimentitas terciarias representadas por un miembro inferior, constituido esencialmente por conglomerados y areniscas medianas de coloración morada a pardo oscura, con intercalaciones de limolitas rojizas y arcilitas castaño oscuras, y uno superior constituido también por conglomerados y areniscas pardo grisáceos, en el que comienza a observarse participación volcánico clástica de composición andesítica acompañando a los elementos paleozoicos. Estas sedimentitas pueden ser asimilables a la Formación Geste y Formación Pozuelos, del Grupo Pastos Grandes asignadas por Turner (1964) al Mioceno, o a los Estratos Calchaqueños, Mioceno superior (Vilela, 1969).

Sobre esta cubierta sedimentaria-piroclástica de edad terciaria plegada y en parte fracturada se implanta el vulcanismo, cuya actividad se inicia en la finalización del ciclo sedimentario terciario ex-

tendéndose durante el resto del Terciario y en el Cuartario.

Vulcanismo cenozoico

Con posterioridad a la secuencia sedimentaria terciaria, como se ha dicho anteriormente, se inicia un ciclo lávico-piroclástico con representantes subvolcánicos de composición andesítica lacítica con cuarzo a dacítica, al que se le ha dado carácter formacional y se describe a continuación.

Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda

Sus afloramientos se extienden de W a E, desde el límite con territorio chileno, constituyendo el cerro Agua de la Falda, extendiéndose al N por el Paso Aguas Calientes cubiertos por un conjunto de lavas andesíticas del Basalto-Andesita cerro Cajero y conforman el cerro Aguas Calientes donde nuevamente infrayacen a la última formación, para desaparecer hacia el SW, en la prolongación que se extiende al E del Salar de Aguas Calientes por debajo del Basalto-Andesita Cerro Cajero, Ignimbrita Tambería y Basalto Aguas Calientes. Los representantes subvolcánicos vuelven a aflorar al W de la laguna de los Patos y los lávicos al W del cerro Lila, donde son parcialmente cubiertos por la Riodacita-Dacita cerro Lila, y por último en el sector noroccidental donde son "ahogados" por la Andesita lacítica Aguas Blancas, apoyándose en discordancia sobre las semimetamorfitas atribuidas al Ordovícico.

La morfología de estas rocas es de difícil apreciación dado que en general se encuentran subyaciendo a una serie de vulcanitas más jóvenes, si bien es distintivo en ellas un marcado desgaste erosivo como así también frecuentes indicios de dislocación.

Es posible diferenciar dentro de esta Formación, dos unidades: A) *miembro lávico piroclástico* y B) *miembro subvolcánico*.

A) *Miembro lávico piroclástico.*

Se reúne aquí a un conjunto de rocas que si bien muestran iguales características composicionales, representan distintos episodios de un mismo pulso volcánico. Para su caracterización se procederá a la descripción de las distintas subfacies.

Vitrófiros, brechas y aglomerados riodacíticos-andesítico lacíticos del volcán Antofalla. Afloran conformando el antiguo núcleo del volcán Antofalla, y al W del cerro Lila. Los vitrófiros, como las brechas y aglomerados, se disponen intercalados haciéndose más frecuentes los últimos hacia los niveles superiores.

Los *vitrófiros* son rocas de colores blanco rosados y negro verdosos, las cuales varían desde prácticamente vítreas, ya sea de aspecto pumíceo con fluidalidad remarcada por el aplastamiento de canales, o perlíticas, a escasamente porfíricas con fenocristales blanquecinos de sanidina (3 mm), en algunos casos acompañados por plagioclasa, cuarzo y láminas de biotita. Al microscopio se destaca su marcada fluidalidad y es posible observar, en aquellos representantes desnaturalizados, intercrecimientos de cuarzo-feldespatos alcalino con textura micrográfica o agregados de distintas formas de sílice (tridimita, cristobalita, ópalo). Los fenocristales (desde ausentes a inferiores al 15 %) son de: sanidina límpida, cuarzo parcialmente reabsorbido por la pasta, en algunos casos plagioclasa (albita, Ab_{94-92}/An_{6-8}) y como minerales félicos biotita algo desferrizada y lamprobolita. En contadas ocasiones sus fenocristales son: plagioclasa (oligoclasa cálcica a andesina ácida), biotita y lamprobolita.

Las *brechas* y *aglomerados* presentan clastos subangulosos de tamaño medio 10 a 5 cm, los que se hallan incluidos en una pasta vítrea, de igual naturaleza que los clastos, de aspecto pumíceo. Sus caracteres están muy oscurecidos por la intensa alteración: sericítica, arcillosa, propilítica, alunítica e importante silicificación y limonitización, alteración que también afecta a los vitrófiros.

Representantes ignimbriticos de Agua Escondida. Muestran su mayor desarrollo en proximidad a la desembocadura de las quebradas de Agua Escondida y Agua de la Falda, a unos 3 km al N y S de las mismas. Su base no se observa y están cubiertos por las lavas, brechas y aglomerados andesíticos lacíticos-dacíticos de Agua de la Falda y subyacen al Basalto-Andesita cerro Cajero, y hacia el E están parcialmente ocultos por el acarreo cuartario.

Se pueden diferenciar en ellos dos secciones. La *basal*, de aproximadamente 25 m de espesor, está integrada por rocas de color pardo morado grisáceo que en

sus niveles inferiores exhiben una típica textura eutaxítica dada por la disposición de lenticulas blanquecino grisáceas, orientadas subparalelamente, de contornos no siempre netos y de extremos frecuentemente estirados, en sección a manera de filetes de 1 a 10 cm de diámetro máximo y 2 a 0,5 cm el mínimo. Tanto éstas como los cristaloclastos de plagioclasa blanquecinos (0,5 cm de diámetro medio) y piriholes (de 1-3 mm) se encuentran distribuidos en una mesostasis afanítica. Hacia el techo las lenticulas se van haciendo gradualmente menos frecuentes, perdiéndose de esta forma el bandeado discontinuo antes descripto.

La *sección superior* alcanza 200 m de potencia y se diferencia de la anterior por su tonalidad algo más verdosa, presentando en los 15 m inferiores un diaclamamiento irregular fino, observándose la presencia de fragmentos lenticulares y excepcionalmente subredondeados, de coloración algo más verdosa de 1 a 15 cm de diámetro. A medida que se asciende en el perfil se nota, gradualmente, una mayor compactación y un tinte algo más verdoso, siendo menos frecuentes los fragmentos líticos, si bien se evidencia un bandeado dado por folias de coloración morada y verde.

El carácter ignimbrítico de estas rocas se denota claramente al microscopio por la naturaleza vitroclástica y alineación de los fragmentos vítreos, los que se adaptan a los cristaloclastos contorsionándose y aplastándose en cercanías a los mismos. El grado de aglutinación es variable, si bien aumenta hacia la base de las respectivas secciones. El vidrio que las integra es de coloración pardusca, entre clara y oscura, e índice de refracción menor que el bálsamo. Pueden considerarse, por el grado de cristalinidad, prácticamente vítreas, si bien se observa en las lenticulas mayores, desnaturalización a agregados silíceos de cristobalita, calcedonia y tridimita, los cuales en general muestran una orientación axiolítica y se encuentran acompañados en muchos casos por feldespato alcalino.

Los cristaloclastos (30-40%) están representados por: plagioclasa, andesina media (Ab_{58-64}/An_{12-39}), en la sección inferior y cálcica (Ab_{46-42}/An_{44-18}) en la superior, con zonalidad oscilatoria, frecuentemente cribada y con parcial alteración a material arcilloso; anfíbol y piroxeno son

constantes en ambas secciones, en la inferior totalmente reemplazados por material arcilloso y celadonita, con fuertes rebordes de mineral opaco, mientras que en la superior solamente el anfíbol (lamprobolita) está fresco o con incipiente desferización, se suma a ellos biotita; cuarzo, sólo ha sido observado en la parte basal y con carácter accesorio, muy modificado por la mesostasis. Minerales accesorios: opacos (1-2%), apatita y circón.

Lavas, brechas y aglomerados andesítico lacíticos-dacíticos de Agua de la Falda. Sus afloramientos están restringidos especialmente al sector occidental del área de estudio, observándose buenos perfiles de las mismas en las quebradas de Agua Escondida y Agua de la Falda, donde se apoyan sobre los representantes ignimbríticos de Agua Escondida y están ocultas por derrames de la Andesita lacítica Aguas Blancas, Ignimbrita Tambería y Basalto-Andesita cerro Cajero.

Se incluyen también los afloramientos del cerro Aguas Calientes, en los que se mantienen las mismas relaciones con las unidades anteriormente mencionadas y a su vez están cubiertas por el Basalto Aguas Calientes.

En la quebrada Agua de la Falda es posible distinguir tres secciones principales. La *basal* (50 m de espesor) está formada por rocas porfíricas de coloración parda, con fenocristales (20-35%) de plagioclasa blanquecina (2-3 mm) y escasos minerales félicos generalmente alterados, que en la base evidencian fluidalidad por una partición algo lajosa, fluidalidad que se pierde hacia el techo donde adquiere carácter algo aglomerádico.

La *sección intermedia* está constituida por brechas y aglomerados de coloraciones rojizas, negruzcas, grisáceas, aproximadamente alternantes, con clastos de rocas porfíricas, angulosos a subangulosos en una matriz generalmente tobácea y excepcionalmente lávica de coloraciones semejantes a los clastos.

La *sección superior* (20 m de espesor) es lávica y está integrada por rocas porfíricas de marcada coherencia y con fluidalidad generalmente presente, resaltada por distinta coloración de la pasta; con fenocristales (30-35%) de plagioclasa y minerales félicos especialmente alterados en los niveles basales, próximos a los aglomerados y brechas, los que le confieren a la roca coloración ligeramente verdosa. Dentro de

esta sección se hace distintiva una diferenciación de color grisácea en la base y parda en el techo. Es también característica aquí la presencia de pequeños cuerpos subsferoidales de (1 a 2 cm), de naturaleza semejante al resto de la muestra, que corresponden a centros de desvitrificación de tipo esferulítico.

Estas rocas al microscopio muestran como fenocristales: plagioclasa, andesina ácida a cálcica (Ab_{68-52}/An_{32-48}), con zonación oscilatoria poco marcada e inclusiones de piroxenos; feldespato alcalino presente no en todos los casos, límpido, maclado, a veces bordeando o reemplazando a la plagioclasa; los minerales fémcicos no muy abundantes (3 a 5 % del total de la roca) están representados por clinopiroxeno: $\gamma_{Ac} = 40-45^\circ$ y $2V (+) = 45-50^\circ$ e hipersteno, (Fs_{30-40}/En_{70-60}) $2V (-) = 50-55^\circ$ y $n_\gamma = 1,70-1,71$, frecuentemente alterados a celadonita y con rebordes de mineral opaco; excepcionalmente se reconoce cuarzo, notoriamente reabsorbido por la mesostasis.

Respecto de la pasta existe una variación que va desde las originariamente vítreas en proceso de desvitrificación (agregados fibroso-radiados de naturaleza felsítica, o netamente silíceos: trídimita, calcedonia, ópalo) a otras constituidas parcialmente por vidrio con tablillas de plagioclasa entre las que se distribuyen feldespato alcalino y cuarzo, reemplazando el primero los contornos de la plagioclasa, y gránulos de mineral opaco. En otros casos acompañan a las tablillas de plagioclasa y a un escaso vidrio, pequeños cristales de piroxeno, minerales opacos y en ciertas ocasiones cristobalita.

Con respecto a la clasificación podemos decir que hay dos tipos composicionales en pasajes graduales: riodacitas, con un contenido de feldespato alcalino próximo a los 2/3 del total de los feldespatos y cuarzo mayor del 10 % (del total de la roca), a andesitas lacíticas que en algunos casos presentan sílice libre en la pasta llegando a dacitas.

Los niveles aflorantes en el cerro Aguas Calientes son esencialmente lávicos y muy homogéneos, ya sea textural como composicionalmente. Al intentar una comparación entre éstos y las distintas secciones en Agua de la Falda, debemos hacerla con las riodacíticas. La composición de la plagioclasa en las vulcanitas de Aguas Calientes es más ácida (oligoclasa cálcica a andesina

ácida (Ab_{72-54}/An_{28-46}), el feldespato alcalino y la sílice (cristobalita, la cual reemplaza los bordes de los feldespatos, dando una muy típica apariencia de prismas aciculares) están restringidos a la pasta, y con respecto a la plagioclasa (albita) integrante de la mesostasis, sigue manteniéndose la relación de mayor acidez, observada para los fenocristales.

Dentro de esta subfacies se observan evidencias de alteración hidrotermal: silicificación, argilitización, alunitización (tanto en Agua de la Falda como en Aguas Calientes) y posibles efectos solfatáricos (niveles brechoso-aglomerádicos cementados por yeso) en Agua Escondida.

Por otra parte en Aguas Calientes es frecuente la diseminación de minerales opacos en agregados irregulares, a veces nodulares, de tamaño medio 1,5 a 2 cm.

B) Miembro subvolcánico

Está representado por una serie de cuerpos (pórfiros andesíticos-dacíticos) que intruyen a las semimetamorfitas atribuidas al Ordovícico al W de Laguna de los Patos, y a sedimentitas terciarias (Formación Geste - Formación Pozuelos) en Vega Tambería; al W del cerro Lila son cubiertas por andesitas lacíticas con cuarzo. Fuera del área de estudio, en el sector sudoriental del volcán Antofalla atraviesan al miembro lávico-piroclástico.

Son rocas de coloración gris verdosa, blanquecino grisácea a amarillenta, de aspecto alterado, compactas, porfíricas, con fenocristales de plagioclasa de 2 a 5 mm de diámetro, cuarzo translúcido en los representantes dacíticos (2-3 mm de diámetro), minerales fémcicos alterados, de hábito prismático de hasta 4 mm y escasas láminas de biotita. La pasta es afanítica. En ciertas zonas se hace difícil reconocer el carácter porfírico debido a la semejanza de color de fenocristales y pasta, e incipiente aumento de la granometría de la misma.

Al microscopio muestran una textura porfírica, con fenocristales (hasta el 40 % del total de la roca) a veces de aspecto fragmentario de: plagioclasa (andesina Ab_{64-58}/An_{36-42}) maclada, con zonación directa, en general albitizada, argilitizada y con escasa sustitución carbonática; cuarzo, corroído y con frecuentes inclusiones, presente en las variedades dacíticas; hornblenda verde, con reemplazo total o parcial por: clorita, epidoto, carbonatos, gránulos

de minerales opacos, muscovita y a veces en pasaje a biotita; y piroxenos totalmente sustituidos por gránulos de minerales opacos y calcita.

La pasta está constituida por feldespato alcalino (feldespato potásico y albita) y cuarzo, ya intercrecidos en las de textura microfelsítica a felsítica, o como individuos de mayor desarrollo donde el feldespato alcalino forma microlitas de hasta 1 mm en las de textura microgranosa y granofírica.

Estas rocas han sido afectadas por alteración hidrotermal en grado mediano a intenso, observándose feldespatización, propilitización, silicificación, en menor proporción argilitización y desarrollo de biotita secundaria, y en los representantes dacíticos se suma alunitización a los anteriores procesos.

Riodacita-Dacita cerro Lila

Se reúne en esta entidad a un conjunto de coladas de composición riodacítica a dacítica, cuyo apilamiento conforma el cerro Lila y parte del cerro Cajero y su prolongación occidental. Las formas resultantes muestran una pendiente moderada, condicionada a la mediana fluidez de la lava, presentando las coladas formas lobulares anchas y cortas y una textura superficial áspera, de aspecto almohadillado cuya partición subparalela confiere una pseudoestratificación. Si bien restringidos se intercalan, dentro de la secuencia lávica, aglomerados y en menor proporción brechas volcánicas.

Estas vulcanitas cubren discordantemente a la Andesita lacítica-dacita Agua de la Falda en el volcán Antofalla y en el extremo sur del cerro Lila, y a su vez están cubiertas por la Andesita lacítica Aguas Blancas en el volcán Antofalla. Sobre ella se producen derrames de basaltos del Basalto-Andesita cerro Cajero, ya sea a través de antiguas zonas de surgencia (cerro Lila) o de otras localizadas a medio faldeo en el cerro Cajero.

Son rocas porfíricas de colores rosados, grisáceos a blanquecino grisáceos, con un porcentaje de fenocristales de 30-40 % respecto de la pasta. Dentro de ellos se distinguen: plagioclasa, tabular (0.3 a 1 cm); sanidina, en menor proporción, frecuentemente con buen desarrollo; cuarzo, en una relación superior al 5 % y prismas aciculares de piriboles y en menor proporción láminas de biotita. La pasta es afanítica, generalmente homogénea, aunque en al-

gunas ocasiones muestra zonas de distinta coloración que remarcan la fluidez.

