

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

DANIEL ALBERTO VALENCIO, <u>Correlación intercontinental de algunas formaciones de América del Sur sobre la base de estudios paleomagnéticos</u>	389
CARLOS L. AZCUY Y JORGE R. MORELLI, <u>Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones</u>	405
FRANCISCO FIDALGO Y JUAN CARLOS RIGGI, <u>Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos</u>	430
BEATRIZ L. L. COIRA Y MAGDALENA M. L. KOUKHARSKY, <u>Geología y petrología de la Sierra Brava. Provincia de La Rioja (Rep. Argentina)</u> ..	444
P. J. DEPETRIS, M. C. VASSALLO Y G. L. SCHERMA, <u>Arcillas en sedimentos Loessoides de Canals, Pcia. de Córdoba. (Rep. Argentina)</u>	467
MARIO E. TERUGGI, RENATO R. ANDREIS Y LUIS A. GALLINO, <u>Los sedimentos de la cueva de Lauricocha (Perú)</u>	475
ARMANDO F. LEANZA Y MARIO A. HÜNICKEN, <u>Sobre la presencia del género <i>Roudaircia</i> en el Cretácico Superior del Salitral de La Amarga (Dpto. Chicalcó) Provincia de La Pampa (Rep. Argentina)</u>	489
ALWINE BERTELS, <u>Sobre el «Piso Patagoniano» y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral (Rep. Argentina)</u>	495
NOTA BREVE:	
O. LOSADA, C. VILLEGAS, R. SCHILIZZI Y P. BOTELLÉ, <u>Hallazgo de minerales de tungsteno en el Bajo del Gualicho, Río Negro, Rep. Argentina</u>	502
INAUGURACIÓN DE LA CASA DE LOS GEÓLOGOS	503
LEXICOLOGÍA GEOLÓGICA	505
COMITÉ ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA CON EL AUSPICIO <u>DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA</u>	507
<u>CRÓNICA DE LA ASOCIACIÓN</u>	509
<u>ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA. LISTA DE MIEMBROS</u>	510
<u>INDICE ALFABÉTICO DEL TOMO XXV</u>	525

BUENOS AIRES

REPUBLICA ARGENTINA

1970

CORRELACION INTERCONTINENTAL
DE ALGUNAS FORMACIONES DE AMERICA DEL SUR
SOBRE LA BASE DE ESTUDIOS PALEOMAGNETICOS

POR DANIEL ALBERTO VALENCIO *

RESUMEN

Se analiza la información relacionada con el período del final del Paleozoico, en el cual el campo magnético terrestre tuvo polaridad opuesta a la actual durante unos 50 millones de años, al que Irving y Parry, 1963, denominaron Intervalo Magnético Kiaman. Para ello se sintetiza la información paleomagnética disponible para Australia, Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas, Estados Unidos de América del Norte, Canadá, Europa (excluyendo Rusia), África e India, comprendida entre el Carbónico alto y el Triásico Inferior. La información coincide en indicar la presencia de un intervalo de tales características durante todo o la mayor parte del Pérmico y en definir el inicio del mismo; sin embargo se presentan discrepancias menores en cuanto a la edad de su finalización, las cuales pueden ser consecuencia de diferencias en las edades asignadas a las unidades geológicas involucradas. Así, de acuerdo a la definición de Irving y Parry del Intervalo Magnético Kiaman y sobre la base de la información resumida, se considera que su inicio se produjo a una edad muy próxima a la de la transición Carbónica-Pérmica y que su finalización ocurrió en el Pérmico alto (Tatariano Superior), o en el Triásico bajo (Scytiano Inferior); durante dicho Intervalo, la información paleomagnética actualmente disponible indica que el campo magnético terrestre mantuvo invariablemente su polaridad reversa.

Los resultados de estudios paleomagnéticos de América del Sur asociados al Intervalo Magnético Kiaman, son resumidos y analizados; los mismos sugieren la presencia de dicho Intervalo y avalan su alcance global, aunque no aportan nuevas evidencias en cuanto a la edad más probable de su finalización. Asimismo, nos permiten mejorar el conocimiento acerca de la edad de algunas unidades geológicas relacionadas al Intervalo en cuestión; así, confirman la edad Kiaman (pérmica), de las muestras de la Sección Media del Grupo Paganzo recogidas en Los Colorados y Huaco (noroeste de la Argentina), y sugieren edad post-Kiaman para las muestras del Grupo Paganzo recolectadas cerca de Puerto Alegre (Villa Unión), y para las rocas volcánicas del Choiyoilite obtenidas en las proximidades de Nihuil, (noroeste y centro-oeste de la Argentina, respectivamente).

ABSTRACT

The palaeomagnetic data from Australia, United States of America, Union of Soviet Socialist Republics, Europe (except Russia), Africa and India, related with the Kiaman Magnetic Interval are summarised and analyzed. This information suggests that the geomagnetic field was constantly reverse during an interval of the order of 50 million years embracing either throughout or nearly all the Permian, and defines quite well the lower boundary of it. However there is not complete agreement in the available data about the

* Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

This One



GWNG-FE4-K5PT

Reservados todos los derechos. No se permite la explotación económica ni la transformación de esta obra. Queda permitida la impresión en su totalidad.

age of the upper limit of this interval, may be on account of small discrepancies in the ages given to the geological formations.

Following Irving & Parry's definition of the Kiaman Magnetic Interval, it is suggested that this Interval extends from near the Permo-Carboniferous transition at the base, to either the Late Permian (Upper Tatariano), or the Early Triassic (Lower Scythian), at the top.

The palaeomagnetic data from Carboniferous to Triassic rocks from South America are summarized; they allow us to identify the Kiaman Magnetic Interval in South America and demonstrate the reality of it as a worldwide phenomenon; however the southamerican results are not able to improve the knowledgement about the upper limit of this Interval.

The palaeomagnetic data allow us to improve the knowledgement about the geological age of some southamerican rocks related to the Kiaman Magnetic Interval; they confirm the Kiaman age (Permian), of the rocks from the Paganzo Group, Middle Stage, collected from Los Colorados y Huaco, (northwest of Argentina), and suggest post Kiaman age for the samples from the Paganzo Group collected close to Puerto Alegre (Villa Unión), and for the volcanic rocks from the Choiyolitense obtained close to Nihuil (northwest and central-west of Argentina, respectively).

1.1. INTRODUCCION

En paleomagnetismo se ha adoptado la convención de llamar normal (N), a la remanencia magnética de una formación geológica que se caracteriza porque el extremo norte de su vector representativo, está orientado hacia el polo situado actualmente en el hemisferio homónimo; por el contrario se denomina reversa (R), a la magnetización de una roca cuyo vector remanencia apunta hacia el polo magnético presente en el hemisferio sur.

Sobre la base de un estudio realizado con muestras de la Latitas Marine presentes cerca de Kiama, Australia, Mercatón, 1926, fue el primero en señalar que ciertas formaciones de edad pérmica poseen remanencia magnética reversa. Graham, 1955, entre otros, encontró que formaciones pérmicas de los Estados Unidos se caracterizan por presentar también magnetizaciones reversas. Irving y Parry, 1963, observaron que todas las formaciones pérmicas de Australia estudiadas hasta ese entonces presentaban, sin excepción, remanencias magnéticas reversas y que lo mismo ocurría con formaciones de igual edad provenientes de otros continentes; esto los llevó a sugerir que en el Paleozoico más alto se definió un largo período en el cual el campo magnético terrestre tuvo únicamente polaridad magnética reversa, al cual denomina-

ron Intervalo Magnético Kiaman. Irving, 1966, sobre la base de estudios paleomagnéticos realizados con formaciones geológicas australianas, sugiere que el límite inferior el Intervalo Magnético Kiaman se define en el Carbónico Superior (la Toscanita Paterson, 298 m.a., presenta magnetización normal), y que su límite superior se encontraría en el intervalo Pérmico alto-Triásico Inferior.

Khramov, 1967, a partir de estudios paleomagnéticos realizados en formaciones paleozoicas y mesozoicas de la Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas, sugiere que el Intervalo Magnético Kiaman se extendería desde el Carbónico Superior (Bashkiriano - Moscoviano), hasta el Pérmico más alto (Tatariano Superior); sin embargo el criterio que utiliza para definir dichos límites es distinto al fijado por Irving y Parry, 1963.

McMahon y Strangway, 1967 y 1968b, realizaron un detenido estudio de sedimentitas de los Estados Unidos de América del Norte cuyas edades van desde el Paleozoico Superior hasta el Mesozoico Inferior, verificando la presencia del Intervalo Magnético Kiaman, el cual, según estos autores se extendería del Carbónico Superior (Desmoinesiano, Pensilvaniano Superior), hasta el Triásico Inferior (Scytiano bajo).

Luego los estudios paleomagnéticos

realizados en Australia, Unión Soviética y América del Norte confirman la existencia del Intervalo Magnético Kiaman, aunque no coinciden al indicar la edad de su finalización; asimismo, resultados de trabajos realizados con formaciones del Paleozoico más alto de Europa y África reafirman la universalidad de este período.

En cuanto a América del Sur, los estudios disponibles hasta hace muy poco tiempo, realizados con formaciones cuyas edades están comprendidas dentro del Intervalo Magnético Kiaman, indicaban para las mismas remanencias magnéticas reversas (Creer, 1964), aunque los mismos no eran suficientes para avalar de por sí su presencia. Recientemente, Creer *et al.*, 1970 y Embleton, 1970 a-b, han aportado datos de singular valor al respecto, los cuales sin duda avalan la presencia de dicho Intervalo en rocas de América del Sur, refuerzan su alcance universal y permiten aportar nuevas evidencias en cuanto a la edad de ciertas formaciones.

A continuación se analizará críticamente la información paleomagnética disponible de Australia, Estados Unidos y Canadá, Unión Soviética, Europa, África e India, que permita definir al Intervalo Magnético Kiaman. Particular atención se dará a la información proveniente de rocas de América del Sur, en un intento de correlacionarlas con otras formaciones coetáneas de otros continentes.