Al microscopio se ha determinado la presencia de fenocristales de: plagioclasa, andesina ácida Ab_{68-64}/An_{32-36} , cuhedral a subhedral, maclada, fresca, frecuentemente cribada, con zonalidad oscilatoria reversa; sanidina, en cristales subhedrales, frescos, con bordes de reacción; cuarzo, de contornos generalmente modificados; lamprobolita, como mineral fémico dominante, con buen desarrollo, y en proceso de desferización, observándose en casi todos los casos pasaje a biotita; clinopiroxeno, cuya composición varía entre augita con un $\gamma_{Ac} = 39-45^\circ$, $2V (+) = 50-60^\circ$ y titanaugita $\gamma_{Ac} = 22-37^\circ$, $2V (+) = 47-50^\circ$, con zonalidad frecuente en los extremos titanados; hipersteno, menos abundante que el clinopiroxeno y con pequeño desarrollo, biotita, normalmente reemplazando a lamprobolita y excepcionalmente en pequeñas láminas.

La pasta está constituida por tablillas de plagioclasa de hábito tabular corto, zonales, distribuidas en una mesostasis integrada por escaso porcentaje de vidrio, en algunos casos con incipiente cristalización de microlitas de plagioclasa. Con carácter intersticial y desdibujando los contornos de la plagioclasa se dispone sílice, en forma de cristobalita, tridimita y en menor proporción ópalo; acompañan a las tablillas de plagioclasa gránulos de minerales fémicos y opacos. Excepcionalmente se observa exiguos feldespato potásico. Minerales accesorios: titanita y apatita.

Andesita lacítica Aguas Blancas

Esta entidad constituye una serie de estrato volcanes cuyas altitudes oscilan entre los 5.700 m y los 6.100 m. Se caracterizan por sus formas generalmente cónicas, de paredes abruptas a medianamente abruptas resultado del apilamiento de lavas y aglomerados. Suelen presentar cráteres parcialmente destruidos, en algunos casos cráteres secundarios y en contadas ocasiones desarrollo de calderas de colapso.

Especialmente en la porción nordoccidental de la zona lindante con Chile se observan conos parcialmente destruidos, algunos por el propio paroxismo volcánico y otros resultado de fracturaciones, como así también conos de dimensiones mucho más restringidas tanto en extensión como en volumen.

Estas vulcanitas se implantaron sobre el relieve volcánico previo de la Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda como se observa especialmente en Agua de la Falda y Agua Escondida, al W del cerro Aguas Calientes y en el volcán Antofalla, si bien mediando en este caso, el derrame de la Rio-dacita-Dacita cerro Lila. Son cubiertas por un conjunto de coladas basáltico andesíticas que descienden de sus laderas en forma discontinua, a través de pequeños centros de emisión, en algunos casos constituyendo restringidos conos adventicios. En el sector nordoccidental dichas coladas tienen amplia difusión, siendo difícil establecer sus zonas de surgencia.

Las coladas que integran esta Formación son generalmente muy porosas con tonalidades que gradan del negro al rojizo, escasamente porfíricas con fenocristales (tamaño medio 3 mm) de plagioclasa blanquecina y minerales fémcicos en forma de pequeños prismas. Las pastas, afaníticas, presentan un grado de vesiculación que va desde incipiente a muy alto y en ellas es remarcada la fluidalidad por el contraste de coloración, el que es realmente notorio entre los distintos niveles de coladas.

Son frecuentes las intercalaciones entre los niveles netamente lávicos, de otros aglomerádicos, con clastos de tamaños variables desde 5 a 30 cm, angulosos a subangulosos.

Al microscopio estas rocas se caracterizan por su naturaleza escasamente porfírica (15-20 %), con fenocristales de: plagioclasa (andesina media a cálcica, Ab_{62-54}/An_{38-46}), cuhedral a subhedral, maclada, algo cribada, con zonalidad oscilatoria y minerales fémcicos (5 a 10 %) dentro de los que se distinguen hipersteno, Fs_{30-10}/En_{70-80} , subhedral a cuhedral, con pleocroismo moderado, $2V(-) = 45-50^\circ$, $n_\gamma = 1.76-1.71$; clinopiroxeno con un γ_{Ac} de 30 a 50° , $2V(+)$ = 45° y lamprobolita si bien escasa pero en general con mayor desarrollo que los otros dos, con bordes de mineral opaco y reemplazando parcialmente a los piroxenos.

La pasta es hialopilitica, en contadas ocasiones intersertal, frecuentemente fluidal. En estos últimos casos se observan vidrios de coloraciones contrastantes, pardos a incoloros. Algunas de las rocas muestran vesículas, a veces rellenas por ópalo.

Ignimbrita Tamberia

En ella se incluye a un "plateau" ignimbítico de composición dacítica-andesítico

lacítica, que ocupa bajos de un relieve elaborado con posterioridad a la Andesita lacítica Aguas Blancas, como puede observarse en sus afloramientos que se extienden al sur de la laguna de Aguas Calientes, donde "ahogan" sólo en parte a la Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda. Cubren en discordancia a las sedimentitas terciarias (Formación Geste-Formación Pozuelos) en Vega Tamberia y hacia el oeste de la misma, se apoya en igual relación sobre rocas graníticas del Paleozoico, al noroeste del Campo Negro, hasta donde se extienden sus afloramientos más australes, conjuntamente con los de Vega Tamberia. Estas rocas son cubiertas a su vez por distintas coladas del Basalto-Andesita cerro Cajero.

Se disponen, en líneas generales, subhorizontales, con ligeras inclinaciones que evidencian la pendiente existente en el momento de su derrame, si bien muestran también fracturación con rumbo NW y EW al sur de Aguas Calientes.

Ignimbritas, pumicitas brechosas y tobas constituyen esta entidad. Las primeras adquieren su mejor exposición en la mesada que se extiende al norte de Vega Tamberia, donde alcanzan un espesor de 55 m. En esta sección se apoyan sobre tobas vítreas blanquecinas (espesor 4 m) y es posible diferenciar en ellas niveles basales rojos (espesor 20 m) con marcada textura eutaxítica dada por el ordenamiento de "fiammes" de coloración negruzca y escasos cristoclastos de plagioclasa y laminillas de biotita y con carácter accesorio clastos subredondeados de andesitas. Estos niveles exhiben partición lajosa de 3 a 5 cm de separación. Hacia arriba adquieren color castaño y mantienen las características antes descritas, diferenciándose solamente por el desarrollo de un diaclasamiento columnar, con aproximadamente igual espesor que la unidad anterior. Remata la secuencia con 15 m de ignimbritas castañas en las que es distintivo la presencia de cuerpos vítreos subesferoidales de coloración negruzca (10 cm tamaño medio) como así también desarrollo de una partición lajosa subparalela fina.

Las facies pumiceo brechosas y tobáceas conforman los niveles que subyacen a los representantes netamente ignimbíticos, y son los de mayor distribución. Inmediatamente al sur de Aguas Calientes alcanzan un espesor de 120 m aproximadamente. Son niveles homogéneos de pumicitas blanquecinas a rosadas, portadoras de litoclastos

subangulosos, consanguíneos o accidentales (riolitas y andesitas), tamaño medio 5 cm, en las que se observan cristales de plagioclasa de hasta 5 mm y de biopiribol de 1 a 2 mm. Dichas pumicitas gradan a brechas pumíceas y tobas de coloraciones semejantes, con igual naturaleza en sus litoclastos y participación cristalina.

Al microscopio las ignimbritas evidencian una clara textura cutaxítica dada fundamentalmente por la orientación subparalela de fragmentos vítreos, con distintos grados de aglutinación entre ellos y adaptación a los cristaloclastos. En ellos el porcentaje de cristaloclastos es reducido, variando del 2 a 5 % y son de: andesina ácida (Ab_{68-64}/An_{32-36}), zonal, fresca, no siempre maclada; cuarzo, escaso, muy corroído, y dentro de los minerales félicos: láminas de biotita con buen desarrollo y más restringidos anfíbol, clinopiroxeno e hipersteno. Los fragmentos líticos son también escasos, variando desde accesorios a un 10 %, son en general angulosos, pudiéndose distinguir entre ellos rocas de la Andesita lacítica Aguas Blancas, representantes lávicos y subvolcánicos de la Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda y limolitas y arenitas cuarzosas. La desnaturalización en estas rocas, fundamentalmente vítrea, es variable, desde parcialmente desvitrificadas a agregados silíceos (cristobalita, calcedonia y cuarzo) o zeolitas, a prácticamente inalteradas.

Se han diferenciado las pumicitas al microscopio por su escaso carácter vitroclástico, el que aumenta hacia las facies de brechas pumíceas, y por falta de aglutinación. Son rocas esencialmente vítreas, muy vesiculadas, con elevado porcentaje de cavidades tubulares y elípticas orientadas en la dirección del flujo. Ellas son portadoras al igual que las ignimbritas, de fragmentos líticos accidentales de naturaleza semejante, si bien con carácter accesorio (inferior al 25 %). Los escasos feno-cristales son de: andesina media (Ab_{62-58}/An_{38-42}), en algunos casos eribada, no siempre maclada; cuarzo, hornblenda, biotita, clinopiroxeno e hipersteno.

Las brechas pumíceas están constituidas fundamentalmente por fragmentos subangulosos a angulosos de naturaleza pumícea y sus constituyentes cristalinos esenciales y líticos accidentales son comparables a los de las pumicitas, al igual que los niveles tobáceos. Estos últimos son vítreos y más restringidos, constituyendo en ellos la ma-

triz vitroclástica aproximadamente el 85 % del total de la roca, la que se encuentra fresca en la mayoría de los casos.

Basalto-Andesita cerro Cajero

En esta Formación se pueden diferenciar dos miembros, uno inferior de composición basáltica y otro superior, andesítico.

El primero de ellos forma lenguas en abanico, alargadas, más o menos restringidas, que descienden a medio faldeo de los estratovolcanes y en algunos casos llega a constituir pequeños conos adventicios, como al oeste del cerro Cajero donde se apoya sobre las coladas de la Riodacita-Dacita cerro Lila. A veces, como al sur del Salar Aguas Calientes, conforman planchadas en las que se evidencia a través de sus crestas de flujo bien marcadas, la pendiente imperante en el momento de su derrame, de rumbo NW, donde cubren a la Ignimbrita Tambería.

El miembro andesítico, con el cual culmina este pulso volcánico, está representado por una sucesión de coladas, en general implantadas sobre los estratovolcanes de la Andesita lacítica Aguas Blancas, de las que descienden ocultando en parte la morfología original. Dichas lavas de mediana fluidez se derraman, a manera de lenguas finas, de superficies ásperas, algo anastomosadas y con formas terminales globosas. En el sector nordoccidental conforman una amplia planicie a través de la cual se han derramado, siguiendo una pendiente poco pronunciada, no observándose su relación con un vulcanismo central previo. En ellas se hace muy notorio el desarrollo de formas digitadas, manteniéndose el diseño anastomosado. A diferencia de la Andesita lacítica Aguas Blancas, no presenta indicio de dislocación, exhibiendo solamente en el ángulo noroeste una lineación de rumbo NNW que posiblemente sea un reflejo de fracturación profunda. Estas vulcanitas son cubiertas, escasamente, por el Basalto Aguas Calientes y suprayacen al miembro basáltico.

Miembro inferior. Está integrado por rocas escasamente porfíricas (5-25 %), en las que se destacan esencialmente olivina y piroxenos de hasta 5 mm. Sus coloraciones son generalmente gri-áceas a negruzcas, y excepcionalmente parda- a algo rojizas. Las facies muy vesiculares son relativamente restringidas, presentando en esos casos, como relleno, zeolitas, formas distin-

tas de sílice y material arcilloso. Son comunes los representantes lajosos, característica condicionada en parte por finas vesículas aplastadas. Los niveles aglomerádicos, restringidos frente al conjunto esencialmente lávico, tienen clastos angulosos a subangulosos de tamaño medio 5 cm.

Este conjunto de rocas al microscopio se caracterizan por su textura porfírica, definida por los minerales fémcicos, entre los que se hallan: clinopiroxeno, incoloro a verdoso, con un $\gamma_{Ac} = 35^\circ-50^\circ$, $2V (+) = 45-60^\circ$; olivina con un $2V (+) = 80-85^\circ$ a $(-) = 80^\circ$, Fo_{70-100}/Fa_{30-00} presente en la mayoría de los casos, en proporciones semejantes a la del clinopiroxeno, aunque generalmente con mayor desarrollo y en pasaje a iddingsita; hipersteno, Fs_{35-40}/En_{65-60} , menos común que la anterior, con un $2V (-) = 44-50^\circ$. La plagioclasa (Ab_{46-38}/An_{54-62}) es poco común como fenocristal, está cribada y a veces con inclusiones de piroxeno.

La pasta varía en su textura, desde hialopilitica donde en la mayoría de los casos el vidrio que la integra es oscuro, a intergranular e intersertal, habiéndose en estos casos podido determinar un contenido de Ab_{54-46}/An_{44-54} en las microlitas de plagioclasa. Cabe señalar aquí, la presencia de cristobalita (inferior al 10 %), si bien no constante pero sí frecuente (a veces acompañada de tridimita) y la presencia prácticamente excepcional de feldespatos alcalinos intersticial.

Estas rocas suelen tener vesículas y como relleno de ellas se disponen: heulandita, cristobalita y material arcilloso.

El índice color, determinado a través de la observación microscópica oscila entre mayor de 40 a 60.

Miembro superior. Estas vulcanitas de composición andesítica-andesítico lacítica, evidencian coloración que va del gris al negruzco, son porfíricas (30-40 %), excepcionalmente afíricas, con escasos fenocristales tabulares de plagioclasa (2-4 mm) y minerales fémcicos prismáticos. La pasta es afanítica, generalmente homogénea. Sólo en algunos casos con marcada fluidalidad, resaltada por distintas coloraciones del vidrio o por una neta partición subparalela. La diferente naturaleza del vidrio o modificaciones del mismo, determinan, en algunos de los representantes, cuerpos subesferoidales, menos porfíricos, que se hacen distintivos por la erosión diferencial.

De la observación microscópica surge la

naturaleza generalmente fragmentaria de los fenocristales, los cuales son de: plagioclasa (Ab_{50-44}/An_{50-56}) con zonalidad oscilatoria normal y frecuentes inclusiones de vidrio, magnetita y ortopiroxeno; hipersteno (Fs_{28-40}/En_{72-60}) con un $2V (-) = 50-55^\circ$ y $n\gamma = 1.700-1.705$; clinopiroxeno en general menos abundante y con menor desarrollo que el anterior, de coloración verdosa tenue, $2V (+) = 45-55$, $\gamma_{Ac} = 40-55^\circ$ (en algunos casos incluye al ortopiroxeno, y magnetita subhedral a euhedral, la que conforma el fenocristal de menor desarrollo). El índice color oscila entre 5 y 30.

Las pastas son usualmente hialopiliticas con granos subhedrales de magnetita; existe un pasaje paulatino a pastas intersertales la composición de las microlitas de plagioclasa es Ab_{56-52}/An_{44-48} .

Con cierta frecuencia se encuentran tridimita, cristobalita, ópalo y cuarzo en la pasta, ya sea intersticialmente o bien ocupando vesículas y en restringidas ocasiones, con carácter accesorio, feldespatos alcalinos. Minerales accesorios: apatita y circón.

Ignimbrita Laguna de los Patos

Constituyen esta Formación un conjunto de rocas ignimbríticas de composición andesítico lacítica que a manera de "plateau" se extienden al norte y oeste de la Laguna de los Patos, rellenando superficies desnudas, relativamente planas con espesores inferiores a los 80 m. Presentan un diseño distintivo dado por la orientación subparalela de diaclasas de rumbo NNW, ligeramente resaltado por los agentes erosivos, el que posiblemente corresponde a ajustes tectónicos, más que al enfriamiento del flujo ignimbrítico, como parecería indicarlo la coincidencia de rumbo con una línea de fracturación que las afecta, y cuyo resalto se observa al norte de la Laguna de Los Patos.

Esta unidad cubre a las sedimentitas semimetamórficas asignadas al Ordovícico, como así también a los representantes subvolcánicos de la Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda, y ya fuera de la zona de estudio, hacia el norte se adosa a los estratovolcanes de la Andesita lacítica Aguas Blancas, desapareciendo por debajo del Basalto Aguas Calientes.

Son rocas de coloración pardo rosada a pardo oscura en los niveles superiores y negruzca hacia los inferiores, de neta tex-

tura cutaxítica resaltada por "fiammes" de color negro de 3 mm-30 cm de longitud máxima. Contienen fragmentos líticos accidentales de rocas afaníticas a porfíricas pardo grisáceas. Los representantes cristalinos (plagioclasa, cuarzo y piriboles) son fragmentarios y constituyen el 25-30 % del total de la muestra.

Las variaciones texturales de base a techo no son marcadas, si bien hay un aumento en el carácter vitroclástico.

Al microscopio se corrobora el carácter ignimbrítico de estos niveles, a través de la naturaleza vítrea fragmentaria con evidencias de aglutinación y consecuente deformación de los fragmentos vítreos mayores, en algunos casos perlíticos, como así de la mesostasis integrada por trizas que varían desde netamente desfleccadas, con marcado contraste en la coloración de sus vidrios, incoloros, anaranjados y pardos en los niveles superiores, a escasamente modificadas en los superiores, donde se va perdiendo la fragmentación del vidrio.

La desvitrificación de estas rocas es solamente parcial, y está evidenciada por agregados axiolíticos de cristobalita, feldespato alcalino, como así también por agregados de material zeolítico (heulandita).

Los cristaloclastos son de: plagioclasa (Ab_{56-52}/An_{44-48}) fragmentaria, cribada, con zonalidad oscilatoria normal; hipersteno (Fs_{30-35}/En_{70-65}) generalmente como mineral fémico dominante, con pleocroismo débil, $2V(-) = 60^\circ$; clinopiroxeno con un $\gamma\Delta c = 42-46^\circ$ y un $2V(+)=60-70^\circ$; y lamprobolita, accesoria y de escaso desarrollo.

Los fragmentos líticos (15 %) son de andesitas, generalmente de pastas hialopiliticas, aproximadamente equidimensionales y de contornos subredondeados.

Minerales accesorios: apatita y opacos.

Basalto Aguas Calientes

Bajo esta denominación se reúne a un conjunto de rocas basálticas que se derraman a manera de manto encauzadas en el relieve volcánico construido a través de los distintos episodios efusivos hasta ahora descritos. Penetran por el norte, al oeste de la Laguna de los Patos, para dirigirse, como claramente lo indican las líneas de flujo, hacia el bajo que ocupa el salar de Aguas Calientes.

Son rocas porfíricas, vesiculares, con un grado de compactación variable; de coloración

negruzca y excepcionalmente rojizo-negruzca bandeada. Su textura grada de escasamente porfírica a porfírica con un porcentaje de fenocristales a pasta de 40/60. Estos últimos están representados por tablillas de plagioclasa (2-5 mm) y prismas de piroxenos. La pasta es afanítica con vesiculación variable (1 mm a 10 cm) de acuerdo a su posición en la colada, encontrándose algunas de las vesículas rellenas por agregados pulverulentos finos. Suele esta unidad exhibir en la base niveles aglomerádicos, con clastos subangulosos de 1 mm a 5 cm, cementados por carbonato.

Los minerales fémicos están representados esencialmente por orto y clinopiroxeno en proporciones semejantes. El clinopiroxeno es subhedral, verdoso y tiene un $\gamma\Delta c = 30-50^\circ$ y un $2V(+)=80-70^\circ$, y denota frecuentes inclusiones de minerales opacos. El hipersteno (Fs_{30-34}/En_{70-66}) es euhedral a subhedral, de pleocroismo moderado y su $2V(+)=60^\circ$. La plagioclasa (Ab_{40-34}/An_{60-66}) conforma más de la mitad de los fenocristales, es subhedral y en parte fragmentaria, fresca y evidencia zonalidad normal discontinua.

La pasta, en casos fluidal, varía desde vítrea a hialopilitica, siendo los vidrios pardo negruzcos.

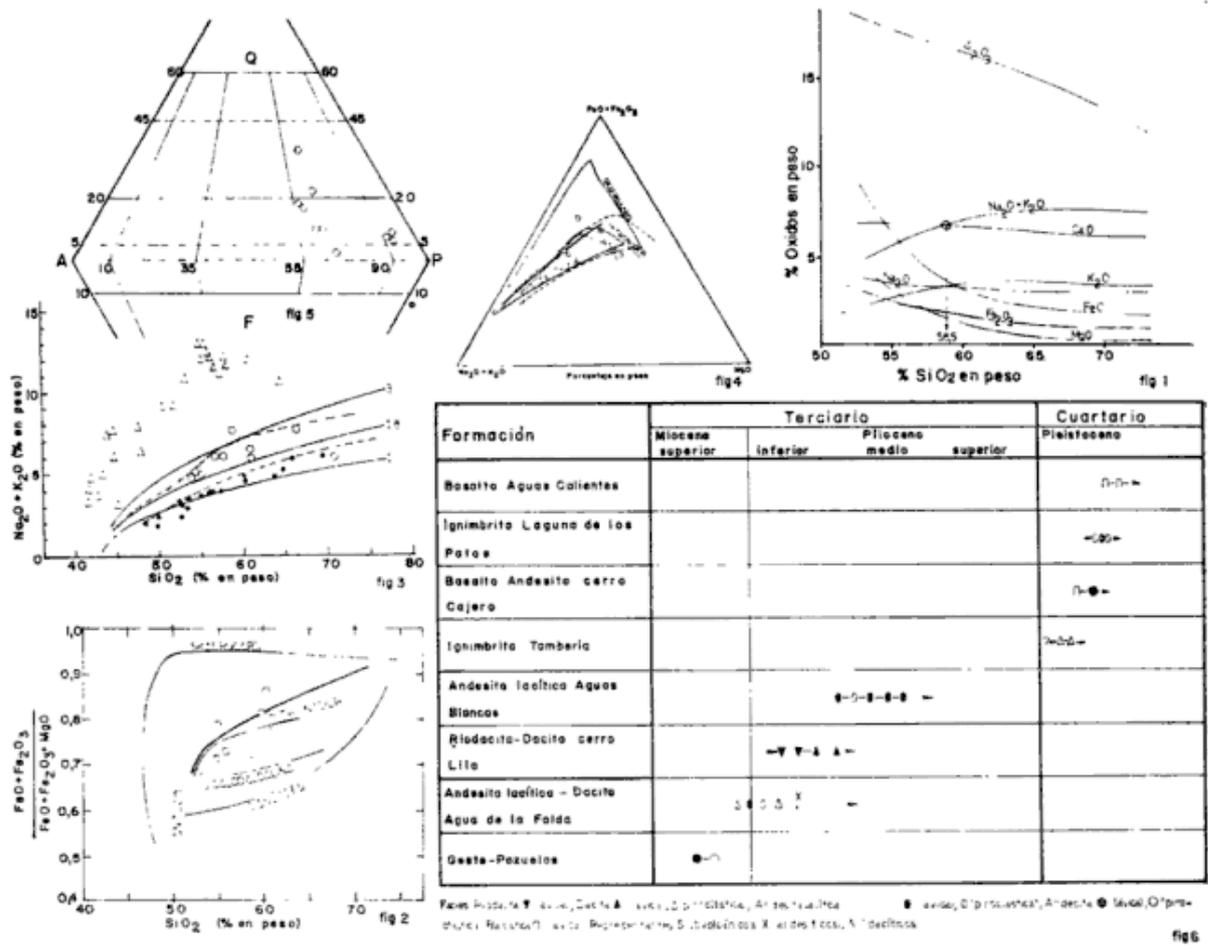
El índice color de estas rocas supera el 40 y en la mayoría de los casos no excede el 50.

Minerales accesorios: apatita con tinte ligeramente rosado, y minerales opacos euhedrales a subhedrales inferiores al 1 %.

Consideraciones petrogenéticas a través de las características químicas

La relación de $SiO_2/Na_2O + K_2O$ de las vulcanitas cenozoicas da valores comprendidos en promedio entre $\sigma = 1.8$ y $\sigma = 3$ (fig. 3), ello permite ubicar a estas vulcanitas dentro de la "Suite Calcoalcalina promedio" lo cual tiene correspondencia con lo colegido por Pichler y Zeil (1972) para la Formación Riolítica y Formación Andésica de Chile, y por Katsui (1970) para las rocas de los Andes Norte y Sur de Chile.

Si se sobreimpone al diagrama de la figura las curvas obtenidas por Kuno (1966), que delimitan el campo del basalto con alto contenido de alúmina (high alumina basalt), se observa que prácticamente todas las rocas aquí consideradas quedan dentro de dicho campo, hecho que concuerda con



Figs. 1-6. — 1, diagrama de variación de óxidos de las vulcanitas analizadas e índice de cal-álcalis de las mismas; 2, diagrama de Osborn (1959) para las vulcanitas analizadas, señalando la dirección de cristalización fraccionada de estas rocas, mediante la curva de trazo lleno, y su comparación con otras localidades; 3, relación álcalis (Na₂O K₂O) SiO₂. Se representaron con círculos las efusivas analizadas en este trabajo, con llenos los correspondientes a las islas Sandwich S y mediante triángulos las del Continente antártico. Las curvas parabólicas corresponden a los valores σ que determinan el carácter de la "suite" (Rittmann, 1962), y las curvas punteadas establecen los límites del campo del "High alumina basalt" (Kuno, 1966); 4, diagrama AFM. En él están ubicadas las muestras analizadas mediante círculos. A fines comparativos han sido representadas las curvas correspondientes a distintas localidades, utilizándose trazo más lleno para la del presente estudio. Las líneas punteadas indican el campo de la "Serie hipersténica" (Kuno, 1969); 5, distribución en el doble triángulo de Streeckisen de las vulcanitas cenozoicas analizadas; 6, esquema cronoestratigráfico del vulcanismo cenozoico en el área de estudio.

los valores señalados para rocas de los Andes Sur de Chile (González Ferrán y Vergara, 1970) y con los de los Andes Centrales y Norte de Chile (Katsui, fig. 2, *op. cit.*).

Del análisis de los valores correspondientes a Victoria Land, Isla Ross y Monte Gauss, y los de las Islas Sandwich (Katsui, *op. cit.*) se deduce la delimitación de tres campos concordantes con los observados por Kuno (1960) en las islas del Japón, donde separa tres provincias: la tholeítica, la alcalina y con ubicación intermedia coloca al basalto con alto contenido de alúmina.

Las rocas de Victoria Land, Isla Ross y Monte Gauss quedan ubicadas dentro del campo alcalino, mientras que las de las islas Sandwich lo hacen en el tholeítico, hecho éste que coincide con la observación de Kuno (1960) en la que el basalto con alto contenido de alúmina es común en las fajas orogénicas del mundo, pero está prácticamente ausente en las regiones oceánicas.

En su ensayo para establecer el magma originario del basalto con alto contenido de alúmina, Kuno (1960) sugiere que no es un derivado del magma tholeítico ni del alcalino, sino que se produciría por fusión

CUADRO
Análisis químico y normas de las vulcanitas cenozoicas

Número....	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ANÁLISIS QUÍMICO (% EN PESO)										
SiO ₂	56,58	65,87	53,03	54,45	70,98	53,87	60,95	58,70	60,52	57,55
Al ₂ O ₃	17,81	15,23	18,09	17,05	13,87	17,43	15,16	18,11	15,67	19,47
Fe ₂ O ₃	2,01	0,90	2,77	3,11	1,23	3,17	1,65	1,86	2,06	1,81
FeO.....	4,79	1,79	8,22	7,12	1,98	8,22	4,86	3,34	3,57	3,24
TiO ₂	0,48	—	1,23	0,50	vest.	1,49	0,58	0,65	0,38	0,48
MnO.....	vest.	vest.	0,10	0,10	0,09	0,10	vest.	vest.	vest.	vest.
P ₂ O ₅	0,67	0,27	0,82	0,70	0,19	0,79	0,39	0,46	0,94	0,38
CaO.....	7,63	7,69	5,26	5,93	5,14	6,18	5,44	7,81	7,38	7,85
MgO.....	2,49	0,18	4,73	4,01	0,28	2,57	1,75	1,21	0,84	1,91
Na ₂ O.....	2,58	3,95	3,56	3,79	2,98	3,69	2,87	3,96	2,57	2,66
K ₂ O.....	3,60	4,05	1,33	1,34	2,98	1,63	2,93	3,46	4,08	3,61
SO ₂	vest.	vest.	vest.	vest.	vest.	vest.	vest.	vest.	vest.	vest.
H ₂ O.....	0,38	0,18	0,21	0,30	0,19	0,40	1,46	0,19	0,47	0,19
H ₂ O+.....	0,67	0,18	0,31	0,70	0,09	0,30	0,58	0,37	1,31	0,48
Pérdida por calcinación..	0,48	0,18	—	0,40	0,28	0,20	1,46	0,28	0,56	0,57
Total.....	100,17	100,47	99,66	99,90	100,28	100,04	100,08	100,43	100,35	100,20
NORMA C. I. P. W.										
Cuarzo.....	7,62	15,18	4,14	5,46	31,62	5,16	17,34	2,16	15,00	9,36
Ortosa.....	19,61	22,19	7,39	7,33	16,51	8,77	16,00	19,09	22,19	19,61
Albita.....	21,48	33,54	29,87	31,96	25,45	31,44	24,10	33,54	21,48	22,53
Anortita....	26,69	11,68	26,13	28,58	15,57	26,13	20,02	31,41	19,50	30,86
Diópsido....	17,36	10,42	—	6,08	12,15	6,94	10,85	24,30	23,00	12,59
Hipersteno..	12,22	—	35,07	27,05	—	21,64	12,39	—	—	6,46
Magnetita...	3,02	1,39	3,94	4,41	1,86	4,64	2,32	2,78	3,02	2,55
Ilmenita....	0,91	—	2,28	1,67	—	2,89	1,06	1,21	0,76	0,91
Wollastonita.	—	8,24	—	—	0,93	—	—	0,81	1,04	—
Corindón...	—	—	1,22	—	—	—	—	—	—	—

1. Ignimbrita andesítica láctica con cuarzo (Ignimbrita Laguna de Los Patos).
2. Andesita láctica (Andesita láctica - Dacita Agua de la Falda).
3. Basalto (Basalto - Andesita Cerro Cajero).
4. Basalto (Basalto - Andesita Cerro Cajero).
5. Ignimbrita dacítica (Ignimbrita Tambería).
6. Basalto (Basalto - Andesita Cerro Cajero).
7. Ignimbrita dacítica (Andesita láctica - Dacita Agua de la Falda).
8. Basalto láctico (Basalto - Andesita Cerro Cajero).
9. Andesita láctica (Andesita láctica Aguas Blancas).
10. Andesita láctica (Andesita láctica - Dacita Agua de la Falda).

Los análisis químicos de álcalis fueron efectuados por volumetría y emisión en C. N. E. A.; la determinación de los restantes elementos, por vía húmeda, en los laboratorios Serv. Nac. Min. Geol.

parcial del manto a profundidades intermedias entre las del magma basáltico tholeítico y el magma basáltico alcalino olivínico. A diferencia de Pichler y Zeil (1972) quienes postulan para la Asociación Riolita-Andesita de los Andes de Chile, una derivación a partir de la fusión parcial de

material de la parte inferior de la corteza.

Estas rocas pueden ser también ubicadas dentro de la *Serie hipersténica* (Kuno, 1950) como puede verse en el diagrama AFM (fig. 4) donde las líneas punteadas indican el campo de las series de rocas hipersténicas de Izuhakon, Japón (Kuno,

1969, pág. 16), evidenciándose una coincidencia entre la línea de diferenciación de las rocas aquí consideradas y el límite superior de dicho campo. Según Kuno (1950) la Serie hipersténica está caracterizada por la presencia de hipersteno en la pasta algunas veces acompañado por augita, y su temperatura de cristalización se encuentra por debajo de la temperatura de inversión clinopiroxeno, mineralogía acorde con la observada para la mayoría de las rocas de esta secuencia.

Es posible establecer cierta similitud con la Serie del Cerro Tronador y Cerro Antuco, Chile (Vergara y Katsui, 1969) hasta su máximo enriquecimiento en hierro.

Comparando por otra parte con las rocas de Cascade Range (Carmichael, 1964) se advierte para nuestro caso un mayor contenido de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, y con respecto a Skaergaard (Wager y Deer, 1939) no se registra el notorio aumento de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ frente a la variación de los componentes alcalinos.

Del diagrama de Osborn (1959), fig. 2, basado en los resultados experimentales del sistema $\text{MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ se infiere que las rocas en consideración presentan un enriquecimiento en hierro semejante al de las series de Antuco y Tronador (Vergara y Katsui, 1969). Sin embargo, durante la etapa en la que el contenido de hierro se mantiene prácticamente constante hacia los extremos más silíceos de esas series, así como de la serie calcoalcalina promedio (Nockolds, 1954), en nuestro caso se registra un ligero incremento en hierro.