2.1. INFORMACION DISPONIBLE

Los estudios paleomagnéticos que a continuación se citan fueron realizados utilizando rocas de origen ígneo y/o sedimentario. Las primeras adquieren su remanencia magnética primaria (termorremanencia) en el momento en el cual, luego de su efusión, al enfriarse, algunos de sus minerales se convierten en ferromagnéticos, Valencio, 1965; luego la edad de la termorremanencia de las

vulcanitas coincide con su edad geológica. Sin embargo no es posible afirmar si los llamados sedimentos rojos adquieren su remanencia magnética en el momento de su deposición o con posterioridad a la misma. En efecto, si una sedimentita adquiere su magnetización remanente natural por la deposición ordenada en el campo magnético terrestre de detritos conteniendo minerales ferromagnéticos, los cuales retienen inalteradas sus propiedades magnéticas durante su vida geológica posterior, su edad magnética coincidiría con su edad geológica. Pero, si el sedimento debe su remanencia magnética a la alteración de sus minerales magnéticos o a la precipitación de nuevos minerales transportados por aguas circulantes, pueden existir diferencias importantes entre las edades magnéticas y geológicas del mismo. En estos procesos, la profundidad del sedimento y su permeabilidad constituyen factores determinantes en cuanto a la formación de minerales y a la estabilización de su magnetización. En ambos casos si se asigna a la reversión detectada en un sedimento rojo la edad geológica del mismo, se cometerá un error por exceso, fijando para el nivel de reversión una edad mayor que la que realmente le corresponde.

Luego, donde ello es posible, resulta de singular valor conocer la dirección y el sentido de la termorremanencia de lavas intercaladas en la sección de sedimentos estudiada pues permite deducir si la edad de la remanencia de éstos es o no coincidente con la geológica.

La información paleomagnética disponible, obtenida de estudios realizados con rocas cuyas edades permiten definir el Intervalo Magnético Kiaman, se presenta por cuadros separados para Australia, Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas, Estados Unidos de América del Norte y Canadá, Europa (excepto Rusia), África, India y América del Sur. En todos ellos, con la sola excepción de Europa, se han indicado

los nombres de las unidades geológicas estudiadas y las localidades de muestreo; para este continente además del nombre de la formación se da el del país correspondiente. En aquellos casos particulares (Unión Soviética, y Estados Unidos), en los cuales se ha realizado un estudio paleomagnético de una sección geológica continua, se han representado los resultados obtenidos mediante diagramas; en los demás casos los mismos han sido ubicados dentro del cuadro de edades geológicas (Kulp, 1961), de acuerdo a las que les fueron asignadas en los respectivos estudios; sin embargo el orden en el cual se citan las diferentes formaciones en un mismo cuadro no implica un orden cronológico aceptado. La cifra colocada al lado del nombre de la unidad geológica indica la sección abarcada en el estudio, expresada en metros.

La remanencia magnética normal ha sido indicada por N y la reversa por R;

cuando se presentan remanencias de ambas polaridades una rayita por debajo de la letra correspondiente indica cuál es la predominante; dos rayitas, significa que la predominancia es muy grande. En cada caso se indica además si la remanencia magnética asignada a una formación geológica dada, ha sido sometida a los clásicos ensayos de laboratorio y campo para verificar su estabilidad.

Australia

Los datos paleomagnéticos disponibles para Australia están indicados en el cuadro 1; la estabilidad de la remanencia magnética ha sido adecuadamente verificada en todos los casos. La edad geológica de algunas de las formaciones estudiadas está avalada por estudios radiométricos, lo cual permite ubicar con mayor precisión el Intervalo Magnético Kiaman.

CUADRO 1

Australia: Información paleomagnética asociada al Intervalo Magnético Kiaman

Etad m. a.	Unidad Geológica	Localidad	Edad	Roca	Remanencia Magnética	Referencia
200 T R I A S I C O	Narrobeen		T ⁽¹⁾	Sedimentar	N	Irving, 1966
240 P E R M I C O	Porfíro Manzanite	Milton	P - 240 m.a.	Porfíro	R	Roberson, 1964
	Larita Berkeley	Wallangong	P - 248 m.a.	Larita	R	Irving y Parry, 1963
	Larita Dart	Wallangong	P - 248 m.a.	Larita	R	" " "
	Flujo Cambewarra	Nawra	P	Volcánica	R	" " "
	Flujo Bambo	Kiama	P	Volcánica	R	" " "
	Flujo Blowhole	Kiama	P	Volcánica	R	" " "
	Larita	Kiama	P	Larita	R	Mercator, 1926
260 C R I C O	Serie Marine Inferior	Pateron	P	Volcánica	R	Irving y Parry, 1963
	Lompréira Moanbi	Moanbi	P	Dique	R	Irving, 1966
280 C A R B O N I C O	Conglomerado Rocky Creek	Rocky Creek	C (s)	Sediment. 100m	R	Irving, 1966
	Curra bubulla	"	C (s)	Sedimentar	R	" "
	Seaham, Main Glacial Stage	Valle Hunter	C (s)	Sediment. 300m	R *	" "
	Tosconito Pateron	Valle Hunter	C (s)-298 m.a.	Volcánica	N	" "
	Volcánico Stage	Valle Hunter	C (s)-300 m.a.	Volcánica	R	Irving, 1966
320	Volcánico Percy Creek	Percy Creek	C (s)	Volcánica	R	Mc Elhinny, 1960b

* La edad de la remanencia es Carbónica Superior

Tal como puede observarse en el cuadro 1, todas las formaciones pérmicas de Australia estudiadas presentan remanencias magnéticas primarias de polaridad reversa. Asimismo, está bien indicado el cambio de polaridad presente en la base del Intervalo Magnético Kiaman de acuerdo a la definición que de él hicieron Irving y Parry, 1963; el mismo se manifiesta al nivel correspondiente a la Toscanita Paterson (polaridad normal, 298 m.a.), pues la Formación Seaham de edad también carbónica superior, que yace sobre la misma, tiene remanencia magnética reversa; Irving, 1966, ha denominado Reversión Paterson a este límite inferior del Intervalo Magnético Kiaman en Australia.

En cuanto a su límite superior, de acuerdo a la información disponible para Australia, se presenta dentro de una sección sin datos paleomagnéticos de alrededor de 90 metros de espesor, situada entre las latitas de la Serie Marine Superior, (edad pérmica, polaridad reversa), y los sedimentos Narrabeen (edad triásico inferior, polaridad normal); Irving y Parry, 1963, denominaron al mismo Reversión Illawarra.

Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas

La información paleomagnética de la Unión Soviética relativa al Intervalo Magnético Kiaman ha sido sintetizada por Khramov, 1967; en este trabajo particularmente atañen a dicho Intervalo los estudios realizados en: i) la plataforma noroeste de Rusia; ii) Donbas y Cis-Azov; iii) Urales y Cis-Urales; iv) Kuzbas y, v) Minusinsk y Tuva. Los resultados obtenidos en estas áreas han sido combinados en una sola sección geológica por Mc Elhinny, 1969 a; la parte de la misma que va desde el Visseano al Ladiniano es la indicada en el cuadro 2.

Los datos paleomagnéticos de la Unión Soviética relativos al Intervalo

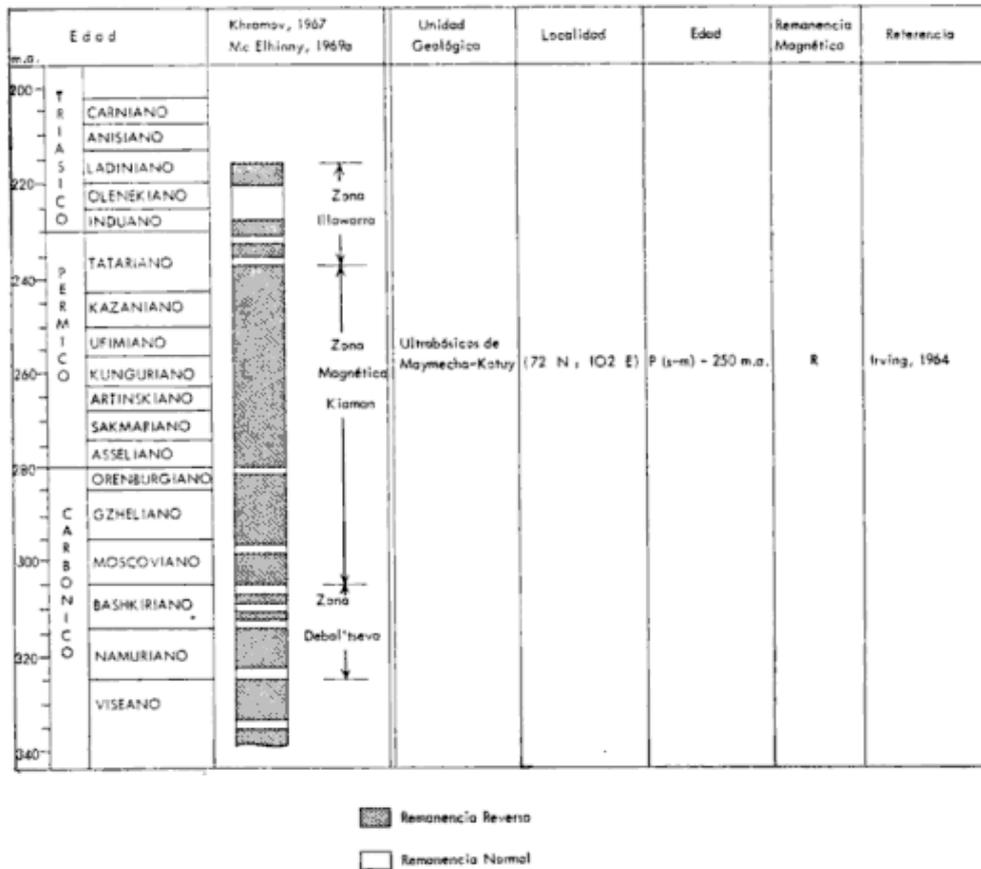
Magnético Kiaman, publicados hasta el año 1967, pueden encontrarse también en Irving, 1964, y en Mc Elhinny, 1968 a y b y 1969 b; Khramov, 1967, utilizó toda esta información; luego no se consideró oportuno incluirla en el cuadro 2, donde sólo se mencionan los resultados del único trabajo en el cual la edad geológica de la formación analizada está avalada por estudios radimétricos, lo cual permite una mejor comparación de los resultados con los de otros países y continentes.

Los trabajos publicados con anterioridad a la síntesis realizada por Khramov, 1967, y que este autor utilizara en la misma, tienen análisis adecuados de la estabilidad de la remanencia magnética; sin embargo no está bien claro qué tipo de prueba de estabilidad avala los nuevos resultados presentados en dicho trabajo (Mc Elhinny, 1968 b). Las secciones estudiadas presentan remanencias magnéticas reversas en el Pérmico con excepción de cortos períodos de polaridad normal en el Tatariano más alto, tal como lo indica, esquemáticamente, la sección compuesta en el cuadro 2; luego la presencia del Intervalo Magnético Kiaman está bien documentada en la Unión Soviética.

Dos de las secciones, Donbas y Ciz-Azov, y Kuzbas, acusan la presencia de un período breve de polaridad normal en la transición Carbónica-Pérmica; las otras secciones citadas no incluyen dicho límite. Asimismo en la primera de éstas se manifiesta una serie de períodos normales desde el Namuriano hasta el Moscoviano alto (cuadro 2). Khramov, 1967, considera que el Intervalo Magnético Kiaman se inicia con posterioridad a los períodos menores de polaridad normal y reversa que se presentan en el intervalo Namuriano-Bashkiriano, a los cuales incluye en la denominada Zona Debal'tseva (cuadro 2); este criterio para delimitar la base del Intervalo Magnético Kiaman es diferente al sugerido por Irving, 1966, al definir la Reversión Paterson como el

CUADRO 2

Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas : Información paleomagnética asociada al Intervalo Magnético Kiaman



momento en el cual se produce el último cambio de polaridad normal a reversa por un intervalo de varias decenas de millones de años.

Del mismo modo, de acuerdo a los resultados obtenidos en las secciones analizadas en la plataforma del noroeste de Rusia, Urales y Cis-Urales, y Kuzbas, Khramov, 1967, considera que el Intervalo finaliza en el Tatariano más alto, edad en la que se inicia la que él denomina Zona Illawarra (cuadro 2); dentro de esta zona se presentan varias reversiones del campo magnético terrestre, sin haber una predominancia de una u otra polaridad (normal o reversa); este criterio es también diferente al adoptado por Irving y Parry, 1963, cuando definieron como Reversión Illawarra a la primera que se presenta lue-

go del Intervalo Magnético Kiaman.

De acuerdo al criterio adoptado por Khramov, 1967, el Intervalo Magnético Kiaman en la Unión Soviética, se extendería desde el Bashkiriano-Moscoviano hasta el Tatariano Superior; dentro del mismo se definirían dos períodos breves de polaridad normal: i) en la transición Carbónica-Pérmica y, ii) en el Moscoviano alto (cuadro 2).

Estados Unidos de América del Norte y Canadá

Los estudios más detallados y completos relacionados con el Intervalo Magnético Kiaman en América del Norte son los realizados por Mc Mahon y Strangway, 1967 y 1968 a y b; los mismos fueron realizados en los flancos

CUADRO 3

Estados Unidos de América del Norte y Canadá : Información paleomagnética asociada al Intervalo Magnético Kiama

		Montañas Rocollman				SUROESTE DE LOS ESTADOS UNIDOS DE AMERICA DEL NORTE					CANADA Y RESTO DE LOS E.U.U. DE AMERICA DEL NORTE														
		Oeste (a)		Este (b)		Unidad Geológica		Edad		Remanencia Magnética		Referencias		Unidad Geológica		Localidad		Edad		Remanencia Magnética		Referencias			
		Unidad Geológica		Remanencia Magnética		Unidad Geológica		Localidad		Edad		Remanencia Magnética		Referencias		Unidad Geológica		Localidad		Edad		Remanencia Magnética		Referencias	
E D A D	T																								
	R																								
I	A																								
	S																								
C	T																								
	O																								
P	E																								
	R																								
M	I																								
	S																								
L	E																								
	O																								
W	O																								
	L																								
V	I																								
	R																								
M	I																								
	S																								
D	E																								
	S																								
N	E																								
	S																								

(a) Mc Mahon y Strongrey, 1967, 1968 a y b
 * No se mencionan envases de laboratorio de estabilidad remanencia
 • Canadá

Remanencia Reversa
 Remanencia Normal

oeste y este de las Montañas Rocallosas (Estados Unidos de América del Norte); en el cuadro 3 están sintetizados los resultados obtenidos. En el flanco Oeste se estudiaron la parte alta de la Formación Minturn (Pennsilvaniano Medio a Superior), y la Formación Maroon (Pennsilvaniano alto a Triásico Inferior), en tres secciones que cubrieron 1800 metros de sección sedimentaria. Los resultados obtenidos en las distintas secciones coinciden en indicar que todo el Pérmico tiene remanencia magnética reversa, definiéndose los probables límites inferior y superior del Intervalo Kiaman, de acuerdo al criterio adoptado por Irving y Parry, 1963, en el Desmoinesiano y en la transición Permo-Triásica, respectivamente (cuadro 3).

En el flanco Este la sección estudiada (600 metros), está constituida por sedimentos de las Formaciones Fountain, Lyons y Lykins; la edad asignada a la misma va desde el Pennsilvaniano alto al Triásico más bajo (cuadro 3). Las muestras correspondientes a la Formación Lyons resultaron magnéticamente inestables; el resto de la sección presentó únicamente remanencia magnética reversa, no pudiéndose hallar muestras de polaridad normal en la parte alta de la Sección que indicara el cierre del Intervalo Magnético Kiaman; dado que la parte superior de la Formación Lykins es considerada triásica, y en busca de este cierre, los últimos 50 metros de dicha formación fueron estudiados en áreas diferentes, obteniéndose siempre remanencias magnéticas reversas, Mc Mahon y Strangway, 1968 b.

La información suministrada en estos estudios está avalada por determinaciones adecuadas de la estabilidad de la remanencia magnética por medio de ensayos clásicos de laboratorio y campo; las muestras utilizadas en ambas secciones fueron obtenidas a intervalos del orden de los 30 metros.

Sobre la base de toda esta información, avalada por estudios previos en otras formaciones de los Estados Unidos

de América del Norte, los autores citados sugieren que la base del Intervalo Magnético Kiaman se presenta en el Pennsilvaniano Superior (Desmoinesiano), y que su cierre ocurrió en el Triásico Inferior (Scytiano Inferior), Mc Mahon y Strangway, 1968 b, o bien en el Pérmico más alto o en el Triásico más bajo, Mc Mahon y Strangway, 1968 a.

En el cuadro 3 también se ha indicado la información paleomagnética relativa al Intervalo Magnético Kiaman de otras áreas de los Estados Unidos de América del Norte y de Canadá. En algunos de estos estudios no fueron realizados ensayos de laboratorio para definir la estabilidad de la remanencia magnética de las formaciones utilizadas. Sin embargo el criterio utilizado para avalar la estabilidad puede considerarse aceptable.

La Formación Moenkopi (Triásico Inferior), del noreste del Estado de Arizona y del sudeste del de Utah, es equivalente en edad a la parte más alta de la Formación Maroon del Colorado; la primera de estas formaciones presenta remanencias magnéticas normales y reversas, (Kintzinger, 1957 y Collinson y Runcorn, 1960), hecho coherente con lo obtenido en la Formación Maroon. Asimismo la sección inferior de la Formación Chugwater, Wyoming, (Triásico Inferior, polaridad reversa, Picard, 1964), es considerada como equivalente de la parte más alta de la Formación Lykins (polaridad reversa), Mc Mahon y Strangway, 1968 b. Luego, componiendo ambos resultados, surgiría que por encima de una continua columna pérmica de remanencia reversa se presenta una secuencia de estratos con polaridades magnéticas normales y reversas asignadas al Triásico.

Al respecto, es de interés destacar que Picard, 1964, encontró en la Formación Chugwater (Wyoming), de edad triásica inferior hasta quizá superior, un mínimo de doce áreas de polaridades magnéticas opuestas.