Durante la fase de mayor aumento de hierro observada en las vulcanitas aquí tratadas se ha producido la precipitación de olivina, mientras que en aquellas donde la variación en el contenido de hierro es poco marcada, precipitan microfeno cristales de magnetita acompañados por hipersteno y en menor proporción clinopiroxeno, hecho que coincide con la etapa intermedia de Cascade Range como señala Carmichael (1964).

Del examen de la figura 1 se evidencia que cada óxido varía respecto al aumento de sílice según una curva suave, pudiéndose admitir como primera aproximación un proceso de diferenciación normal. En dicho diagrama se ha determinado el índice de Peacock = 58,5 con un contenido de $\text{OCa} = 6,7$, valor que es semejante al promedio de la región andina de Chile (58 a 58,5; $\text{OCa} = 6$ a 6,5, Katsui, 1968), concor-

dancia que se suma a las ya señaladas para afirmar la similitud petrogenética en el vulcanismo cenozoico de Argentina y Chile.

Análisis de la evolución del vulcanismo cenozoico y su relación con otras áreas

En zonas puneñas y "extrapuneñas" del NW argentino y en su prolongación en territorio chileno se ha registrado, concomitante al menos en parte con la sedimentación terciaria acaecida según la opinión de distintos autores durante el Mioceno-Plioceno, un vulcanismo de composición en sentido amplio andesítico-dacítico, que marcaría el inicio de la eruptividad cenozoica, como puede deducirse de la descripción de niveles piroclásticos intercalados o de la marcada participación volcánica en la fracción elástica.

A fin de ilustrar este último punto, a través de una correlación tentativa, se reseñarán a continuación dichas características en distintas formaciones.

- Conglomerados con abundantes clastos de andesitas en los niveles basales de la Formación San Pedro (Mioceno medio); Chile, Brüggén (1950).
- "Complejo Volcánico" (tobas brechosas, brechas y tobas andesíticas y basálticas y basaltos, andesitas y liparitas en facies intrusivas) concordante sobre el Calchaquense (Mioceno): Hoja 12d, Capillitas, Catamarca, González Bonorino (1950).
- Formación El Aspero (tobas de tipo básico vitrocrystalinas ácidas y hacia los niveles superiores brechas andesíticas) intercalada entre Formación El Morterito (Calchaquense) y Formación El Cajón (Araucanense); Laguna Blanca, Catamarca, Turner (1962 a).
- Intrusión dacítica (Formación Mogote) ubicada entre la Formación del Buey (Mioceno) y Formación El Durazno (Plioceno); La Rioja, Turner (1962 b).
- Conglomerados esencialmente andesíticos y tobas (de andesita?) en la Formación Tambería (Mioceno): Hoja 13b, Chaschuil, Catamarca, Turner (1967).
- Tobas en sedimentos comparables con la Formación Pozuelos (Mioceno); Hoja 6b, Cerro Guanaquero, Salta, Koukharsky (1969).

- Tobas dacíticas en la porción media a alta de los Estratos Calchaqueños (Mioceno superior); y erupciones dacíticas lávicas y piroclásticas. (Dacitas y tobas de dacitas viejas) cubriendo a los mismos (Mioceno superior); Hoja 6 c, San Antonio de Los Cobres, Salta, Vilela (1969).
- Participación de rodados de vulcanitas de composición predominante andesítica, en el miembro superior de la Formación Vinchina (Mioceno?-Plioceno inferior; Sierra de los Colorados, La Rioja, Ramos (1970).
- Intercalación de andesitas lacíticas, bancos tufíticos y tobas dacíticas en la Formación Log Log (Mioceno?); Hoja 5 b, Salar de Cauchari, Salta, Schwab (1971).
- Participación vítrea fragmentaria en Formación San José y clastos líticos y cristaloclastos de origen andesítico en Formación Los Arcos (Plioceno); Valle de Santa María, Catamarca, Spiegelman (1971).
- Tobas y brechas andesíticas y representantes clásticos de igual composición en el miembro intermedio de la Formación Moreta (Mioceno); Hoja 3 c, Abra Pampa, Jujuy, Coira (1972).

En las distintas citas se menciona una fase piroclástica y excepcionalmente lávica, o participación volcánico clástica, en la mayoría de los casos andesítico dacítica, registrada generalmente en la última etapa de depositación de sedimentitas atribuidas a los Estratos Calchaqueños (Calchaquense), o sucesiones piroclásticas mesosilíceas y básicas asociadas a procesos subvolcánicos de composición semejante, o exclusivamente intrusiones de composición dacítica ubicadas con anterioridad a la depositación de sedimentitas asignables a los Estratos Araucanos (Araucanense).

En la zona de estudio el aporte volcánico clástico andesítico está limitado al miembro superior de la secuencia asimilada a las Formaciones Geste y Pozuelos como ya ha sido señalado.

Con posterioridad a la depositación de dichas sedimentitas se registra un episodio lávico piroclástico de composición andesítico lacítica con cuarzo, acompañado de manifestaciones subvolcánicas, el que fue agrupado bajo la denominación *Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda*.

Estas vulcanitas serían correlacionables con las sucesiones piroclásticas y represen-

tantes subvolcánicos, mencionados en párrafos anteriores, los que han sido ubicados, precediendo a la depositación del "Araucanense".

Para el área en consideración podrían estas rocas tener como representantes distales del proceso efusivo, a la secuencia sedimentario piroclástica atribuida a la Formación Sijes (Araucanense) aflorante fuera de ella, donde participan en su composición tufitas y tobas de composición dacítica.

La equiparación con otras zonas se ampliaría, agregando su afinidad con la Formación Trinchera (Hoja 5 b, Salta) en la que participan en el conjunto sedimentario tobas dacíticas y riolíticas, a las que Schwab (1971) asimila "a la porción inferior de la Formación Riolítica de Brügggen (1950) y de Zeil y Pichler (1967)" y asigna al Mioceno superior-Plioceno inferior, y con la Formación Huayra Huasi (subefusiva) y Formación Esquina del Rincón (lavas y tobas andesítico lacíticas) que hace equiparables a la Formación Trinchera. Schwab (*op. cit.*) compara por otra parte, a las rocas piroclásticas de la Formación Trinchera con las Dacitas y tobas de dacitas viejas de Vilela (1969), Hoja 6 c, Salta.

Cabe señalar que para la misma zona, Schwab (1971) describe yaciendo sobre la Formación Trinchera una secuencia sedimentario piroclástica (Formación Pastos Chicos) a la que asimila con el Araucanense (Vilela, 1953, 1969) y ubica en el Plioceno medio, la que podría corresponder a la sucesión sedimentario piroclástica atribuida a la Formación Sijes, a la que se considera para esta zona representante distal del pulso efusivo en consideración, no observándose su relación con la Andesita Lacítica-Dacita Agua de la Falda.

Prolongando las correlaciones a territorio chileno podrían, las vulcanitas aquí consideradas, ser equiparadas con la parte inferior de la Formación Riolítica (Brügggen, 1950; Zeil, 1964) o su equivalente Formación Altos de Pica (Galli y Dingman, 1962), como puede observarse a través de los valores radimétricos extremos obtenidos para la Formación Riolítica: 12.6 ± 0.5 m.a. y 2.3 m.a. (Hollingworth, 1964; Rutland, *et al.*, 1965; Clark, *et al.*, 1967), en comparación con los determinados para el miembro ignimbrítico aflorante en Agua Escondida: 13.5 ± 1.5 y con los de la andesita lacítica con cuarzo del cerro Aguas Calientes: 8.8 ± 0.8 . Dicha correlación está

reafirmada por la similitud composicional existente entre ambas.

En base a lo anteriormente dicho, se puede concluir que este episodio efusivo se inicia al final del Mioceno principios del Plioceno.

La sucesión volcánica se continúa con representantes mesosilíceos de la Riodacita-Dacita Cerro Lila. Dicha formación podría ser correlacionada con la Formación Becqueville (Plioceno) lavas dacíticas o andesíticas cuarcíferas, y con la Formación Pucará integrada por efusivas dacíticas y andesíticas cuarcíferas, como señala Turner (1964) para la zona de Nevado de Cachi, el que asemeja (a estas últimas) con las Dacitas y tobas de dacitas viejas de Vilela (1953) y asigna al Cuartario inferior por encontrarse cubriendo discordantemente a rocas de la Formación Sijes (Plioceno), si bien no queda suficientemente clara la diferenciación en dos unidades: Formación Becqueville y Formación Pucará, para vulcanitas composicionalmente semejantes. Por otra parte la comparación se extendería a la Formación Galán (dacitas), Hoja 3 b, Jujuy (comun. verbal, Turner) y a las pequeñas coladas que describe Méndez (1974) al SW del Salar Centenario (Mioceno superior-Plioceno) y a las dacitas que señala constituyendo los núcleos efusivos y que adjudica al Cuartario, como así también a la Formación Riolítica (Brüggen, 1950). Los valores radimétricos de esta última Formación ($12,6 \pm 0,5$ y $2,3$ m.a.) son en parte coincidentes con los obtenidos para la Formación en consideración (10 ± 1 m.a.).

La evolución volcánica continúa con la implantación de estrato-volcanes representados en la Andesita lacítica Aguas Blancas. Ella puede ser asimilada a la Formación Rumibola, Hoja 7 c, Salta (Turner, 1964), constituida por coladas y tobas de composición andesítica, si bien dicho autor las asigna al Cuartario inferior, y las equipara con las Andesitas y tobas de andesitas de Vilela (1953). También sería cotejable con: la Formación Tunas (Cuartario inferior), Hoja 13 b, Catamarca (Turner, 1967); la Formación Socompa (Plioceno-Pleistoceno) formada por lavas, flow brechas, aglomerados y tobas de composición andesítica, y coladas andesíticas de los cerros Rincón y Chivinar (Pleistoceno) descritas en la Hoja 6 b, Guanaquero, Salta (Koukharsky, 1969), si bien los representantes piroclásticos registrados en esta últi-

ma localidad, estarían ausentes o muy restringidos en nuestra zona; y Formación Chipas constituida por lavas andesíticas, tobas e ignimbritas del Cuartario inferior, aflorantes en San Antonio de los Cobres - El Moreno, Ramos (1970).

Por otra parte, Turner (1970, 1972) en una recopilación para la provincia geológica Puna señala vulcanitas andesíticas, a las que atribuye al Cuartario, dividiéndolas en dos episodios: Andesita A (más antigua) y Andesita B (más joven), señalando para ellas una relación estrecha con el "Andesit-Vulkanismus de Zeil (1963)". Las vulcanitas aquí en consideración serían correlacionables con las Andesitas A, diferenciándose con dicho autor en la ubicación del total de ellas en el Cuartario. Así también podría asignarse al inicio de la "Actividad volcánica de los cerros Bayo y Tuzgle" señalada por Schwab (1971) como de composición riodacítica a andesítico lacítica.

Cotejando con territorio chileno podría este conjunto de rocas andesíticas, marcar el comienzo de la Formación Andesítica, que Pichler y Zeil (1969) ubican con posterioridad a la Formación Riolítica, a la que atraviesan extendiéndola desde el límite Plio-Pleistoceno al Holoceno, si bien Zeil y Pichler (1967) señalan en un perfil realizado en la quebrada del Chaco y Salar del Plato de Sopa, a $25^{\circ} 30'$, un conjunto de rocas andesíticas previas a mantos de la Formación Riolítica, lo que indicaría intermitencia, en parte del territorio chileno, de las efusiones de las Formaciones Riolítica y Andesítica y un inicio de dicho vulcanismo andesítico en el Terciario.

Puede también asimilarse a los estrato-volcanes andesíticos de la región de San Pedro Toconce, que arrojan valores de 10 m.a., comparables a los obtenidos en nuestro caso ($7,8 \pm 1,8$) los que se encuentran cubiertos por la Formación San Bartolo, ignimbritas riolíticas y andesíticas y cubren a la Formación San Pedro (Guest, 1964, en Guest, 1969) y con la parte inferior (lavas andesíticas) de la Formación Oxaya, Arica (en Cuadro I, Guest 1969).

La eyección de material ignimbrítico alcanza en la Ignimbrita Tamberia características de "plateau". Este episodio puede correlacionarse con el registrado en las Tobas e ignimbritas (riodacíticas-riolíticas) que describe Schwab (1971) para las Hojas 5 a y b (Plioceno superior) y equipara con

la Formación Riolítica de Zeil y Pichler (1967) y con las Tobas y dacitas de tobas nuevas que Vilela (1953, 1969) atribuye al Cuartario inferior.

Extendiendo esta correlación al territorio chileno puede compararse a la Formación Ignimbrita Tambería con la Formación Riolítica (Zeil y Pichler, 1967), dentro de la cual se describen depósitos de "ash-flow" y "pumiceos" de composición que varía desde riolitas alcalinas a andesitas lacíticas con cuarzo, y en los que se han realizado determinaciones radimétricas que arrojan valores que oscilan entre 12.6 ± 0.5 y 2.3 m.a. (Hollingworth, 1964; Rutland, *et al.*, 1965; Dingman, 1965; Clark *et al.*, 1967), los que indicarían que la Ignimbrita Tambería sería asimilable a las secciones superiores de dicha Formación, teniendo en cuenta la edad absoluta de 3 ± 2 m.a. obtenida en nuestro caso.

La secuencia volcánica adquiere con posterioridad a la emisión ignimbrítica características más básicas, como lo evidencian los integrantes del Basalto-Andesita Cerro Cajero. En la correlación de esta Formación se introduce cierto margen de inseguridad en las zonas donde el registro volcánico es restringido. De allí que al comparar la Formación Rumibola (Turner, 1964) caben dudas si ésta correspondería a la fase inicial del vulcanismo andesítico *s.l.*, que en nuestra zona se iniciaría con la Andesita lacítica Aguas Blancas o a la representada por el Basalto-Andesita Cerro Cajero. Para la zona de las Hojas 6 a, b, Salta, puede más fácilmente parangonarse con las "Vulcanitas basálticas, andesíticas, traquiandesíticas" descritas para los volcanes Socompa, Caipe, Aracar y Arizaro entre otros, por Koukharsky (1969) y atribuidas al Cuartario.

La comparación se puede prolongar a la "Actividad volcánica de los Cerros Bayo y Tuzgle" de composición riodacítica a andesítico lacítica, a la cual Schwab (1972) coloca desde el Plioceno superior extendiéndola hasta el Holoceno. Se las puede asignar tentativamente, por otro lado, al menos en parte, con las Andesitas del tipo B señaladas por Turner (1972) (a las que ubica ocupando una posición topográfica más alta que las A) y dentro de las que menciona al volcán Antofalla. También estarían incluidas dentro de las Andesitas y basaltos que Méndez (1974) adjudica al Cuartario inferior a medio con reservas.

Las vulcanitas aquí consideradas queda-

rían dentro de la actividad volcánica andesítica en territorio chileno, reunida bajo la denominación de Formación Andesítica, asignadas al Cuartario (Pichler y Zeil, 1969), que como se ha dicho al correlacionar con la Formación Andesita lacítica Aguas Blancas, podría tener iniciación en el Terciario.

Esta correlación se fundamenta en la marcada similitud de las características mineralógicas y la definida coincidencia de su comportamiento químico, como ya ha sido discutido en el capítulo "Consideraciones petrogenéticas a través de las características químicas".

Los valores radimétricos obtenidos para rocas de la Formación en consideración son de: 7.3 ± 3 m. a y 4.8 ± 2.5 m. a.

Un evento muy restringido del vulcanismo andesítico está representado por la Ignimbrita Laguna de los Patos. Por sus características muy particulares en este trabajo se la ha separado como Formación. Es difícil establecer su paralelismo con otras formaciones, ya que este tipo de rocas es incluido como miembro dentro de secuencias de composición andesítico-basáltica que ya fueron examinadas al referirnos a la Formación anterior.

La edad absoluta determinada para esta entidad es: 3.2 ± 1.6 m. a.

El último episodio volcánico ocurrido en la zona de estudio es de naturaleza basáltica y está representado por Basalto Aguas Calientes. Dicho acontecimiento podría ser correlacionado con las efusiones basálticas generalmente dispuestas rellenando cauces modernos, como las descritas en la Formación Peñas Blancas, Cuartario inferior, Turner, Hoja 7 c, Salta (1964) y en Coladas Basálticas, Cuartario, Vilela, Hoja 6 c, Salta (1969).

En nuestro caso también se disponen a manera de mantos encauzados en un relieve volcánico previo y su datación absoluta es de 2.0 ± 1 m. a.

Al considerar el desarrollo de la actividad volcánica en sus episodios finales, a través del análisis de la Ignimbrita Tambería, Basalto-Andesita Cerro Cajero, Ignimbrita Laguna Los Patos y Basalto Aguas Calientes, se mencionaron los valores radimétricos obtenidos para las mismas: Ignimbrita Tambería (3 ± 2 m.a.), Basalto-Andesita cerro Cajero (7.3 ± 3 y 4.8 ± 2.5 m.a.), Ignimbrita Laguna de los Patos (3.2 ± 1.6 m. a.) y Basalto Aguas Calientes (2 ± 1 m. a.). Dichos datos colo-

carían a las entidades en consideración ya sea en el Plioceno superior o en el límite Plioceno/Pleistoceno. Por otra parte al analizar la ubicación cronoestratigráfica de estas formaciones, cabe señalar que la disposición de la Ignimbrita Tambería sobre una superficie de degradación elaborada en su mayor parte en sedimentitas asimilables a las Formaciones Geste y Pozuelos, y ya fuera de la zona sobre sedimentitas degradadas de la Formación Sijes, indicaría su carácter postectónico y señalaría su ubicación en el comienzo del Pleistoceno, al considerar que el levantamiento andino culmina en el Plioceno/Pleistoceno según el consenso general. Consecuentemente Basalto-Andesita cerro Cajero, Ignimbrita Laguna de los Patos y Basalto Aguas Calientes quedarían incluidos en el Cuartario inferior.

Al no contarse con un mayor número de dataciones absolutas para dichas entidades, se opta en el presente trabajo por asignarlas al Cuartario inferior con reservas hasta la obtención de los mismos.

La escasez de dataciones radiométricas efectuadas en vulcanitas cenozoicas en zonas puneñas y extrapuneñas del NW argentino y la ubicación de los episodios finales de dicho vulcanismo, especialmente de las efusiones andesítico-basálticas en el Cuartario, basada en muchos casos solamente en el hecho que sobreyacen a sedimentitas atribuibles a los Estratos Calchaqueños o Estratos Araucanos, ponen de manifiesto la necesidad de una reconsideración estratigráfica de dicha efusividad a la luz de los valores de edad absoluta obtenidos con los consecuentes recaudos.

Al evaluar los efectos tectónicos en relación al vulcanismo en consideración, es posible señalar indicios de fracturación en los representantes más antiguos: Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda y Andesita lacítica Aguas Blancas. Fallas de alto ángulo de rumbo N 55 W, NS, EW y N 35 E, ponen en contacto a los representantes más antiguos con la Andesita lacítica Aguas Blancas, evidenciándose las mismas en algunos casos por la disposición aislada de coladas de esta Formación con distintas pendientes a ambos lados de ella, mientras que en otras ocasiones solamente se observa rechazo entre diferentes miembros de la Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda.

Estos hechos indicarían que si bien el vulcanismo sería contemporáneo o se ha-

bría producido a poco de iniciarse la elevación de la Puna, se registran con posterioridad a la emisión de las formaciones anteriormente examinadas efectos tectónicos. Por otra parte la ubicación de pequeños centros de emisión de lavas del Basalto-Andesita cerro Cajero orientados según una línea de fracturación N 35 E al norte del cerro Aguas Blancas denotarían, aunque en pequeña escala el derrame de vulcanismo basáltico andesítico según dichas líneas estructurales.

Por otra parte el fallamiento de rumbo NNW que afecta a la Ignimbrita Tambería y al Basalto-Andesita cerro Cajero, como así también la fracturación de rumbo aproximado EW que disloca a la primera, señalarían la reactivación del diastrofismo con posterioridad al derrame de las mismas.

Son distintos los puntos de vista existentes respecto de la vinculación entre vulcanismo y tectónica. Así en territorio chileno distintos autores (Brüggen, 1950; Pérez D'Angelo y Aguirre Le Bert, 1968; Vergara y González Ferrán, 1972; Frutos, 1972) indican una estrecha relación entre el vulcanismo cenozoico y un fallamiento normal, mientras que para el ambiente de Puna, Schwab (1972) señala la extrusión de andesitas lacíticas de pequeño volumen relacionada a fallamiento inverso; Turner (1972) indica que el fallamiento en bloque de la Puna es de tipo inverso de alto ángulo y señala una relación genética entre el ascenso de esta entidad y la efusividad cenozoica; Méndez (1974) destaca que "los cuerpos efusivos coinciden a veces con fajas traccionales y compresivas con dirección meridiana".

De los conceptos antes enunciados se deduce la necesidad de realizar estudios detallados aunando esfuerzos de geofísicos y geólogos, en las áreas de difusión del vulcanismo cenozoico (Andes del norte, centro y sur) a fin de clarificar los problemas volcano tectónicos.

Conclusiones

- El vulcanismo cenozoico en el área de estudio está registrado en la etapa última de depositación de las sedimentitas atribuibles a la Formación Geste y Formación Pozuelos, si bien alcanza una expresión más amplia con la fase lávico-piroclástica y subefusiva de la Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda, atribuida al final del Mioceno

comienzos del Plioceno, contándose para ello con valores radimétricos de $13,5 \pm 1,5$ y $8,8 \pm 0,8$ m.a. Consecuentemente la efusividad sería contemporánea o se habría producido a poco de iniciarse la elevación de la Puna, hecho éste que concuerda con las opiniones entre otros de Groeber (1929), Rutland *et al.* (1965), Hollingworth y Rutland (1968) y Turner (1972) sobre la ubicación del comienzo de la elevación de los Andes en el Mioceno medio a superior.

- El registro del ciclo efusivo continuó en la zona sin interrupción durante el Plioceno extendiéndose al Pleistoceno.
- En su transcurso, se ha observado intermitencia en su contenido en SiO_2 , si bien dentro del campo de las rocas mesosilíceas (Andesita lacítica - Dacita Agua de la Falda, Riodacita-Dacita Cerro Lila, Andesita lacítica Aguas Blancas e Ignimbrita Tambería) durante el

Terciario y corto lapso del Cuartario, adquiriendo a continuación carácter más básico (Basalto-Andesita Cerro Cajero, Ignimbrita Laguna de los Patos y Basalto Aguas Calientes).

- Merece mencionarse la relación existente entre la fase lávico piroclástica y subefusiva de la Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda, con procesos de alteración hidrotermal y anomalías geoquímicas.
- La secuencia volcánica pertenece a la "Suite Calcoalcalina promedio", con un índice de Peacock = 58,5. Muestra también clara concordancia con el campo de "Basalto con alto contenido de alúmina" (high alumina basalt). Kuno (1966) y pueden ser incluidas dentro de la "Serie hipersténica" Kuno (1950). Todas estas características evidencian una neta correspondencia con las observadas para el vulcanismo cenozoico en Chile.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, G. F. y Toselli, A., 1971. *Hallazgo de graptolites ordovícicos en el supuesto Precámbrico de la Puna de Catamarca y Salta, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (2): 274. Buenos Aires.
- Brüggen, J., 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Inst. Geogr. Mil., 374. Santiago de Chile.
- Busteros, A.; Coira, B. L. L.; Escalante, A. y Pezzutti, N., 1973. *Descripciones petrográficas de muestras de las Areas de Reserva N° 3 Vega de los Patos, N° 2 Agua Escondida y N° 4 Volcán Antofalla Oeste (Provincia de Catamarca)*. Inf. 335-336 y 337 (Petrografía). Serv. Nac. Min. Geol. Inédito.
- Carmichael, I. S. E., 1964. *The Petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Island*. Journ. Petrol., 5: 435-460.
- Clark, A. H.; Mayer, A. E. S.; Mortimer, C.; Sillitoe, R. H.; Cooke, R. U. and Snelling, N. J., 1967. *Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, Southern Atacama Desert, Chile*. Nature 215 (5102): 723-724. London.
- Coira, B. L. L., 1971. *Informe geológico de los mosaicos 14C1, 14D2, 13C2, 13C3, 13C4, 13D3, y 13D4, Prov. de Catamarca*. Dir. Nac. Geol. Min. Informe inédito. Bs. Aires.
- 1972. *Descripción geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, Prov. Jujuy*. Serv. Nac. Min. Geol. Informe inédito. Bs. As.
- Dingman, R. J., 1965. *Pliocene age of the ash-flow deposits of the San Pedro Area, Chile*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 525 C: 63-67.
- Frutos, J., 1972. *Ciclos tectónicos sucesivos y direcciones estructurales sobreimpuestas en los Andes del Norte Grande de Chile*. Simp. sobre los resultados de invest. del Manto Superior con énfasis en América latina. Buenos Aires.
- Galli, C. y Dingman, R. J., 1962. *Cuadrángulos Pica, Alca, Mutilla y Chacurilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea: provincia de Tarapacá*. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, 3; 2, 3, 4 y 5, 125. Santiago de Chile.
- González Bonorino, F., 1950. *Geología y petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá)*. Dir. Gen. ind. Minera, Bol. 70, Bs. As.
- González Ferrán, O. and Vergara, M., 1970. *Post-Miocene volcanic petrographic province of West Antarctica and their relation with the Southern Andes of South America*. SCAR/IUGS Symp. Antarct. Geol. and Earth Solid Geoph. Oslo.
- Groeber, P., 1929. *Lineas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y Regiones adyacentes*. Publ. 58. Dir. Min. Geol. e Hidrología Bs. As.
- GUEST, J. E., 1969. *Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta Province, Northern Chile*. Bull. Geol. Soc. Amer., 80: 337-362.
- Hollignworth, S. E., 1964. *Dating the uplift of Andes of Northern Chile*. Nature 201 (2914): 17-20. London.
- Hollingworth, S. E. and Rutland, R. W. R., 1968. *Studies of the Andean uplift, Part I, Post Cretaceous evolution of the San Bartolo, Arica, Northern Chile*. Geol. Journ. 6: 49-62.
- Katsui, Y., 1968. *Andesites from the Andes and Antarctica*. Andesites Symposium of the Upper Mantle Committee. Univ. Oregon.

- 1970. *Late Cenozoic Petrographic Provinces of the Volcanic Rocks from the Andes to Antarctica*. SCAR/IUGS Symp. Antaret. Geol. and Earth Sold. Geoph., Oslo.
- Koukharsky, M., 1969. *Informe preliminar sobre la estratigrafía de la Hoja 6b, Cerro Guanaquero, Prov. de Salta*. Inst. Nac. Geol. y Min. Inédito. Buenos Aires.
- 1971. *Informe operativo. Mosaicos 13C2 y 13C4*. NOA I, Serv. Nac. Min. Geol., Inédito.
- Kuno, H., 1950. *Petrology of Hakone volcano and adjacent areas*. Geol. Soc. Amer. Bull., 61: 967-1020. Japan.
- 1960. *High-alumina basalt*. Journ. Petrol. I, (1): 121-145.
- 1966. *Lateral variation of basalt magma type across continental margins and Island Arcs*. Bull. Volc. Assoc. International de Volcanologie de l'Union Géodésique et Géophysique International. 29: 195-222.
- 1969. *Andesite in time and space*. Proceedings of the Andesite Conference (Internat. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16): 13-20.
- Méndez, V., 1974. *Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65° 30' oeste, hasta el límite con las repúblicas de Bolivia y Chile*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (4): 391-421. Buenos Aires.
- NOA I, 1972. *Exploración geológico-minera en el noroeste argentino*. Sub. de Min. Serv. Nac. Min. Geol.
- Noekolds, S. R., 1951. *Average chemical composition of some igneous rocks*. Geol. Soc. Amer. Bull., 65: 1007-1032.
- Oshorn, F., 1959. *Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma*. Am. Jour. Sci., 257: 609-647.
- Peralta, E., 1972. *Informe operativo. Area de Reserva Agua Escondida y Area de Reserva Vega de Patos*. NOA I, Serv. Nac. Min. Geol., Inédito.
- Pérez D'Angelo, E. y Aguirre Le Bert, 1960. *Relación entre estructura y volcanismo cuaternario andino en Chile*. Simp. Panam. Manto Sup. Mexico (1968), II (22b): 39-46. Mexico.
- Pichler, H. and Zeil, W., 1969. *Die quartäre "Andesit" formation in der Hochkordillere, Nord Chiles*. Geol. Rdsch., 58 3: 866-903. Stuttgart.
- 1972. *The Cenozoic Rhyolite-Andesite Association of the Chilean Andes*. Bull. Volc., XXXV (2), Napoli, Italy.
- Ramos, V. A., 1970. *Estratigrafía y estructura del terciario en la Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja), República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (3): 359-382. Buenos Aires.
- Rittmann, A., 1962. *Volcanoes and their activity*. John Wiley & Sons, New York.
- Ruiz Fuller, C. R., 1965. *Geología y yacimientos metalíferos de Chile*. Inst. de Inv. Geológicas, Chile.
- Rutland, R. W. R., Guest, J. E. and Gratsy, R. L., 1965. *Isotopic Ages and the Andean Uplift*. Nature 208: 677-678. London.
- Schwab, K., 1971. *Neue Erkenntniss zur Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari und ihre Bedeutung für die erdgeschichtliche Entwicklung der argentinischen Puna*. Univ. Mainz. Inédito.
- 1972. *Cenozoic volcanism in the Argentine Puna and its relationship to tectonic movements*. Intern. Geol. Congr., Rep. 24th Sess. Canada, Proc. Section 2, Petrology: 211-221. Montreal.
- Spiegelman, A. T., 1971. *Sedimentología del Grupo Santa María (provincias de Catamarca y Tucumán)*. Asoc. Arg. Min. Petrol. y Sed., Rev. II (1): 1-8. Bs. As.
- Streckeisen, A., 1967. *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks*. N. Jb. Miner. Abh., 107 (2): 144, 214. Stuttgart.
- Titunik, M. S. de, 1972. *Geología de la zona Vega Tamberia y alrededores (Prov. de Catamarca)*. Tesis Lic. Univ. de La Plata. Inédito. La Plata.
- Turner, J. C. M., 1962 a. *Estratigrafía de la región al naciente de la Laguna Blanca (Catamarca)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XVII (1-2): 11-45.
- 1962 b. *Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región al oeste (La Rioja)*. Bol. Acad. Nac. Cs., XLIII: 5-54. Córdoba.
- 1964. *Descripción geológica de la Hoja 7 c, Nevado de Cachi, Prov. de Salta*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 99, Bs. As.
- 1967. *Descripción geológica de la Hoja 13 b, Chaschuil (provincias de Catamarca y La Rioja)*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 106, Bs. As.
- 1970. *The Andes of Northwestern Argentina*. Geol. Rdsch., 59 (3): 1028-1063-Stuttgart.
- 1972. *Puna, Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba. Centenario de su Fundación. 91-117. Córdoba.
- Vergara, M. y Katsui, Y., 1969. *Contribución a la geología y petrología del Volcán Antuco, Cordillera de los Andes, Chile Central*. Depto. Geol. Univ. Chile, Publ. 35: 27-47. Santiago, Chile.
- Vergara, M. y González Ferrán, O., 1972. *Structural and petrological characteristics of the late Cenozoic volcanism from Chilean Andean region and west Antarctica*. Krystalinikum 9: 157-184.
- Vilela, C. R., 1953. *Los periodos eruptivos de la Puna de Atacama*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VIII (1): 5-36. Bs. As.
- 1969. *Descripción geológica de la Hoja 6 c, San Antonio de los Cobres, Prov. de Salta*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 110. Bs. As.
- Wager, L. R. and Deer, W. A., 1939. *The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlungssuaq, East Greenland*. Medd. Greenland, 105.
- Zeil, W., 1964. *Die Verbreitung des jungens Vulkanismus in der Hochkordillere Nordchiles*. Geol. Rdsch., 53: 731-757. Stuttgart.
- und Pichler, H., 1967. *Die Känozoische Rhyolith-Formation im mittleren Abschnitt der Anden*. Geol. Rd-ch., 57: 58-81.

Recibido: agosto 7, 1975.

EDAD DE INTRUSIVOS CENOZOICOS EN LA PRECORDILLERA DE SAN JUAN Y SU IMPLICANCIA ESTRATIGRAFICA

MIGUEL ANGEL LEVERATTO

Carrera del Investigador Científico, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Servicio Nacional Minero Geológico

Resumen

Se propone edad miocena media para un conjunto de cuerpos intrusivos andesíticos y dacíticos del sector central de la Precordillera, sobre la base de dataciones por el método Ar/K, ya que no existen evidencias geológicas más precisas.

Esta edad se fija como límite superior de la Formación Albarracín y de los "Estratos Calchaqueños", intruidos por los cuerpos mencionados, a los que generalmente se les atribuyera una edad pliocena y hasta pleistocena. Este criterio se hace extensivo también a los movimientos tectónicos que plegaron los sedimentos terciarios y dieron a la Precordillera su actual estructura de bloques. No se descarta la influencia que pueden haber tenido movimientos tectónicos posteriores para acentuar esta estructura.