CUADRO 4

Europa (con exclusión de Rusia): Información paleomagnética asociada al Intervalo Magnético Kiaman

Edad	Unidad Geológica	Localidad	País	Edad	Remanencia Magnética	Referencias
T R I A S S I C O	(Sedimentos)	(42 N; 1,5 E)	España	Tr (1)	N	Mc Elhinny, 1968b
	Sedimentos Alcazar	(39 N; 3 W)	España	Tr (1)	"	"
	Sedimentos y Volcanitas Schio	(45 N; 11 E)	Italia	Tr (1)	N - R	"
	Estratos Werlesien	(48,9 N; 19,2 E)	Checoslovaquia	Tr (1)	N	Mc Elhinny, 1968a
	Arenisca Bunter	(45,5-50 N; 7,5-9 E)	Alemania	Tr (1)	N - R	Irving, 1964
	Arenisca Vosges	(48,5 N; 7 E)	Francia	Tr (1)	N - R	"
P E R M I C O	Volcanitas Stara y Campana (Rafinas)	(45 N; 11 E)	Italia	P (s)	N - R	Mc Elhinny, 1968b
	Sedimentos Carlino	(44 N; 7,3 E)	Francia	P (s)	R	Mc Elhinny, 1969b
	Sedimentos y Volcan. Mauchline	(45 N; 11 E)	Italia	P (s)	R	Mc Elhinny, 1968b
	Ayrshire Kilties	(55,4 N; 4,5 W)	Escocia	P	R	Irving, 1964
	Rocas igneas Nahe	(55,4 N; 4,5 W)	Escocia	P	R	"
	Esterel Suite	(50 N; 8 E)	Alemania	P	R	"
	Volcanitas Pirineas	(43,5 N; 6,8 E)	Francia	P	R	"
	Volcanitas Nideck-Danan	(42,7 N; 0,5 W)	España	P	R	"
	Paifirito Nideck	(53,9 N; 5,7 E)	Francia	P	R	"
	Arenisca Montcenis	(48 N; 6 E)	Francia	P (m) ?	R	"
	Sediment. Caccan y San Marino	(46,5 N; 4,5 E)	Francia	P (m)	R	"
	(Sedimentos y lavas)	(46 N; 12 E)	Italia	P (m)	N	Mc Elhinny, 1968b
	Complejo igneo de Osta (1000 m)	(42 N; 1,5 E)	España	P - P (1)	R	"
	Exeter Traps	(59,7 N; 10,4 E)	Naruega	P (1) - 270 m.a.	R	Irving, 1964
	Arenisca St. Wendel	(51 N; 4 W)	Inglaterra	P (1) - 279 m.a.	R	"
	Sediment. y Volcan. Rottliegende	(49,5 N; 7 E)	Alemania	P (1)	R	"
	Volcanitas Krakow	(48-49 N; 7-8 E)	Alemania	P (1)	R	"
	Volcanitas Cavalese	(50 N; 20 E)	Polonia	P (1)	P	Mc Elhinny, 1968a
	Volcanitas Pasina	(46 N; 11 E)	Italia	P (1)	R	Mc Elhinny, 1968b
	Paifirito Balzano	(46 N; 11,4 E)	Italia	P (1)	R	Irving, 1964
C A R B O N I C O	Great Whin Sill (Diabase Sill)	(55 N; 2 W)	Inglaterra	P (1) - C (s) - 281 m.a.	R	Irving, 1964
	(Mr. Hunneberg Sill)	(50 N; 20 E)	Polonia	P - C (s)	R	Mc Elhinny, 1968a
	(Mr. Billinger Sill)	(58,5 N; 12,5 E)	Suecia	P (1) - C (s) - 279 ± 8 m.a.	R	Mc Elhinny, 1969b
	Dolerita Skane	(58,5 N; 14 E)	Suecia	P (1) - C (s) - 287 ± 15 m.a.	R	"
	(Volcanitas y Tabas) (600 m.)	(55,5 N; 13,5 E)	Suecia	P (1) - C (s)	R	"
	Areniscas Stephanian	(42,3 N; 8,6 E)	Eslovaquia	P (1) - C (s)	R	Mc Elhinny, 1968b
	Sedimentos y diques Midland	(45 - 49 N; 4,5 - 7 E)	Francia-Alemania	C (s)	R	Irving, 1964
	Sedimentos Pramollo	(52,5 N; 2 W)	Inglaterra	C (s)	R - N	"
	Cuenca Inner Sudetic	(46 N; 11 E)	Italia	C (s)	N	Mc Elhinny, 1968b
	Cuenca Pilsen	(50,6 N; 16,1 E)	Polonia-Checos.	C (s)	R	Mc Elhinny, 1969b
	Cuenca Klodna-Rakovnik	(49,8 N; 13,3 E)	Checoslovaquia	C (s)	R	"
	Southdown Basaltite	-	Checoslovaquia	C (s)	R	"
Tideswelldale	(55,5 N; 2,5 W)	Escocia	C	R	Irving, 1964	
	(53,5 N; 1,5 W)	Inglaterra	C (m)	R	"	

Doell, 1955 y Collinson y Runcorn, 1960, encontraron remanencia magnética reversa en la Formación Supai de edad pérmica inferior; sin embargo Graham, 1955, encontró, en un estudio en el cual predominaron las muestras de magnetización reversa, dos muestras de polaridad normal en una localidad donde esta Formación puede incluir el Pennsylvaniano Superior.

Helsey, 1965, también ha encontrado polaridad normal en muestras próximas a la transición Permo-Carbónica, en la Formación Dunkard, Virginia. Es posible que estas manifestaciones de polaridad normal en las Formaciones Supai y Dunkard sean equivalentes al período normal detectado en la transición Carbónica-Pérmica en la Unión Soviética.

Europa

La información paleomagnética de Europa, excluyendo la de Rusia, relacionada con el Intervalo Magnético Kiaman está sintetizada en el cuadro 4: en él sólo se han incluido aquellos resultados obtenidos en estudios en los cuales la estabilidad de la remanencia magnética ha sido verificada adecuadamente.

Las edades de algunas de las formaciones estudiadas incluidas en dicho cuadro, están avaladas por determinaciones radimétricas. Los distintos estudios citados no están en orden estratigráfico estricto. Tal como puede verse, la presencia del intervalo Magnético Kiaman en Europa está bien determinada en formaciones pérmicas; las edades radimétricas de algunas formaciones

incluidas en él permiten definir con mayor precisión su ubicación en el tiempo. Dentro de este intervalo sólo un estudio, realizado con sedimentitas de Italia de edad pérmica media, indicó la presencia de remanencia magnética normal. No ha sido posible analizar el trabajo original en el cual se cita este resultado, por lo cual no se puede saber si se intentó verificar si la edad de la remanencia de esta formación es la misma que su edad geológica.

El cierre del Intervalo Magnético Kiaman en Europa estaría evidenciado por las vulcanitas de Staro y Camparno, Italia, de edad pérmica superior, y más categóricamente por el hecho de que todas las formaciones de edad triásica inferior estudiadas presentan remanencias magnéticas de ambas polaridades o de polaridad normal únicamente.

En cuanto al inicio de dicho Intervalo, pareciera estar indicado por estudios realizados con sedimentos y diques en Midland, Inglaterra, y con sedimentos en Pramollo, Italia, todos de edad carbónica superior.

Africa e India

En el cuadro 5 se han resumido los resultados de los estudios paleomagnéticos realizados en Africa e India asociados con el Intervalo Magnético Kiaman.

Particularmente la información del Africa, si bien escasa, esboza la presencia de dicho Intervalo, y coincide con la hasta aquí mencionada, en indicar la existencia en el Carbónico Superior de remanencias magnéticas normales. En cuanto al límite superior del Intervalo, la información disponible sugiere que el mismo puede estar en el período Pérmico alto-Triásico Inferior.

América del Sur

En el cuadro 6 están resumidos los resultados de los estudios paleomagné-

ticos realizados con rocas de América del Sur cuyas edades están relacionadas con el Intervalo Magnético Kiaman. En él solamente se han incluido los trabajos en los cuales se realizaron adecuadas determinaciones de la estabilidad de la remanencia magnética de las rocas utilizadas. Todos los resultados citados, con excepción de los correspondientes a las Formaciones Mitu y Pipirral, están avalados por ensayos de laboratorio que verifican la estabilidad del magnetismo remanente; particularmente las muestras del Choiyoiilitense (Valencio, 1969), y Cerro Colorado-Cerro Bola (Vilas, 1969), fueron sometidos a análisis exhaustivos de sus remanencias magnéticas por medio de campos magnéticos alternos decrecientes y altas temperaturas. En cuanto a las Formaciones Mitu (Creer, 1962), y Pipirral (Creer, 1970), fueron incluidas pues cumplen el mismo criterio de estabilidad aceptado para formaciones de otros países y/o continentes, en este y otros trabajos similares; en efecto sus remanencias magnéticas no tienen síntomas que sugieran la presencia de magnetizaciones secundarias y además son de ambas polaridades (normal y reversa), lo cual es índice de estabilidad.

Las Formaciones Las Tunas y Bonete del Grupo Pillahuinco, Argentina, de aceptada edad pérmica superior, presentan remanencias magnéticas de polaridad reversa, lo mismo que las sedimentitas de la Formación Piaui, Brasil.

Por su parte las muestras recogidas del Piso II de los Estratos del Paganzo (Grupo Paganzo, Sección Media, de acuerdo a Azcuy y Morelli, 1970), en las localidades Los Colorados, Huaco y Paganzo, Argentina, todas acusan magnetismos remanentes de polaridad reversa, Embleton, 1970 a y b. En la primera de estas localidades se obtuvieron 53 muestras orientadas a lo largo de una sección geológica continua de alrededor de 300 metros, lo cual indica la minuciosidad con que fue realizado este estudio; en Huaco la columna analizada

CUADRO 5

Africa e India : Información paleomagnética asociada al Intervalo Magnético Kiaman

Edad m.a.	AFRICA					INDIA				
	Unidad Geológica	Localidad	Edad	Remanencia Magnética	Referencias	Formación	Localidad	Edad	Remanencia Magnética	Referencias
200 T R I A S I C O										
220	Shawa ijolite Beaufort Medio (32 N ; 7 W)	Rodesia Natal Marruecos	Tr-209216 m.a. Tr (i) P - Tr	N N* N	Mc Elhinny et al 1968 " " " Mc Elhinny, 1968b	Mangli	Mangli	Tr (i)	N	Wensink, 1968
240 P E R M I C O	Maji Ya Chumvi	Kenia	P (s)	R*	Mc Elhinny et al 1968	Arenisco Kamthi	Wun-Tadaba	P (s)*	N	Mc Elhinny, 1968b
260	Serie Baja Inferior (Monkey Bay)	Madagascar Malawi	P (?) Karoo	R* R*	Mc Elhinny et al 1968 " " "					
	Taru Grit	Kenia	P (i)	R*	Mc Elhinny et al 1968					
280 C A R B O N I C O	Sedimentos loco Varves Dwyca	Tasmania (Galula y Sang'we) Tasmania; Galula	C(s) - P(i) C(s) - C(i)	R R-N	Opdyke, 1964; Mc Elhinny y Opdyke, 1968. Mc Elhinny y Opdyke, 1968.	Serie Talchir	Nagpur	C (s)	N	Wensink y Klootwijk, 1968.

* No se menciona ensayos de laboratorio de estabilidad remanencia
* Pertenece al Sistema Gondwana Inferior, C(s) o Tr (m), asignado al P (s)

CUADRO 6

América del Sur : Información paleomagnética asociada al Intervalo Magnético Kiaman

Edad m. a.	Unidad Geológica	Localidad	País	Litología	Edad	Remanencia Magnética	Referencias
200 T R I A S I C O	Girón La Quinta (Cerro Colorado - Cerro Bola)	(8 N ; 73 W) (9 N ; 73 W)	Colombia Venezuela	Sedimentos Sedimentos	Tr Tr	N N	Creer et al., 1969 { Creer et al., 1969 } { Creer, 1970 }
220	Matucó Chaiyallitense Sección Superior, Grupo Paganza	Cuesta, Temeros (7 S ; 43 W) Ñihull Villa Unión	Argentina Brasil Argentina Argentina	Vulcanitas Sedimentos Vulcanitas Sedimentos	Tr(i) - Tr(i) T (i) P - Tr (i) P - Tr	N - R N - R N - R N	Vilas, 1969 Creer et al., 1969 Valencis, 1969 Creer et al., 1970
240 P E R M I C O	Las Tunas y Bonete, Grupo Pillohuínco Sección Media, Grupo Paganza, (300 m.) Sección Media, Grupo Paganza, (100 m.)	Sima La Ventana Las Coloradas Huaco	Argentina Argentina Argentina	Sedimentos Sedimentos Sedimentos	P (s) P P	R R R	Creer et al., 1969 Embleton, 1970a Embleton, 1970a
260	Sección Media, Grupo Paganza, Fam. La Colina Plaut	Paganza (5 S ; 43 W)	Argentina Brasil	Basalto Sedimentos	P C (s)-P (i)	R R	Embleton, 1970a Creer, 1964 y 1970
280 C A R B O N I C O	Mitu Pipirai Taiguari	(12 S ; 75 W) (4 N ; 74 W) (17 S ; 65 W)	Perú Colombia Bolivia	Sedimentos Sedimentos Sedimentos	C (s) C (s) C (m-i)	N - R* N - R* N - R	Creer, 1962 Creer, 1970 Creer, 1964
300							
320							

* No se realizaron ensayos de laboratorio de estabilidad remanencia.

cubre con igual detalle más de 100 metros; la estabilidad de la remanencia magnética de todas las muestras fue determinada por medio de análisis detallados de laboratorio. Luego la información obtenida para la Sección Media del Grupo Paganzo, tiene características tales que la tornan en una de las de más alta confiabilidad actualmente disponible. La casi totalidad de los autores coinciden en indicar para esta Sección Media edad pérmica; sin embargo Heim, 1952, la coloca dentro del Carbónico Superior. Los resultados paleomagnéticos más arriba discutidos confirman para la misma edad Kiaman (pérmica); en efecto, no se han encontrado muestras con remanencias magnéticas normales en las secciones continuas estudiadas, lo cual sugiere que las mismas no incluyen sedimentos del Carbónico Superior coetáneos, o con el período de polaridad normal sugerido para la transición Carbónica-Pérmica por los estudios realizados en la Unión Soviética y los Estados Unidos, o con algunos de los períodos de polaridad normal registrados en estudios realizados en Australia (298 m.a.), Unión Soviética (Namuriano-Moscoviano), Estados Unidos de América del Norte (Desmoinesiano), y Europa, lo cual reafirma su edad pérmica.

La presencia del Intervalo Magnético Kiaman en América del Sur está, pues, documentada por los resultados obtenidos de los estudios paleomagnéticos realizados en las formaciones Las Tunas y Bonete, en la Sección Media del Grupo Paganzo (Los Colorados, Huaco y Paganzo), y en la formación Piauí. La base del mismo estaría sugerida por las remanencias magnéticas de ambas polaridades registradas en las Formaciones Mitu y Pipirai.

En cuanto a la columna del Grupo Paganzo estudiada a lo largo de 7 kilómetros de la Ruta Nacional 40, un poco más allá de Puerto Alegre y entre esta localidad y los Tambillos (Hoja Villa Unión, La Rioja), cubre continuamente

bastante más de 100 metros; la misma fue asignada por de Alba, 1954, al Pérmico (Paganzo II, Sección Media del Grupo Paganzo según Azcuy y Morelli, 1970), mientras que por Bonaparte et al., 1967, al Triásico Inferior (Paganzo III, Sección Superior del Grupo Paganzo). Los resultados paleomagnéticos obtenidos (todas las muestras acusaron remanencias magnéticas estables de polaridad normal), sugieren para dicha columna una edad post-Kiaman, lo cual equivaldría a asignarle una edad más reciente que Pérmico alto (Tatariano Superior), o bien que Triásico bajo (Scytiano Inferior), según sea el criterio utilizado para fijar el cierre del Intervalo Kiaman sobre la base de la información discutida más arriba.

Las vulcanitas del Choiyolitense, de las inmediaciones de Nihuil, presentan remanencias magnéticas de ambas polaridades, predominando netamente las normales, Valencio, 1969 y Vilas, 1969; en el primero de estos trabajos se sugirió una edad para estas magmatitas, que contemplando las evidencias geológicas, fuera coherente con este resultado, asignándoles de acuerdo a lo conocido entonces del Intervalo Kiaman, edad triásica inferior baja o bien pérmica superior, indicando que otras evidencias hacían más probable a la primera de ellas. De acuerdo a lo conocido estas magmatitas se apoyan en discordancia sobre la Formación Cochicó (Pérmico Inferior, 276 ± 13 m.a.), y están cubiertas por la Formación Puesto Viejo (Anisiano Inferior, Triásico Medio bajo), Dessanti, 1956; Dessanti y Caminos, 1967; González Díaz, 1964, y Bonaparte, 1966. Teniendo ello en cuenta, recordando lo hasta aquí expuesto para el cierre del Intervalo Kiaman y dada la neta predominancia de polaridades magnéticas normales en estas magmatitas, se infiere que su edad debe ser más reciente que Pérmico alto (Tatariano Superior) o bien que Triásico bajo (Scytiano Inferior), es decir, edad post-Kiaman.

El cierre de Intervalo Magnético Kiaman, según el registro paleomagnético de rocas de América del Sur, es coherente con la información de otros países y continentes, en cuanto debería haber ocurrido en el Pérmico Superior o en el Triásico Inferior; sin embargo la imprecisión en la edad geológica de aquellas formaciones que lo definen no permite sugerir cuál de dichas edades es la más probable.

El análisis del cuadro 6 indica que ya las formaciones de edad triásica inferior presentan remanencias de ambas polaridades.

Conclusiones

La información paleomagnética disponible hasta la fecha de Australia, la Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas, América del Norte, Europa (con exclusión de Rusia), y Africa, sugiere que el campo magnético terrestre tuvo características excepcionales en el Paleozoico Superior: el sentido de su vector representativo se mantuvo opuesto al que presenta actualmente, por un período del orden de los 50 millones de años. Los estudios paleomagnéticos realizados con unidades geológicas de América del Sur de dicha edad confirman esta evidencia. Luego, este período, conocido con el nombre de Intervalo Magnético Kiaman, puede ser utilizado como elemento de referencia estratigráfico de alcance global.

La ubicación de este Intervalo dentro de la escala del tiempo varía según sea el criterio aceptado para su definición. De acuerdo al sustentado por Irving y Parry, 1963, e Irving, 1966, dentro de este Intervalo (Paleozoico Superior), el campo magnético terrestre mantuvo invariablemente su polaridad reversa. De acuerdo al criterio de Khramov, 1967, el Intervalo Magnético de Kiaman se definiría como aquel del final del Paleozoico, en el cual el campo magnético terrestre tuvo predominantemente polaridad reversa, pero en el que

se presentan sendos períodos cortos de polaridad normal, en el Moscoviano y en la transición Carbónica-Pérmica.

El autor prefiere adoptar el criterio sustentado por Irving y Parry, 1963, no sólo por el hecho de ser el primero en enunciarse, sino porque utilizado como elemento de referencia estratigráfica ofrece menos complicaciones; sin embargo no desconoce que de acuerdo al mismo, si en el futuro apareciera algún período de polaridad normal dentro del Intervalo Magnético Kiaman, habría que proceder a una redefinición del mismo.

Adoptado este criterio, la información paleomagnética disponible de los distintos países y continentes ya citados, si bien coincide en indicar la existencia del Intervalo y en definir su inicio, ofrece ciertas discrepancias menores en cuanto a la edad precisa del cierre del mismo.

Así, el comienzo del Intervalo Magnético Kiaman se debería fijar en la transición Carbónica-Pérmica, en la cual de acuerdo a la información de la Unión Soviética, en parte avalada por la de Estados Unidos de América del Norte (Formaciones Supai y Dunkard), se presentaría un breve período de polaridad normal. En este caso la Reversión Paterson (Irving, 1966), no constituiría el inicio del Intervalo, y la misma podría correlacionarse con alguno de los períodos de polaridad normal definidos en el Carbónico Superior de los Estados Unidos de América del Norte (Missouriano-Desmoinesiano), y con el presente en el Moscoviano o con algunos de los comprendidos en la Zona Debal'tseva (Namuriano-Bashkiriano), en la Unión Soviética.

En cuanto al cierre del Intervalo Magnético Kiaman, la información disponible permite ubicarlo, sin dudas pero sin precisión, en el período Pérmico alto-Triásico bajo. En efecto los estudios realizados en la Unión Soviética indican que ya en el Tatariano Superior se inicia la denominada zona Illawarra,

que pone fin en ese país a dicho Intervalo; la información disponible de los Estados Unidos de América del Norte sugiere que el cierre estaría ubicado en el Pérmico más alto o en el Triásico bajo (Scytiano Inferior), mientras que la restante (Australia, Europa, América del Sur y África), si bien es coherente con las interpretaciones anteriores, no permite mejorar el conocimiento acerca de la ubicación precisa del mismo. Es posible que esta discrepancia entre la información de la Unión Soviética y la de Estados Unidos sea sólo aparente y se origine en un desajuste menor en las secciones estratigráficas de los países citados.