Introducción

En la Precordillera Sanjuanina afloran espesas sucesiones de sedimentos continentales que han sido homologados por diversos autores con los "Estratos Calchaqueños", asignándoles edades que varían desde el Terciario inferior y medio hasta el Pleistoceno. Estos sedimentos continentales, localizados en valles intermontanos y en los bordes de la Precordillera, revisten particular importancia para dilucidar la historia tectónica terciaria de esta comarca, ya que han sido afectados en diverso grado por el fallamiento y plegamiento que dieron su configuración actual a la misma.

A pesar de ello, los distintos geólogos que han trabajado en la Precordillera poco se han ocupado de estas acumulaciones continentales. Esto, se deba posiblemente a las dificultades que ofrece su estudio por las características de sus afloramientos, o tal vez, al poco atractivo que su esterilidad paleontológica ofrece a los estratígrafos.

El panorama es similar con respecto a un conjunto de cuerpos ígneos calco-alca-

Abstract

A Middle Miocene age, derived from Ar/K isotopic dating, is proposed for a suite of andesitic and dacitic intrusive bodies located in the central part of Precordillera.

This age is set as upper limit for Albarracín Formation and "Estratos Calchaqueños", to which a Pliocene and even Pleistocene age has generally been attributed. This upper limit is also extended to the tectonic movements that have folded the tertiary sediments and gave to Precordillera its present block structure. The influence of later movements that may have stressed this structure is not discarded.

linos que intruyen a estos sedimentos en distintos sectores de la Precordillera. Estos intrusivos fueron estudiados por el autor (Leveratto, 1968 y 1973), quien como parte de un estudio integral de los mismos desde el punto de vista geológico y petrológico, efectuó un muestreo para datar algunos de ellos radiométricamente. Los resultados de estas dataciones, y su significado para la estratigrafía de la Precordillera se analizan en el presente trabajo.

Los intrusivos considerados

Afloran en las siguientes localidades y con las características que a continuación se resumen (véase fig. 1). Para más detalles ver también Leveratto (1968 y 1973).

Cerro Negro. Se trata de un conjunto de cuerpos andesíticos y dacíticos que afloran en el cerro homónimo, unos 15 km al sur de la localidad de Iglesia por la ruta que une este pueblo con Talacasto (fig. 1, muestra EA 10). Los cuerpos andesíticos

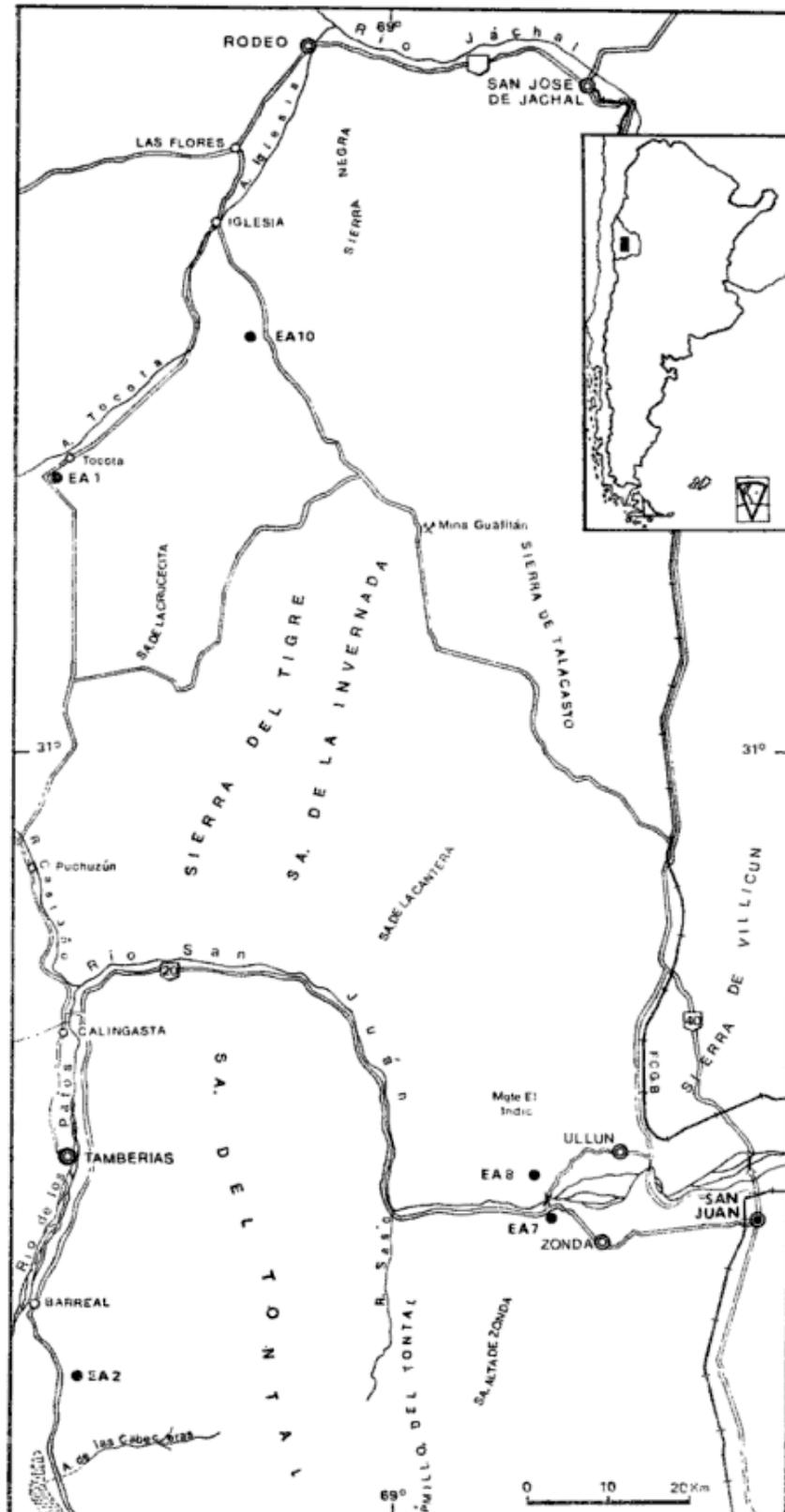


Fig. 1. — Mapa de ubicación de las muestras datadas

están intruidos concordantemente en el llamado "Pretilitico", Zölner (1950); los dacíticos lo hacen también concordantemente en sedimentitas atribuidas al Terciario (Leveratto, 1973). La datación se realizó sobre uno de estos últimos cuerpos.

La roca que lo constituye es una dacita hornblendobiotítica de color gris claro a gris blanquecino, maciza, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo, en una pasta andesítica a microgranosa constituida por plagioclasa, cuarzo y algo de feldespato alcalino.

Tacota. A escasos kilómetros al sur de esta localidad, donde el camino que va hacia Calangasta describe una curva muy cerrada, afloran, aisladas en medio de los acarreos modernos que rellenan el valle, dos masas dacíticas interpretadas por el autor (Leveratto, 1973), como intrusivos sobre la base de su estructura interna. Están constituidos por una dacita lamprobolítica, maciza, gris parduzca a gris rosada. Los fenocristales son de plagioclasa, cuarzo y lamprobolita, insertos en una pasta andesítica constituida por plagioclasa y cristobalita.

Ullún. En esta localidad afloran un conjunto de cuerpos andesíticos y dacíticos, con predominio de esta última litología. Están alojados en una gran estructura anticlinal formada por las sedimentitas del Paleozoico inferior y de la Formación Albarracín (Leveratto, 1968), homologable a los llamados "Estratos Calchaqueños". El eje de esta estructura tiene un rumbo aproximado norte-sur, hundiéndose hacia el sur a la altura del río San Juan. Si bien no hay relaciones directas de intrusividad entre las rocas y los sedimentos de la Formación Albarracín en este sector, esto se observa al sur del río San Juan. Además, el hecho de que los intrusivos estén alojados en una estructura de la que participan los sedimentos aludidos y a la que afectan, estarían indicando su posterioridad.

De la variada litología aflorante se seleccionó para la datación una dacita biotítica (EA 8), de color gris amarillento claro, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y escasa hornblenda, y una pasta microgranosa formada por plagioclasa, cuarzo y escaso feldespato alcalino.

Zonda. La datación se realizó sobre la dacita hornblendífera¹ que constituye el lacolito del cerro Blanco de Zonda, in-

truido en la Formación Albarracín. La dacita tiene fenocristales de plagioclasa y anfíbol en una pasta andesítica a pilotáxica, constituida por plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino.

Barreal. Los cuerpos en cuestión afloran en el extremo sur de la serranía de las Piedras Pintadas, a unos 3 km al SE de Barreal. Se trata de un cuerpo tabular de andesita intruido en sedimentitas de granulometría variada, asignadas al Terciario superior (Plioceno) por Galli (1947) y Mézigos (1953), y posiblemente correlacionables con la Formación Lomas del Inca de Baldís (1964).

La andesita es hornblendífera, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, en una pasta microgranosa a andesítica constituida esencialmente por plagioclasa y escaso cuarzo en agregados pavimentosos.

Edad de los intrusivos

Evidencias geológicas. Como se ha visto anteriormente los cuerpos intrusivos considerados intruyen sedimentitas atribuidas al Terciario en algunos casos y sedimentitas paleozoicas en otros, o directamente como en el caso de Tacota, no se observan sus relaciones estratigráficas. Esto es, las evidencias geológicas para asignar una edad más o menos precisa a estos intrusivos son escasas. En el mejor de los casos intruyen los llamados "Estratos Calchaqueños", a los que distintos autores coinciden en asignar edad terciaria superior (Groeber y Tapia, 1926; Bracaccini, 1950; Heim, 1952; Mézigos, 1953 y Baldís, 1964), o terciaria media (Groeber, 1951). La edad de estos sedimentos ha sido asignada teniendo en cuenta su posición con respecto a las distintas fases diastólicas del Ciclo Andino y a correlaciones con sedimentitas aflorantes en comarcas alejadas, debido a la carencia de restos fósiles en ellas.

Leveratto (1968), al no contar con nuevos elementos de juicio, también asignó esa edad a la Formación Albarracín aflorante en la comarca de Ullún-Zonda.

Edades radiométricas. Teniendo en cuenta las incertidumbres mencionadas prece-

¹ Esta roca fue previamente clasificada por Leveratto (1968) como andesita, ya que no se disponía de análisis químicos y la roca no tiene fenocristales de cuarzo y biotita como el resto de las dacitas que afloran sobre la otra margen del río San Juan.

CUADRO I

N° muestras	Localidad	Roca	Datac. sobre	% K	Ar ⁴⁰ Rad (mol/g)	Ar ³⁹ Atm (%)	Edad	m. a.
EA 1 ¹ ...	Tocota	Dacita	Plagiocl.	0,696	$0,2271 \times 10^{-10}$	84,2	18,3 ± 2,5	
EA 2 ¹ ...	Barreal	Andesita	R. Total	1,344	$0,4819 \times 10^{-10}$	70,4	20,1 ± 2,5	
EA 7 ² ...	Zonda	Dacita	Anfíbol	0,59	$0,495 \times 10^{-10}$	77,7	47 ± 10	
EA 8 ¹ ...	Ullún	Dacita	Plagiocl.	0,245	$0,0699 \times 10^{-10}$	87,0	16 ± 2,9	
EA10 ² ...	C° Negro	Dacita	Biorita	3,65	$1,087 \times 10^{-10}$	86,4	17 ± 5	

¹ Analista: Centro de Pesquisas Geocronológicas Universidad de San Pablo.

² Analista: Instituto de Geocronología y Geología Isotópica.

dentamente el autor encargó la datación isotópica de varios cuerpos intrusivos, como parte de un estudio integral de los mismos (Leveratto, 1973). Los resultados de estas dataciones, que fueron realizadas por el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica y por el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo, se consignan en el Cuadro I.

Los resultados obtenidos, excepto el de la muestra EA 7 que arrojó una edad de 47 ± 10 m.a., son coincidentes entre sí, considerando los errores consignados para cada una de ellas. Estos datos permitirían ubicar las intrusiones en el Mioceno medio aproximadamente, según la escala de edades de Harland *et al.* (1961).

Con respecto a la muestra EA 7, correspondiente al cerro Blanco de Zonda, va a ser analizada nuevamente, ya que su edad se aleja mucho de las restantes. Las relaciones de campo y la vinculación de este intrusivo con el Terciario y los demás cuerpos de la comarca, indican la contemporaneidad de todos ellos, y señalarían la posibilidad de que fuera más joven que el resto de los intrusivos. Los nuevos datos que se obtengan sobre esta muestra permitirán ratificar o rectificar esta diferencia.

Resumiendo, sobre la base de los datos obtenidos de las mediciones isotópicas se propone la edad miocena media para los cuerpos intrusivos ya que las evidencias geológicas no aportan datos más determinativos.

Edad de los sedimentos terciarios y de las estructuras que los afectan

Las edades señaladas para los intrusivos, estarían indicando el límite superior

de edad de los sedimentos terciarios en las áreas consideradas. Estos datos son coincidentes con la edad que Mirre (1966) asigna a sedimentos terciarios aflorantes en la comarca de Las Hornillas (Formación Chinchas) y que el citado autor correlaciona con la Formación Lomas del Inca (Baldis, 1964) aunque discrepa en la edad.

Groeber (1951), para el sector oriental de la Precordillera a la altura del río San Juan, distingue dentro del Terciario dos grupos de sedimentos a los que asigna distinta edad. Uno de ellos, que se apoya directamente sobre las calizas cambro-ordovícicas de las sierras Chica de Zonda y de Villicún, es ubicado por el citado autor en el Plioceno, teniendo en cuenta el hallazgo de un cráneo de *Toxodón* a la altura del puente sobre el río San Juan. El otro grupo de sedimentos, que afloran al oeste de Zonda, y a los que el presente autor designara como Formación Albarraicín, es perfectamente correlacionable con el grupo anterior, y es ubicado por Groeber (*op. cit.*) en el Mioceno ("Colloncuense-Palaocolitense inferior"), coincidiendo con la edad que se deriva de los datos geocronológicos.

Existen evidencias de campo de que los cuerpos intrusivos subvolcánicos se han intruido a posteriori de las grandes fallas regionales que dieron la estructura de bloques a la Precordillera. En la comarca de Gualilán, hay diques que cortan a la falla regional de rumbo N-S que sobrepone la Caliza San Juan al Terciario, delimitando el valle por el oeste. En cerro de la Punta hay intrusivos interpuestos en la corrida de las fallas sin ser afectados por éstas. Para la comarca de

Ullún-Zonda, el autor encontró evidencias de que las intrusiones se producen aprovechando el levantamiento tectónico de la comarca. Además, en las comarcas donde afloran estos cuerpos, las intrusiones afectan a toda la columna estratigráfica y ocupan tanto las áreas de las serranías como los valles (Gualilán, Cerro Negro, Tocota). Al ser estos valles de origen tectónico, las intrusiones tienen que ser posteriores a las grandes fallas, ya que si fueran anteriores a las mismas, no aparecerían a la misma altitud topográfica a ambos lados de ellas, donde afloran formaciones de edad distinta.

Quedaría así también fijada, la edad miocena media como límite superior para los movimientos tectónicos que produjeron el plegamiento de los sedimentos terciarios y el levantamiento tectónico de la Precordillera.

En la comarca de Barreal la situación no es la misma, ni tan clara tampoco. Aquí, los cuerpos intrusivos afloran en el área serrana, no encontrándose en el valle. Están cubiertos por conglomerados cuyos clastos provienen del área cordillerana y que representan antiguas agradaciones pedemontanas, actualmente elevadas hasta 1.000 metros por encima del actual nivel del valle (Heim, 1945; Zöllner, 1950). Esto, indicaría que los cuerpos andesíticos se habrían intruido antes de la deposición y elevación de los niveles de agradación mencionados. Por otro lado, la localización geológica de los mismos indica que han aprovechado para su ascenso hacia la superficie fracturas que delimitan el valle de Calingasta-Uspallata. Este hecho, plantearía el interrogante sobre la existencia de dos períodos de fracturación, uno anterior a la intrusión de los cuerpos que habría delimitado la morfología del valle y otro posterior que la habría acentuado.

Furque (1972), ubica también en el Mioceno los movimientos tectónicos que produjeron el ascenso de la Precordillera, haciéndolos responsables de la acumulación de los sedimentos terciarios que, según él, rellenan los grandes valles longitudinales originados por dicho ascenso. Los sedimentos aludidos, que culminan con potentes espesores de conglomerados, tienen que haberse depositado necesariamente antes del levantamiento de la Precordillera, dado que están afectados por las fallas producidas durante dicho ascen-

so. Además, durante parte del Mioceno la región que hoy ocupa la Precordillera tiene que haber sido una comarca baja como para permitir la deposición de los conglomerados en lugares tan distantes de su área de origen donde actualmente se los encuentra.