Las edades radimétricas que acompañan a algunos estudios paleomagnéticos de Australia, Europa, y Unión Soviética, permiten ubicar mejor en la escala del tiempo el Intervalo Magnético Kiaman.

En nuestro país, la aplicación de los conceptos hasta aquí vertidos, permiten: i) avalar la edad geológica (pérmica), asignada a las columnas de la Sección Media del Grupo Paganzo (Piso II de los Estratos del Paganzo), muestreadas en las localidades de Los Colorados y Huaco; ii) indicar que la edad de la columna del Grupo Paganzo estudiada a lo largo de la Ruta Nacional 40, entre Puerto Alegre y Los Tambillos, próximo a Villa Unión, es más joven que Pérmico alto (equivalente al Tatariano Superior), o bien que Triásico bajo (Scytiano Inferior), y iii) sugerir para las vulcanitas asociadas al Choiyolitense de las inmediaciones del Nihuil, una edad post-Pérmico alto o bien post-Triásico bajo.

Agradecimientos. — El autor agradece a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, por la ayuda recibida que ha hecho posible la realización de este trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alba, E. de, 1954. *Descripción geológica de la Hoja 16c, Villa Unión (Provincia de La Rioja)*. Boletín Dirección Nacional de Minería, Argentina, 82, 1-71.
- Azcuy, C. L. y Morelli, J. R., 1970. *Geología de la Comarca Paganzo-Amaná. El grupo Paganzo, Formaciones que lo componen y sus relaciones*. En prensa.
- Bonaparte, J. F., 1966. *Cronología de algunas formaciones Triásicas Argentinas basada en restos de tetrápodos*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXI, 1, 20-38.
- Bonaparte, J. F.; Pascual, R. y Stipanovic, P. N., 1967. *Geology of the Upper Paleozoic and Triassic continental formations of Cerro Bola-Ischigualasto-Talampaya-Gualo Basin, (San Juan and La Rioja Provinces)*. I International Symposium on Gondwana Stratigraphy and Paleontology; Guide Book nº 2, Excursion 1ª, 1-16, Argentina.
- Collinson, D. A. y Runcorn, S. K., 1960. *Polar wandering and continental drift; evidence from palaeomagnetic observations in the United States*. Bull. Geol. Soc. Am. 71, 915-958.
- Creer, K. M., 1962. *Palaeomagnetic data from South America*. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity XIII, 3-4, 154-165.
- Creer, K. M., 1964. *Palaeomagnetism and the results of its application to South American rocks*. Boletín Paranaense de Geografía, 11-15, 93-138.
- Creer, K. M., 1970. *Palaeomagnetic Survey of South American rocks, Parts I to V*. Phil. Trans. Royal Soc., en prensa.
- Creer, K. M., Embleton, B. B. J., y Valencio, D. A., 1969. *Comparison between the Upper Palaeozoic and Mesozoic palaeomagnetic poles for South America, Africa and Australia*. Earth and Planetary Science Letters, 7, 288-292.
- Creer, K. M., Embleton, B. B. J. y Valencio, D. A., 1970. *Permo-Triassic and Triassic palaeomagnetic data for South America*. Earth and Planetary Science Letters, 8, 173-178.
- Dessanti, R. N., 1956. *Descripción Geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Prov. de Mendoza)*. Dirección General de Minas, Bol. 85, Buenos Aires.
- Dessanti, R. N. y Caminos, R., 1967. *Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de*

- algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael. Rev. Asoc. Geol. Argentina, XXII, 2.
- Doell, R. R., 1955. *Palaeomagnetic study of rocks from the Grand Canyon of the Colorado River*. Nature, 176, 1167.
- Embleton, B. B. J., 1970 a. *Nuevos estudios paleomagnéticos del Neopaleozoico (Paganzo II) de la República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, XXV, 1, 103-110.
- Embleton, B. B. J., 1970 b. *Resultados paleomagnéticos del basalto de la base de la Formación La Colina, (Paganzo Medio), Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, 3, 347-351.
- Farrell, W. E. y May, B. T., 1969. *Paleomagnetism of Permian Redbeds from the Colorado Plateau*. Journal Geophys. Res., 74, 6, 1495-1504.
- González Díaz, E. F., 1964. *Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d, San Rafael y zona occidental vecina, Prov. de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, XIX, 3.
- Graham, J. W., 1955. *Evidence of polar shift since Triassic time*. Journ. Geophys. Res., 60, 329-347.
- Heim, A., 1952. *Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan, Jachal y Huaco*. Rev. Asoc. Geol. Arg., VII, 1, 21.
- Helsey, C. E., 1965. *Paleomagnetic results from the Lower Permian Dunkard Series of West Virginia*. Journ. Geophys. Res., 70, 413-424.
- Irving, E., 1964. *Paleomagnetism and its application to Geological and Geophysical problems*. J. Wiley & Sons, New York.
- 1966. *Paleomagnetism of some Carboniferous rocks from New South Wales and its relation to geological events*. Journal Geophys. Res., 71, 6025-6051.
- Irving, E., y Parry, L. G., 1963. *The magnetism of some Permian rocks from New South Wales*. Geophys. Journal, 7, 395-411.
- Khramov, A. N., 1967. *The earth's magnetic field in the late Paleozoic*. Izv. Akad. Nauk. U.S.S.R., Earth Physics Ser. 86-103.
- Kintzinger, P. R., 1957. *Paleomagnetic Survey of Triassic rocks from Arizona*. Bull. Geol. Soc. Am., 68, 931-932.
- Kulp, J. L., 1961. *Geologic time scale*. Science, 133, 1105-1114.
- Mc Elhinny, M. W., 1968 a. *Notes on Progress in Geophysics. Palaeomagnetic Directions and Pole Positions -VIII*. Geophys. Journal, Royal Astr. Soc., 15, 409-430.
- 1968 b. *Notes on Progress in Geophysics. Palaeomagnetic Directions and Pole Positions -IX*. Geophys. Journal, Royal Astr. Soc., 16, 207-224.
- 1969 a. *The palaeomagnetism of the Permian of South East Australia and its significance regarding the problem of Intercontinental correlation*. Spec. Publish. Geol. Soc. Aust., 2, 61-67.
- 1969 b. *Notes on Progress in Geophysics. Palaeomagnetic Directions and Pole Positions -X*. Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., 19, 305-327.
- Mc Elhinny, M. W. y Opdyke, N. D., 1968. *Paleomagnetism of some Carboniferous Glacial varves from central Africa*. Journ. Geophys. Res., 73, 689-696.
- Mc Elhinny, M. W., Briden, J. C., Jones, D. L. y Brock, A., 1968. *Geological and Geophysical implications of Paleomagnetic results from Africa*. Reviews of Geophysics, 6, 2, 201-238.
- Mc Mahon, B. E., y Strangway, D. W., 1967. *Kiaman Magnetic Interval in the western United States*. Science, 155, 1012-1013.
- 1968 a. *Investigation of Kiaman Magnetic Division in Colorado redbeds*. Geophys. Journ., 15, 3, 285.
- 1968 b. *Stratigraphic implications of paleomagnetic data from Upper Paleozoic-Lower Triassic Redbeds of Colorado*. Bull. Geol. Soc. Am., 79, 417-428.
- Mercaton, P. L., 1926. *Inversion de l'inclinaison magnétique terrestre aux ages géologiques*. Terr. Magn. Atmos. Elect., 31, 187-190.
- Opdyke, N. D., 1964. *The paleomagnetism of the Permian redbeds of South west Tanganyika*. Journ. Geophys. Res., 69, 2477-2487.
- Picard, M. D., 1964. *Palaeomagnetic correlation of units within Chugwater (Triassic) Formation West-Central Wyoming*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 48, 269-291.
- Robertson, W. A., 1964. *Palaeomagnetism of the Monzonite Porphyry from Milton, New South Wales*, Pure and Appl. Geophys., 59, 93-99.
- Valencio, D. A., 1965. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético del basalto de la Barda Negra, Pcia. del Neuquén*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XX, 1, 7-28.

-- 1969. *El paleomagnetismo de una formación magmática del Suroeste de la Provincia de Mendoza.* Actas IV^{as} Jornadas Geológicas Argentinas, Tomo II, 375-396.

Vilas, J. F., 1969. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético de algunas formaciones Triásicas del Sudoeste de Mendoza.* Actas IV^{as} Jornadas Geológicas Argentinas, en prensa.

Wensink, H., 1968. *Palaeomagnetism of some Gondwana red beds from central India.* Palaeoclim., Palaeoecol., 5, 323-343.

Wensink, H., y Klootwijk, C. T., 1968. *The paleomagnetism of the Talchir Series of the Lower Gondwana System central India.* Earth and Planetary Science Letters, 4, 3, 191-196.

Recibido el 23 de julio de 1970.

GEOLOGIA DE LA COMARCA PAGANZO-AMANA EL GRUPO PAGANZO FORMACIONES QUE LO COMPONEN Y SUS RELACIONES

POR CARLOS L. AZCUY * Y JORGE R. MORELLI *

RESUMEN

En la primera parte de este trabajo se reseñan críticamente los aportes más importantes al conocimiento del "Paganzo" dando los fundamentos para el establecimiento de una unidad litoestratigráfica mayor, el Grupo Paganzo. Se hacen consideraciones acerca del valor del nombre elegido y se señala la extensión areal del grupo y los límites de su cuenca de deposición. En la segunda parte se describe la geología del área tipo, poniendo especial interés en las sedimentitas incluidas en el grupo aquí propuesto, las cuales son divididas en tres formaciones: Lagares, La Colina y Amaná. Se discuten las relaciones estratigráficas entre estas formaciones y se incluye un perfil detallado del grupo en su localidad tipo. La presentación de un cuadro de correlación entre las unidades formacionales que dentro de la cuenca se consideran pertenecientes al grupo, complementa la información. Finalmente se hace referencia a la posible procedencia del material que formó las unidades y a sus ambientes de sedimentación.