Conclusiones

- 1) Se propone, hasta tanto no existan nuevas evidencias que demuestren lo contrario, la edad miocena media para los intrusivos aflorantes en este sector de la Precordillera.
- 2) Se fija como límite superior de la Formación Albarracín y de los llamados "Estratos Calchaqueños", la de los cuerpos intrusivos.
- 3) El mismo criterio se hace extensivo a la tectónica que produjo el levantamiento terciario de la Precordillera y su estructura en bloques.
- 4) No se descarta la influencia en su morfología actual de otros movimientos tectónicos posteriores, cuya importancia y magnitud es difícil cuantificar, salvo en comarcas como Barreal donde parecen haber tenido mucha importancia.

En la medida que los estudios estratigráficos sobre las formaciones terciarias de la Precordillera progresen, los resultados de este trabajo podrán hacerse extensivos a otros sectores de la comarca donde afloren formaciones correlacionables con las aquí citadas.

Agradecimientos

Deseo agradecer al Dr. U. G. Cordani de la Universidad de San Pablo y al Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) por la realización de las dataciones radimétricas. Al Dr. H. G. Marchese por la lectura y discusión del manuscrito.

Addenda

Una nueva datación de la muestra EA7 realizada por el INGEIS sobre roca total, arrojó una edad de 7 ± 1 m.a. Considerando que este valor es muy diferente del anterior, se desestima el uso de las edades radimétricas de la muestra en cuestión hasta que se disponga de datos que sean coherentes entre sí.

Lista de trabajos citados en el texto

- Baldis, B. A., 1964. *Nota sobre la estratigrafía y la estructura al sur del Ayo. de las Cabeceras. Estancia El Leoncito (San Juan)*. Bol. Inf. Petrol. Nº 365, Buenos Aires.
- Bracaccini, I. O., 1950. *Investigaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina*. Bol. Inf. Petrol. Nº 301, Buenos Aires.
- Furque, G., 1972. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*, en: *Geología Regional Argentina*, Acad. Nac. Cs., Córdoba.
- Galli, C. A., 1947. *Contribución al conocimiento de la zona situada entre Barreal y Leoncito Encima, prov. de San Juan*. Tesis Nº 106. Fac. de Cienc. Nat. y Museo, La Plata, inédito.
- Groeber, P., 1951. *La alta cordillera, entre las latitudes 31° y 29° 30'*. Rev. Inst. Nac. de Inv. de las Cs. Nat., Cs. Geol., I. 5, Buenos Aires.
- Groeber, P. y Tapia, A., 1926. *Condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique de la Qda. de Ullún (San Juan)*. Direc. Nac. Geol. y Min., Publ. Nº 25 y 26.
- Harland, W. B., et al. (editores), 1961. *The Phanerozoic time-Scale. A Symposium*. Quart. Journ. Geol. Soc. London. Suppl. 120-S, Londres.
- Heim, A., 1945. *Observaciones tectónicas en Barreal. Precordillera de San Juan*. Rev. Museo La Plata (N. S.) Geol. 16, II, La Plata.
- 1952. *Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco*. Asoc. Geol. Arg. Rev., VII, 11-70, Bs. As.
- Leveratto, M. A., 1968. *Geología de la zona al oeste de Ullún-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan. Eruptividad subvolcánica y estructura*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXIII, 129-157, Buenos Aires.
- 1973. *La eruptividad subvolcánica terciaria en la Precordillera de San Juan, entre el río Jáchal y el ayo. de las Cabeceras. Caracterización petrológica y vinculación con la estructura*. Tesis Doctoral. Univ. Bs. As., inédito.
- Mésigos, M., 1953. *El Paleozoico Superior de Barreal y su continuación austral. "Sierra de Barreal" (provincia de San Juan)*. Asoc. Geol. Arg. Rev., VIII, 65-99, Bs. As.
- Mirré, J. C., 1966. *Geología del valle del río de Los Patos (entre Barreal y Las Hornillas)*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXI, 211-231, Buenos Aires.
- Zöllner, W., 1950. *Observaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina. Zona de Barreal*. Asoc. Geol. Arg., V, 111-126, Buenos Aires.

Recibido: septiembre 9, 1975.

NOTAS BREVES

EL GRUPO ORAN EN EL VALLE DE LERMA, PROVINCIA DE SALTA
REPUBLICA ARGENTINA

JULIO E. ARIAS y ANGEL M. CHAVEZ MANRIQUE

El término Grupo Orán fue propuesto por Russo (1972) para incluir las unidades que Bonarelli (1921) designara como Areniscas Superiores, Terciario subandino y Jujeño. Asimismo, dividió dicho grupo en dos Subgrupos: Metán y Jujuy. Posteriormente, Gebhard *et al.* (1974), propusieron para la comarca de Anta-Metán (Provincia de Salta) cinco Formaciones: Río Seco, Anta, Quebrada Jesús María (Subgrupo Metán); Río Guanaco y Piquete (Subgrupo Jujuy).

Con relación a la nomenclatura aludida de Gebhard *et al.* (1974) consideramos que deberían enmendarse los nombres "Formación Quebrada Jesús María" y "Formación Río Guanaco" por "Formación Jesús María" y "Formación Guanaco" respectivamente, de acuerdo al Proyecto de Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica de Harrington y Turner (1972, art. 14, inciso a), que Gebhard *et al.* (1974) han tomado aparentemente como norma.

Ruiz Huidobro (1955) para el área de las hojas 7 e (Salta) y 8 e (Chicoana) propuso el término "Formación Carahuasi" para incluir todo el Terciario Subandino aflorante en esas comarcas.

En un trabajo realizado por uno de los autores (Arias, 1975), se reconoció en el extremo austral del valle de Lerma un perfil en donde las sedimentitas que Ruiz Huidobro (1955) considerará como pertenecientes a la Formación Carahuasi, pueden subdividirse en tres entidades y ser asignadas a la nueva nomenclatura de Russo (1972) y Gebhard *et al.* (1974).

No se reconoció la Formación Río Seco, a la que consideramos restringida a la comarca de Anta-Metán, en el ámbito de las sierras Subandinas. En el perfil mencionado en el párrafo anterior, la Formación Anta, se asienta discordantemente so-

bre la Formación Lumbrera. Litológicamente, está constituida por areniscas gruesas a medianas de colores rojos parduscos con intercalaciones pelíticas verdes y moradas y calizas oolíticas gris-blanquecinas. Tiene una distribución areal restringida al extremo austral del valle de Lerma, al sur de la localidad de La Viña ($65^{\circ} 35' W$ - $25^{\circ} 28' S$); al norte de esta localidad no es reconocible, por lo menos en su aspecto típico (intercalaciones verdes), lo que podría deberse a acuñaamiento de la unidad o a variación facial lateral de los niveles pelíticos y calcáreos.

Concordantemente sobre la Formación Anta se apoya un conjunto sedimentario integrado por areniscas medianas a finas con intercalaciones pelíticas de tonos pardos que pueden asignarse a la Formación Jesús María.

El pase entre esta unidad y la infrayacente fue dado en el último nivel verdoso que pertenece a la Formación Anta. Tiene una extensión areal que abarca todo el valle, pero se nota una apreciable disminución de espesor hacia el Norte. Es así, que en el extremo sur se midieron 859 m y al norte de la ciudad de Salta y en proximidades del límite interprovincial con Jujuy se estimaron 200 m de potencia.

La Formación Guanaco, que está constituida por una bisecuencia de conglomerados finos o areniscas gruesas con rodados provenientes del basamento y pelitas marrones, suprayace discordantemente (Russo, 1972) a la Formación Jesús María. Sus afloramientos son observables en todo el valle, pero como en el caso de la unidad anterior, su espesor disminuye notoriamente en dirección Norte. Una característica interesante, es la presencia en la base de los niveles conglomerádicos de clastos intraformacionales provenientes de las pelitas que le infrayacen, situación que fue

observada en todas las secciones visitadas y que podrían servir como excelente guía para identificar esta unidad.

Mediante discordancia erosiva (Russo, 1972), se apoyan conglomerados gruesos con intercalaciones psamíticas y arcillosas de tonos principalmente rojizos que asignamos a la Formación Piquete y que corresponde a la Formación Jujuy que Ruiz Huidobro (1955) describiera para el área

del valle de Lerma. Sus asomos se extienden a lo largo de toda la comarca. Los conglomerados contienen rodados provenientes del basamento y de las sedimentitas cretácicas aflorantes en las zonas de aporte (principalmente Subgrupo Pirgua y Formación Yacoraite); al Norte de la ciudad de Salta, los clastos son exclusivamente sedimentitas cámbricas y ordovícicas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Arias, J. E., 1975. *Perfil estratigráfico del Grupo Orán aflorante en el Sur del valle de Lerma, provincia de Salta*. Univ. Nac. de Salta, Dpto. Cs. Nat., Seminario II, inédito.
- Bonarelli, G., 1921. *Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del Norte (provincias de Salta y Jujuy)*. Anal. Min. Agric., Secc. Geol., XV (1): 1-98; Buenos Aires.
- Gebhard, J., Giudici, A. y Oliver, J., 1974. *Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIX (3): 359-375; Buenos Aires.
- Harrington, H. y Turner, J. C. M., 1973. *Proyecto comentado de Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica*. Univ. Nac. de Salta, copia mimeografiada.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1955. *Tectónica de las Hojas Chicoana y Salta*. Rev. Asoc. Geol. Arg., X (1): 7-43; Buenos Aires.
- Russo, A., 1972. *La estratigrafía terciaria en el Noroeste Argentino*. V Congreso Geológico Argentino. Resúmenes.

Recibido: julio 16, 1975.

PANEL SOBRE GEOLOGIA DEL LITORAL

Durante los días 18 y 19 de junio pasado, se llevó a cabo el Panel de Geología del Litoral. Las reuniones se realizaron con una nutrida y calificada concurrencia, entre la que se contaron funcionarios de importantes Instituciones Nacionales. Quedaron representados: Agua y Energía Eléctrica, Zona Litoral (Santa Fe); Colegio Antonia M. Verna (Santa Fe); Comisión Nacional de Energía Atómica (B. Aires); Dirección de Minería de Entre Ríos (Paraná); Dirección Provincial de Hidráulica (Santa Fe); Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura de la Universidad Nacional del Nordeste (Corrientes); Facultad de Edafología de la Universidad Nacional del Litoral (Santa Fe); Facultad de Hidrología de la Universidad Nacional del Litoral; Instituto Nacional de Ciencia y Tecnología Hidráulica (Centro Regional Santa Fe); Instituto Nacional de Limnología (INALI) (Santo Tomé, Santa Fe); INTA de Capital Federal; INTA Estación Experimental de R. Sáenz Peña (Chaco); INTA Estación Experimental de Paraná (E. Ríos); INTA Estación Ex-

perimental de Castelar (B. Aires); LEMIT La Plata (B. Aires); Ministerio de Agricultura y Ganadería de Santa Fe; S.P.A.R. (Buenos Aires); Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

Actuaron como panelistas los Doctores R. Herbst, G. Aceñolaza, E. Scotta, C. Vesco, A. Risiga, M. Iriondo y G. Vallejos, que se refirieron a distintos aspectos de la geología de las provincias de Entre Ríos, Corrientes y Santa Fe. La conferencia del Dr. Rafael Herbst versó sobre la geología de la provincia de Corrientes. Al respecto, expuso esencialmente la información brindada en su trabajo "Esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes, Rep. Argentina", publicado en la Revista de la Asoc. Geol. Arg., 26: 221-243 (1971), que amplió proporcionando nuevos datos obtenidos a través de investigaciones practicadas con posterioridad a 1970. Del mismo modo, actualiza la lista bibliográfica, proporcionando nuevas citas relacionadas con el tema. Los resúmenes de las conferencias de los Dres. Aceñolaza, Iriondo, Scotta y Vesco, son los siguientes:

CONSIDERACIONES BIOESTRATIGRAFICAS SOBRE EL TERCIARIO MARINO DE PARANA Y ALREDEDORES, por FLORENCIO G. ACEÑOLAZA, Facultad de Ciencias Naturales U. N. T., Tucumán.

Bien puede afirmarse que las barrancas enterrianas de Paraná fueron una de las que por primera vez brindaron sus secretos a la investigación geológica. Fue D'Orbigny quien entre los años 1827 y 1828 visitó y describió los afloramientos de sedimentos marinos que se observan en la ciudad capital de Entre Ríos. Desde entonces y por diversos motivos, estas capas fueron estudiadas por una gran cantidad de investigadores que de una manera u otra realizaron interesantes aportes al conocimiento geológico y paleontológico.

El mayor problema que se ha presentado en dichas investigaciones ha sido saber si las mencionadas capas pertenecían a una, dos o tres ingresiones marinas. La primera de las hipótesis fue sustentada por D'Orbigny y como tal aceptada, entre otros, por Darwin, Burmeister, Stelzner, Kantor, Scartascini e Yrigoyen. A ella se le opuso el criterio de Doering que reconocía estratos continentales (Piso Mesopotámico) intercalados en los estratos marinos (Piso Paranense y Piso Patagónico). Posteriormente Frenguelli reconoce que el Piso Patagónico de Doering, en realidad representaba a dos ingresiones marinas que llama Entierriense marino y Rionegrense marino-Araucanense con *Turritellas*.

Habiendo replanteado los perfiles geológicos que hoy se observan en Paraná, Villa Urquiza, Ea, El Cerro y Pueblo Brugo se ha llegado a una conclusión concordante con el concepto de D'Orbigny en cuanto se ha observado que en cada localidad las capas marinas representan una única entidad litoestratigráfica y que concordantemente con los antecedentes y el uso se describe como Formación Paraná. Se hace mención a recientes estudios sedimentológicos realizados por Iriondo que son concordantes con la interpretación que surge de la observación directa. Asimismo se destaca que tanto la fauna de los niveles basales como la microfauna que acompaña a los calcáreos del techo permite establecer una única edad para la unidad marina.

Debe destacarse que los estratos continentales (Mesopotámico y Rionegrense fluvial) no se intercalan a los marinos sino que se apoyan sobre ellos o lateralmente, en discordancia. Los mismos se considera, pueden correlacionarse con la Formación Ituzaingó.

Para finalizar se propone el siguiente cuadro estratigráfico para la zona de Paraná y alrededores:

Epoca	Formación	Litología
Pleistoceno	Córdoba	Limo loesoide pulverulento
	Hernandarias	Limos y arcillas verdes y rojizas con yeso
	discordancia	
	Yupoí (?)	Areniscas finas y limosas con abundante CO ₂ Ca y estructura tabicada.
	discordancia	
Plioceno	Ituzaingó	Arenas y limos fluviales de color ocráceo, claros y amarillentos con fósiles silicificados.
	discordancia	
Mioceno superior	Paraná	Arenas arcillosas y limosas, arcilitas verdosas y calcáreos orgánicos.

La mencionada secuencia tiene como base de observación el nivel del río Paraná; aunque debe destacarse que mediante perforaciones se ha po-

dido comprobar que la unidad marina continúa a profundidad.

ALGUNOS PROBLEMAS GEOLOGICOS DEL LITORAL, por MARTÍN H. IRIONDO,
Instituto Nacional de Limnología, Santo Tomé, Santa Fe.

El estado del conocimiento geológico del Litoral es sumamente escaso. Si consideramos la evolución y perfeccionamiento que han sufrido los esquemas geológicos de otras regiones del país, debemos reconocer que en nuestra área han habido décadas de estancamiento. Todavía debemos resolver problemas planteados en el siglo pasado. Este estado de cosas obedece a una serie de causas, entre las que pueden citarse el reducido número de profesionales, el escaso interés de la generalidad de los colegas en la geología de zonas llanas y la tendencia a trasplantar principios y técnicas de otras zonas, que generalmente se aplican sin la necesaria adaptación a las características locales. A esto debe agregarse el hecho de que la mayor parte de los geólogos de la región trabaja en temas aplicados, aparentemente ajenos a los problemas "académicos". Con la finalidad de encuadrar en un esquema general las exposiciones de los panelistas y el debate final, me permito hacer algunas consideraciones sobre las principales características geológicas del Litoral y algunos de sus problemas.

La región presenta dos ambientes geológicos bien diferenciados: el chaco-pampeano, dominado por los aportes de las montañas del oeste (Sierras Pampeanas, Sierras Subandinas, Cordillera) y que se extiende hacia el este hasta aproximadamente el río Paraná; y el que podríamos denominar "brasileño", que abarca la Mesopotamia y una faja aladaña. El ambiente chaco-pampeano está caracterizado por un aporte de materiales de oeste a este, sedimentos comparativamente poco maduros, finos y no muy bien seleccionados. Mineralógicamente se encuentran proporciones considerables de plagioclasas y vidrios volcánicos, la fracción arcillosa está compuesta principalmente por illita. Los cauces que transportan los sedimentos tienden a ser pequeños y erráticos. El ambiente "brasileño" está formado por los aportes del macizo brasileño,

desde el norte y el este, arenas muy maduras y seleccionadas, sedimentos gruesos y muy gruesos en la faja oriental, fracción arcillosa dominada por la caolinita y la montmorillonita y una gran actividad geoquímica del hierro y de la sílice. Los ríos de esta zona son estables y permanentes. Además, debe tenerse en cuenta la existencia del río Paraná, presente en la región tal vez desde el Plioceno. En la actualidad este río tiene una cuenca de magnitud continental y es de gran importancia geológica; está sujeto a un régimen dependiente de condiciones climáticas y geológicas de áreas muy alejadas del Litoral y que influyen en forma directa en los procesos observados aquí.

Los problemas geológicos que presenta la región pueden ser separados en dos grupos: En primer lugar los derivados del desacuerdo de los autores sobre un tema determinado. En este grupo figuran: a) La estratigrafía del Terciario, que para Frenguelli está caracterizada por tres ingresiones marinas con sedimentos continentales intercalados, mientras que para Aceñolaza (con quien coincidimos) existe solamente una formación marina de edad miocena y una formación continental de edad pliocena superpuesta; b) La existencia de la Formación Ituzaingó a lo largo de la costa del río Uruguay; algunos autores consideran que los conglomerados, areniscas rojas y arcillas intercaladas que se observan en esa área se pueden correlacionar con aquella unidad de la costa del Paraná, aunque subsisten dudas fundadas en la litología y en las paleocorrientes; c) La historia tectónica de la llanura santafesina en el Cuartario. La escuela de Castellanos ha elaborado un esquema cronológico bastante detallado, pero surgen dudas basadas en observaciones de la sedimentología y edafología de la región; d) El origen de los ríos desajustados de la región chaqueña. Se han publicado dos posibles interpretaciones, la de un cambio de clima y la basada en la divaga-

ción de los cauces mayores; e) El origen de los rodados que forman el lecho del río Uruguay; se duda si son fósiles o forman parte del lecho móvil del cauce actual. Este es un problema geológico menor, pero tiene cierta importancia económica.

El segundo grupo de problemas deriva directamente de la falta de datos y estudios de síntesis en temas de gran importancia; se pueden dar algunos ejemplos, sin agotar la lista ni mucho menos: a) La estratigrafía y mapeo del Cuartario necesitan ser actualizados o modificados en prácticamente todo el Litoral; b) Se carece de un esquema hidrogeológico para la Mesopotamia; hay indicios de una migración del agua subterránea de norte a sur,

pero falta mucha información; c) Falta un esquema general de la tectónica que despeje interrogantes tales como la existencia y localización de la falla del Paraná, presencia del "albardón costero" y bajos submeridionales en Chaco y Santa Fe y la desaparición de la Formación Ituzaingó a la altura de la ciudad de Paraná; d) Sería de utilidad contar con un esquema paleoclimático para el Cuartario de la región. La existencia de una provincia montmorillonítica en Entre Ríos y Corrientes, la presencia de las llamadas "lomas puelches" en Corrientes y de arenas eólicas en el "albardón costero" de Santa Fe indicarían uno o más períodos áridos, pero se necesita más información para afirmarlo.

LAS RELACIONES ENTRE LA GEOLOGIA Y LA EDAFOLOGIA, por EGIDIO S. SCOTTA Y CARLOS JORGE VESCO, Departamento de Suelos de la Estación Experimental Regional Agropecuaria Paraná del INTA.

Nuestro interés primordial es destacar un hecho ya conocido, el de que tanto la Geología como la Edafología son ciencias independientes. La Edafología estudia un sistema abierto, el suelo, el cual forma parte de un sistema mayor, el ecosistema, en los cuales la transferencia de energía es muy alta, y por ende el sistema es eminentemente dinámico, gobernado fundamentalmente por elementos biológicos. En cambio la Geología estudia predominantemente sistemas cerrados o semi cerrados, en donde la transferencia de energía es nula o muy baja, y está gobernado por elementos inorgánicos.

Este hecho señala una diferencia fundamental, que debe ser el punto de partida para establecer las diferencias y relaciones entre estas ciencias; sin embargo, en algunos aspectos sus jurisdicciones se superponen o se complementan, y en ese punto es válida la siguiente expresión del Ing. Agr. Antonio Piñeiro: lo que caracteriza en esencia a una ciencia, no es su jurisdicción, sino su modo de indagar o sea el haber sabido crear un método propio para estudiar los problemas, con independencia de las técnicas que pueden proveer otras ciencias, resulta evidente en la actualidad la existencia de una auténtica ciencia del suelo.

La Geología es más antigua que la Edafología, lo cual no quiere decir que aquella haya alcanzado más desarrollo que ésta. La Edafología ha avanzado enormemente y posiblemente ello se deba al hecho de su gran importancia económica y a que hacia ella convergen otras ciencias como la Biología, la Química y la Geología, que evolucionan a su vez, en forma independiente. Si fuese correcto tipificar a la Edafología dentro de una taxonomía científica, creemos que es acertado expresar que la Edafología sirve a la Agronomía y se sirve de aspectos parciales de la Geología.

La Edafología tuvo su nacimiento como ciencia alrededor de 1875, cinco años después que uno de los padres de la Geología, Sir Charles Lyell, el gran geólogo escocés, hubiese muerto. Los albores conceptuales de la Edafología, tal como es concebida en nuestros tiempos, nace en Rusia con la escuela que legara Dokuchaev y Sibirtzev, quienes fueron los primeros que vieron al suelo como un individuo natural taxonómicamente clasificable. Este concepto de suelo individuo natural fue complementado por el de zonalidad climática, que fuera apreciado por primera vez por el geólogo

alemán Richtoffen en estudios realizados en China e India durante los años 1876 y 1877. En Estados Unidos también los primeros edafólogos tienen una fuerte concepción geológica, pero a partir de 1927 Marbut luego de una profunda interpretación de la vieja escuela de Dokuchaev sufre una evolución que lo lleva de geólogo a científico del suelo, señalando este hecho un hito, especialmente en lo que respecta a la Edafología, en relación con la Geología.

Creemos que no corresponde realizar un análisis exhaustivo de la historia de la Edafología; sí podemos aseverar que no existe una orientación geológica de la Edafología, sólo hay una orientación edafológica, valga la redundancia, de la Edafología. Sin embargo, la Geología realiza aportes muy importantes a la ciencia del suelo, especialmente ello ocurre en la especialidad reconocimiento, clasificación y cartografía de los suelos, en donde el reconocido debe utilizar, indefectiblemente, conocimientos de Geología física y especialmente de Geomorfología a fin de establecer con la mayor precisión posible la relación suelo - paisaje de una determinada región, elemento imprescindible en el trabajo de cartografía de los suelos. Sin embargo, la cartografía de los suelos no es un fin en sí mismo; los mapas son un medio, un elemento tecnológico más en los requerimientos de la tecnología de la producción agropecuaria. Las técnicas de control de la erosión, mejoramiento del drenaje, manejo de los suelos, mantenimiento e incremento de la fertilidad tienen una perspectiva que se proyecta hacia la agronomía, y son de aplicación sobre la base de los mapas de suelos, los cuales son elaborados utilizando ciertas y determinadas disciplinas geológicas, entre otras, como se dijo anteriormente. De allí es que decimos que la Geología sirve a la Edafología y ésta sirve a la Agronomía. También la mineralogía tanto de arenas como de arcillas es útil a la edafología en el área de la génesis y clasificación de los suelos, y también en física de suelos, especialmente en los estudios relacionados con la dinámica del agua en el perfil. No obstante, los geólogos de esta especialidad, no trabajamos en geología de llanura, como podría pensarse, sino que trabajamos en edafología, lo cual es muy distinto, aunque ello nos permite, eso sí, realizar estudios que podríamos llamar accesorios a nuestra actividad específica, y que constituyen aportes al conocimiento

de la geología de las llanuras, o de otros lugares en donde se encaran estudios edafológicos. En estos momentos son muchos los colegas que en nuestro país trabajan en Edafología; a pesar de ello seguimos percibiendo en las Facultades o Escuelas de Geología que esta ciencia está en déficit en cuanto a su enseñanza; si bien no podemos pedir que un geólogo egrese con una profunda formación edafológica, sí podemos requerir que arbitren los medios para que el geólogo egrese con una absoluta claridad en lo que respecta a la estructura general de la Edafología, su ubicación dentro del concierto de las ciencias, y especialmente con respecto a la geología. Esto es una aspiración proveniente de un profundo análisis y de la experiencia que nos da el trabajar en esta especialidad desde hace más de ocho años.

La precisión o el grado de detalle de lo que se expresa en un mapa depende de la escala que se utilice; nosotros en suelos trabajamos en distintas escalas, según los requerimientos y necesidades, escalas que van de 1:1.000.000 hasta 1:5.000; sin embargo, en esta oportunidad sólo expresaremos relaciones, de carácter regional, que son evidentemente las más visibles. De acuerdo con los reconocimientos realizados en escala 1:500.000 a través de nuestro denominado Plan Mapa de Suelos de la Provincia de Entre Ríos (Convenio entre el INTA y el Gobierno de la Provincia), existen en el territorio provincial, cuya superficie es de 62.000 km² excluyendo el Delta del río Paraná y de 78.000 km² con el Delta, cuatro Ordenes (categoría mayor del sistema taxonómico utilizado) de suelos: vertisoles en una faja central desde el norte hasta el sur de la provincia; mollisoles en el sur y centro del Departamento Paraná, departamento Diamante, departamento Victoria y parte del departamento Nogoyá; alfisoles en el norte del departamento Paraná, y parte de los departamentos La Paz, Feliciano, Federal y Villaguay; y entisoles sobre la costa del río Uruguay en el este de la Provincia.

Desde el punto de vista sedimentológico tenemos dos grandes categorías de sedimentos con sus respectivas variantes, las cuales no son pocas. La primera gran categoría incluye a los sedimentos de origen eólico o loess, según la escuela de Frenquelli; ellos produjeron los suelos denominados mollisoles o brunizems, que cubren una superficie de 1.550.000 hectáreas, de los cuales sólo 450.000 hectáreas son brunizems típicos, derivados del loess también típico de la provincia; el resto se debe a variaciones sedimentológicas y procesos

geomorfológicos derivados del clima y el relieve ondulado. Ello tiene numerosas manifestaciones concretas dentro del paisaje; así por ejemplo vemos que los perfiles de suelo deberían ser teóricamente más profundos que lo que en realidad son de acuerdo al clima, sin embargo la actividad morfogenética intensa hace que los perfiles tengan escaso desarrollo y la erosión sea muy severa.

Los Vertisoles (2.350.000 hectáreas) y los Alfisoles (850.000 hectáreas) son suelos de textura arcillosa en todo su perfil, en donde los procesos pedológicos, especialmente las migraciones coloidales internas son mínimas, hecho éste que está gobernado por las condiciones intrínsecas de los materiales originarios, ricos en arcillas expansibles, lo que se manifiesta en la morfología del perfil por la presencia de espejos de fricción típicos de movimientos de masa, y por el microrrelieve gilgai, fenómeno este último consecuencia de procesos de expansión-contracción por variaciones estacionales del contenido de humedad del suelo, y que se manifiesta en superficie en forma de ondas de "altos" y "bajos". Los Alfisoles son suelos vérticos desarrollados en áreas de paisaje llano o muy suavemente ondulado, con energía morfogenética baja y algunos con evolución dentro del ciclo salino. Podrían ser derivados de sedimentos de cuencas endorreicas, enriquecidas en sales solubles y con actividad pedogenética actual baja debido a la escasa migración de las sustancias coloidales y también producto de la baja actividad microorgánica. Estos dos últimos órdenes de suelos están desarrollados a partir de sedimentos denominados petrológicamente limos, es decir sedimentos de origen áqueo con variaciones de ambientes límnicos, fluviales, cuencas cerradas, etc. Los Entisoles (650.000 hectáreas) son suelos arenosos, regosólivos, con escaso desarrollo de perfil con fertilidad baja, débil capacidad de retención de agua, aptos casi exclusivamente para la producción citrícola y forestal con uso intensivo de fertilizantes químicos. Estos suelos están desarrollados sobre arenas y areniscas rojizas y pardas, estratigráficamente aún no bien definidos.

La sucesión catenaria de suelos nos manifiesta igualmente la influencia de los sedimentos en los procesos pedogenéticos; así vemos que en las zonas de transición del loess con suelos brunizems hacia limos con suelos vertisoles tenemos áreas intermedias en donde los limos están entremezclados con el loess, generando entonces suelos con ciertas propiedades de los brunizems y con características vérticas que denominamos transicionales.

NORMAS Y SUGERENCIAS PARA LOS AUTORES

1. **EXTENSION.** Se recomienda que la extensión de los originales no sea mayor de treinta páginas tamaño carta dactilografiadas a doble espacio (alrededor de 10.000 palabras). Cada trabajo podrá contener hasta tres páginas impresas de ilustraciones, las que podrán consistir indistintamente en mapas, perfiles, cuadros, diagramas, fotografías, etc. Cuando se acepten trabajos más extensos en texto y/o ilustraciones los autores deberán abonar la impresión del exceso, la que se les facturará a precio de costo. Los originales, tanto del texto como de las ilustraciones, se enviarán a la Asociación Geológica en duplicado.

2. **TITULO.** Debe ser sucinto e informativo sobre el tema y la localidad a que se refiere el trabajo. Es conveniente evitar iniciaciones o agregados tales como: *Sobre la importancia de...*, o *Consideraciones sobre la importancia del hallazgo de... y sus implicancias con respecto a...* etc. Los títulos deben redactarse teniendo presente la importancia de palabras claves que ayuden al fichaje en bibliotecas y servicios de documentación.

3. **RESUMENES.** Cada trabajo se iniciará con un resumen en español con su traducción al inglés, francés o alemán, sugiriéndose el primer idioma. Debe ser comprensible en sí mismo, sin referencia al trabajo y su extensión no deberá ser mayor de 150 palabras.

4. **CONCLUSIONES.** Las conclusiones consistirán en nuevos descubrimientos, conceptos, hipótesis, hallazgos significativos, etc. Deben constituir la apropiada finalización de una obra mayor y no un simple sumario o la extensión del resumen.

5. **REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.** Conviene controlar dos veces las referencias y citas, una para comprobar que la cita tenga su correspondiente referencia, y la otra para verificar si la referencia está citada en el texto. La lista bibliográfica llevará como título: *Lista de trabajos citados en el texto*, y se confeccionará siguiendo el ejemplo del presente número, abreviando de igual manera las indicaciones de tomo (o volumen), número y página de las publicaciones citadas.

6. **ILUSTRACIONES.** Deberán ser las estrictamente necesarias para completar el texto. Los mapas, perfiles, diagramas, etc., serán dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china. Se aconseja el dibujo en tamaño doble con respecto al de su publicación, cuidando que la dimensión de las letras y la abertura de las rastras permitan su reducción en forma legible. Los mapas y perfiles llevarán escala gráfica y, en una esquina inferior, el nombre del autor y el año de confección. Las letras deberán ser dibujadas con letrógrafo. Los mapas de ubicación que comprendan la totalidad del territorio argentino deberán incluir además el Sector Antártico, dibujado a otra escala en cualquier espacio libre. Todas las localidades mencionadas en el texto figurarán en las ilustraciones. Se recomienda el mejor aprovechamiento posible del espacio, evitando dejar superficies en blanco que puedan ser ocupadas por referencias o títulos. Es importante que el marco de las ilustraciones se adecúe a la relación de medidas de la caja: 14 x 21,5 cm. Los perfiles de largo excesivo podrán ser fraccionados y ordenados de manera que las partes resultantes no sobrepasen las dimensiones de una página. Las ilustraciones en colores, así como el exceso ocasionado por figuras de tamaño mayor que una página, que deban ser plegadas, correrán por cuenta de los autores. Las fotografías serán claras y con buen contraste, limitándose sólo al objeto que se desee ilustrar; los fósiles, muestras de mano, etc. deberán iluminarse desde el ángulo superior izquierdo.

7. **SEPARADOS.** Los autores recibirán, sin cargo, 25 separados de cada trabajo. Aquellos que deseen un número mayor deberán indicarlo claramente al enviar los originales y los mismos correrán por su cuenta a precio de costo.

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina,
deberá ser dirigida a:

MAIPU 645, piso 1º, Buenos Aires, República Argentina

La correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista, deberá dirigirse a **LIBRART S. R. L.**, Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.