ABSTRACT

In the first part of the present paper, the most important contributions to the knowledge of the "Paganzo" are critically reviewed. The reasons for establishing a major lithostratigraphic unit: the Paganzo Group are considered while. The importance of the name is pointed out. The boundaries of the extension of the group are also given. In the second part the geology of the type area is described, with special reference to the sedimentites included in the group which is proposed by the authors. These sedimentites are divided into three formations: Lagares, La Colina y Amaná, whose stratigraphic relations are discussed. A detailed section from the type locality and a table of correlations between the different formational units belonging to the group are given. Finally the likely source of the material which constitutes the units and their sedimentary environments are considered.

I. INTRODUCCION

Hace algún tiempo estudiamos separadamente la geología de dos sectores de la comarca Paganzo-Amaná y en virtud de la coincidencia de las observaciones efectuadas, como por el hecho de tener problemas pendientes de solución, unimos nuestros esfuerzos para

revisar y complementar el mapeo, extendiendo las observaciones al norte e integrando ambos sectores.

Este trabajo intenta contribuir a esclarecer los conocimientos que hasta el presente se tienen sobre los terrenos mencionados en la literatura como "Estratos de Paganzo". El objetivo principal es proponer la creación de un grupo, en el cual incluimos las unidades equivalentes u homologables con la entidad establecida por Bodenbender

* Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires.

(1911) y describir la geología de la comarca que proponemos como área tipo.

Basados en nuestras propias observaciones y en las de otros autores, adecuamos a la nomenclatura en uso la unidad citada ¹.

Al intentar denominar y correlacionar las formaciones mapeadas, nos enfrentamos con una literatura considerablemente extensa y en oportunidades confusa, cuando no polémica, procuramos analizarla tratando de distinguir entre los elementos objetivos y especulativos que fueron aportados por diversos autores. Tal distinción no es sencilla, especialmente en trabajos antiguos, debido al inconveniente que ofrecen términos geológicos cuya acepción ha sido modificada.

Al abordar los problemas pendientes de solución, determinamos la existencia del Piso III de los Estratos de Paganzo de Bodenbender y la presencia de una discordancia entre éste y el Piso II del mismo autor.

En la comarca Paganzo-Amaná las capas que Bodenbender denominara Piso III, presentan características litológicas distintivas que permiten diferenciarlas como unidad mapeable o formación.

Al definir una nueva unidad litoestratigráfica, el Grupo Paganzo, es nuestra intención actualizar su valor conceptual, diluido entre los nombres formacionales con que se mencionan las distintas partes de esta sucesión. Para ello trataremos de precisar la extensión de su área deposicional, sus límites estratigráficos y acotar su edad.

II. ORIGEN, IMPORTANCIA Y VIGENCIA DEL NOMBRE

La primera mención de los terrenos que nos ocupan bajo el nombre de Es-

¹ El establecimiento de nuevas unidades litoestratigráficas se ha hecho procurando seguir las normas establecidas por el Code of Stratigraphic Nomenclature (American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1961).

tratos de Paganzo, fue hecha por Stappenbeck (1910, p. 39) para referir "los depósitos terrestres de la Precordillera", compuestos de "arkose, pizarra bituminosa, arenisca y conglomerado", que se hallan sobrepuestos por la llamada "formación rhética" ², actualmente subdividida en varias formaciones asignadas al Triásico medio alto.

Esta mención incidentalmente efectuada primero por Stappenbeck para el ámbito precordillerano, surgió del acuerdo entre este autor y Bodenbender (1912, p. 67) para designar un conjunto de sedimentitas aparentemente continuas que abarcan más de un período. Este último autor (quien con anterioridad realizara estudios tanto en la Precordillera como en las Sierras Pampeanas) halló la sucesión típicamente desarrollada en la localidad de Paganzo (Provincia de La Rioja), dividiéndola por sus caracteres petrográficos en tres partes o "pisos" (op. cit., p. 39), por resultarle imposible dar a cada uno su posición exacta en la escala cronológica.

Esta circunstancia lo llevó a dar un nombre cognográfico a la sucesión, abandonando el de "formación Permo-Carbón" que utilizara para este conjunto hasta ese momento (Bodenbender 1896, p. 216 y 223).

Como vemos, los Estratos de Paganzo fueron original y simultáneamente reconocidos en las Sierras Pampeanas (que entonces también incluían las posteriormente llamadas Traspampeanas, Harrington 1956 y Turner 1962) y en la Precordillera, por dos autores que llevaban efectuados extensos relevamientos regionales en esos ambientes, fijando uno de ellos, Bodenbender, la locali-

² Los autores alemanes que a principio de siglo establecieron los lineamientos básicos de la geología de nuestro país, acostumbraban dividir los terrenos que estudiaban de manera tal, que cada una de sus "formaciones" incluyera un período o por lo menos un piso generalmente ya bien establecido en Europa.

dad de Paganzo como lugar típico para esos terrenos.

Desde que Bodenbender publicara en 1911-1912 la síntesis de sus conocimientos sobre los Estratos de Paganzo, numerosos trabajos posteriores han corroborado la existencia de relaciones naturales y rasgos físicos comunes entre los diversos afloramientos de esa pila sedimentaria.

En esos trabajos se establecieron nuevas formaciones (ver cuadro de correlación de unidades formacionales), en parte porque características locales impedían una segura correlación con las distintas secciones de aquellos estratos, y en parte por faltar una definición formal de los mismos.

Sin embargo queremos llamar la atención sobre un hecho fundamental, y es que para señalar de manera fácilmente entendible las relaciones de orden regional de estas nuevas formaciones, siempre fueron referidas u homologadas a los Estratos de Paganzo, a alguno de sus "pisos", o más escuetamente al "Paganzo".

III. FUNDAMENTOS DEL GRUPO

Es muy probable que la génesis del "Paganzo", haya obedecido a procesos geológicos y climáticos que evolucionaron de un modo esencialmente similar y simultáneo, en toda la amplia comarca sobre la cual se extienden sus afloramientos.

La misma pudo estar subdividida en cubetas más o menos aisladas, lo cual habría motivado la aparición de las características faciales que se señalan para algunas partes de esta secuencia, en las distintas regiones donde aflora.

El modo de evolución de estos procesos adquiere gran importancia si se tiene en cuenta que no sucede lo mismo con los terrenos que se sobreponen y subyacen a los Estratos de Paganzo.

Pensamos que la notable coincidencia de tantos autores antes señalada, tie-

ne parte de su explicación en el acierto con que Bodenbender impusiera los límites litoestratigráficos a esa espesa sucesión de estratos, que para él comprendía desde "el carbonífero hasta el rético (excl.)" (Bodenbender 1912, p. 39).

Es obvio que en lo interpretativo la obra ha perdido actualidad, particularmente en las asignaciones de edad, pero pronto advierte el lector que la mayoría de sus unidades fueron fundadas sobre la base de un conjunto de características observables en el terreno (distribución, morfología, litología, estructura, etc.) que las hace perdurar más allá de dichas interpretaciones.

Al analizar los trabajos de aquellos autores que se han ocupado del "Paganzo", surge claramente que el motivo principal para que la denominación Estratos de Paganzo se haya mantenido durante más de cincuenta años, como la forma más directa de referirse a estos terrenos, reside en que tal denominación les ha conferido carácter de "unidad" o grupo, expresando las relaciones que vinculan a todos esos terrenos que tienen en común significativos rasgos litológicos.

Por las razones expuestas creemos conveniente establecer: a) un grupo para reunir las unidades justificadamente homologadas con los Estratos de Paganzo y b) darle al mismo el nombre Paganzo, evitando que el verdadero "apellido" de todas las formaciones homologadas con los estratos de Bodenbender se desvirtúe o pierda entre los numerosos nombres nuevos.

Así referidas a una unidad litoestratigráfica mayor que exprese sus relaciones, se facilitará el estudio de formaciones a veces con valor local o reconocidas en provincias geológicas distintas, en ocasiones con intercalaciones marinas o con rocas eruptivas, sin que esto desnaturalice el sentido predominantemente sedimentario y continental de la secuencia, conservando en lo esencial la denominación original tan arraigada en nuestro medio y aún en el exterior.

IV. RESEÑA CRÍTICA DE LOS CONOCIMIENTOS SOBRE EL "PAGANZO"

Keidel en 1921 considerando en conjunto el "Paganzo" de Precordillera y Sierras Pampeanas establece los Estratos de La Rioja, dividiéndolos en una parte inferior a la que llama Estratos de Umango, y otra superior: sus Estratos de Paganzo.

A los estratos de Umango los equipara con la parte superior del Piso I de Bodenbender y los subdivide postulando una discordancia interpérmica, dejando por encima a los Estratos de Catuna y por debajo a los Estratos de Jejenes y Estratos de Zonda (éstos últimos equivalentes a los Estratos de Tontal del oeste de la Precordillera, Keidel 1921, p. 260). Con respecto a sus Estratos de Paganzo, Keidel los hace equivalentes a los Pisos II y III de Bodenbender.

Su esquema está apoyado en la existencia de tres discordancias (op. cit., págs. 266 y 267). Ubica la más joven entre los Estratos de Umango y los Estratos de Paganzo (de Keidel), haciéndola corresponder al límite entre los Pisos I y II de Bodenbender. La más antigua la sitúa dentro del Piso I, separando con ella estratos que atribuye al Carbónico inferior, de los Estratos de Umango a los que considera pérmicos. La intermedia es la discordancia interpérmica citada en el párrafo anterior.

Prescindiendo de la edad que él asigna a sus entidades, vemos que de las discordancias que ubica entre ellas, la superior correspondería al contacto entre los Pisos I y II de Bodenbender, diversamente interpretada por otros autores (Turner 1964; Bracaccini 1946a), como discordancia o como relación trasgresiva. Las dos restantes, que quedarían dentro del Piso I de Bodenbender, no han sido reconocidas por los autores que posteriormente se ocuparon de estos terrenos, salvo una cita de leve discordancia erosiva, que podría corres-

ponderse con una de ellas (Bracaccini 1948, pág. 12).

El esquema con el cual Keidel intenta suplantar la interpretación que Bodenbender hiciera de la secuencia, resulta artificial. Su mayor inconveniente, fuera de la validez de las discordancias, es que condiciona la ubicación de estratos gondwánicos dentro de la sucesión a modelos de otros continentes del Hemisferio Sur, donde la secuencia gondwánica comienza en el Pérmico. Así se ve precisado a ubicar tilitas en la base de nuestro Pérmico, inexistentes para Sierras Pampeanas y discutidas en la Precordillera (flanco este), viéndose en la necesidad de suponer discordancias dentro del Piso I de Bodenbender, una de las cuales (la inferior) le es imprescindible para separar su Gondwana del Carbónico Inferior.

Surge pues, que la subdivisión propuesta por Keidel ha perdido validez.

Amos (1954) al describir la geología del flanco oriental de la Sierra Chica de Zonda, agrupa bajo el nombre de Formación Jejenes a las capas neopaleozoicas que Keidel subdividiera en dos secciones: una inferior, compuesta por depósitos glaciales, los Estratos de Zonda y otra superior con restos vegetales, los Estratos de Jejenes.

Este autor integra el perfil tipo de la Formación Jejenes con los afloramientos expuestos en las quebradas Grande, Jejenes y de La Mina. En él se describen tres niveles de tilitas y restos vegetales a veces bien conservados, agregándose una discusión sobre el valor de los fósiles hallados en esa y otras comarcas hasta esa fecha.

Frenguelli en 1943 publicó el primer hallazgo de *Rhacopteris ovata* (Mc. Coy) Walk. en el Piso I de los Estratos de Paganzo, en la Mina El Tupe cerca de Villa Unión.

Al año siguiente, al ocuparse del perfil del Cerro Guandacol, señala varios niveles de carbón en la parte superior

del Piso I de Bodenbender y sobre la base de "estos niveles y el carácter general de los sedimentos que la forman" (Frenguelli 1944, p. 258), propone nominar esta sección superior Estratos del Tupe y la inferior (del mismo Piso I) Estratos de Guandacol.

Refiriéndose a las dos unidades, destaca que mantienen "los rasgos esenciales que caracterizan los afloramientos del "piso I" en los parajes más típicos descritos por Bodenbender" (op. cit., p. 223) y señala que las diferencias en las distintas localidades son sólo subalternas e indicadoras de deposición "en una vasta cuenca, posiblemente en un amplio bolsón, con diferenciación de sectores de profundidad diferente y de zonas más o menos próximas a los relieves circundantes" (op. cit., p. 223). Como surge de esta referencia, el autor parece entrever las razones por las que, a pesar de tener variaciones locales, los afloramientos que constituyen la secuencia paganciana se integran en un solo fenómeno sedimentario.

Con respecto a la relación estratigráfica de las secciones por él reconocidas dentro del Piso I, señala que se componen de una sucesión continua de capas concordantes. Esta opinión ha sido confirmada recientemente por Cuerda (1967, p. 9).

Frenguelli (1946), al realizar observaciones en la Quebrada de La Herradura (=Quebrada Agua de Los Burros)¹, hace la primera mención de capas marinas fosilíferas del Carbónico, en la parte superior del Piso I de los Estratos de Paganzo y da relación discordante entre los Estratos de Patquía y los Estratos del Tupe, ya insinuada en su trabajo de 1944.

Estos últimos son objeto de un detallado análisis por su interesante contenido paleontológico y el autor los confirma como una entidad propia vinculada a los acontecimientos causantes de la ingresión, a pesar de unirse "por

transición con los subyacentes Estratos de Guandacol" (1946, p. 324).

Los nombres acuñados por Ramaccioni-Frenguelli, fueron posteriormente adecuados por Cuerda (1965, p. 82) a las normas recomendadas por el C.N.E., como Formación Guandacol y Formación Tupe. El mismo autor en 1967 publica la diagnosis estratigráfica de la Formación Guandacol.

Frenguelli (1949a) al estudiar el perfil de la Cortadera, propone nuevas modificaciones a la nomenclatura del Piso I. En esta secuencia divide a sus Estratos del Tupe en cuatro secciones, a las que denomina de abajo hacia arriba: a) Estratos de la Cortadera, con *Lepidodendron australe* (Mc. Coy) Walton; b) Estratos del Tupe, ahora restringidos sólo a niveles con *Rhacopteris ovata* (Mc. Coy) Walk.; c) Estratos del Arroyo de La Salamanca, con *Sphenopteris* y *Neuropteris* y d) Estratos del Agua Colorada, estériles.

Como fuera señalado por Cuerda *et al.* (1968), esta subdivisión carece de suficiente fundamentación por apoyarse en datos paleoflorísticos de ejemplares no descritos ni ilustrados, que en una revisión posterior no resultaron atribuibles a los géneros mencionados (op. cit., p. 266) y por no corresponderse con variaciones litológicas, lo que anula su valor como unidades formacionales.

En su trabajo de 1946 Frenguelli, en una llamada a pie de página (p. 315), propone el nombre Estratos de Patquía para las capas que Bodenbender denominara Piso II, tomando como localidad tipo. Los Colorados de Patquía "donde esta característica formación continental está particularmente desarrollada". En esa misma oportunidad analiza el perfil del Cerro Colorado de La Antigua, discutiendo el hallazgo de *Palaeonodonta ramaccionii* Freng. y *Dadoxylon* para la valoración de la edad de estos estratos (op. cit., p. 352 y siguientes).

Posteriormente (1949b, p. 160) vuelve a considerar la edad de capas corres-

¹ Nombre utilizado por los vecinos del lugar.

pondientes al Piso II de Bondenbender al referirse al hallazgo de *Barakaria dichotoma* (Feistm.) Sew. et Sahni en los Estratos del Arroyo Totoral, en la Sierra de Los Llanos (Bracaccini 1946a.).

Cuerda (1965, p. 82) confiere a los Estratos de Patquía el rango de formación de acuerdo al C.N.E.

Furque (1956-58-63a y 63b) en la parte septentrional de la Precordillera, propone para los terrenos carbónicos de esa región, dos unidades litoestratigráficas con los nombres de Volcán y Panacán.

Para una mejor comprensión de la distribución de estas unidades, haremos una breve referencia a la extensión areal de las sedimentitas que incluimos en el Grupo Paganzo. Consideramos a las mismas circunscriptas a una cuenca, cuyos límites obedecen a eventos geotectónicos y rasgos paleogeográficos mayores, cuya fundamentación es objeto de un trabajo en preparación¹, del que aquí adelantamos un mapa paleogeográfico (Lámina I).

La cuenca del Grupo Paganzo se halla limitada al oeste por una dorsal o elemento estructural positivo (actualmente denominado Precordillera Acádica, Baldis-Chebli 1969), que fuera insinuado por Bracaccini (1946 b, p. 116), posteriormente señalado por Amos-Rolleri (1964, p. 63) y refirmado por Rolleri-Baldis (1969).

Furque (1958, p. 254) también insinúa su existencia para la zona precordillerana al norte del Río Jáchal. En esta comarca su ubicación habría seguido los lineamientos de las actuales sierras del Volcán y La Punilla.

Esta dorsal sirve de límite a dos áreas deposicionales bien diferenciadas, siendo la oriental el lugar de formación de los estratos del Grupo Paganzo en la Precordillera.

¹ Este trabajo será presentado por los autores en el Segundo Simposium de Estratigrafía y Paleontología del Gondwana bajo el título: *The Paganzo Basin*.

Furque (1956), al describir las sedimentitas carbónicas del flanco occidental de la Precordillera (algo al norte de Malimán), las reúne bajo el nombre de Formación Volcán diciendo que se trata de "un gran número de afloramientos en cuencas aisladas, que no tienen una relación evidente entre ellos, pero que, de acuerdo con su contenido paleontológico, se los podría ubicar en el Carbónico inferior a medio" (op. cit., p. 58).

Ese mismo autor toma el nombre de la Vega Volcán donde las capas son portadoras de una abundante flora y fauna y describe un perfil en la Quebrada de Chavela, separando los depósitos en una sección inferior en cuyo techo aparecen capas marinas y otra superior de origen continental que en trabajos posteriores denominó Formación Panacán.

Estas secciones se hallan en relación anormal (observación de campo), pero el autor se inclina a "considerar los dos conjuntos como separados por una discordancia angular, discordancia que estaría oculta en la región en estudio por fractura de fuerte rechazo" (op. cit., p. 66), sustentando esta opinión en las particularidades que presenta cada sección y comparándola con la discordancia intracarbónica citada para Barreal por otros autores.

Como lo indicara Furque (1958), el carácter de los terrenos carbónicos en el área del Río Blanco (Cuenca Malimán-Carrizalito de este autor), es muy distinto del que presentan en la cuenca oriental (Cuenca de Paganzo), tanto desde el punto de vista litológico (op. cit., p. 240-41) como estructural (op. cit., p. 253-54), mencionando en la primera complicación tectónica y discordancia (intracarbónica) entre sus formaciones Volcán y Panacán (op. cit., p. 256)².

² Recientemente Scalabrini Ortiz ha confirmado la existencia de esta discordancia intracarbónica para la región del Río Blanco, proponiendo dividir el Carbónico marino del oeste

PALEOGEOGRAFIA Y UNIDADES GEOTECTONICAS DURANTE LA DEPOSICION DEL GRUPO PAGANZO

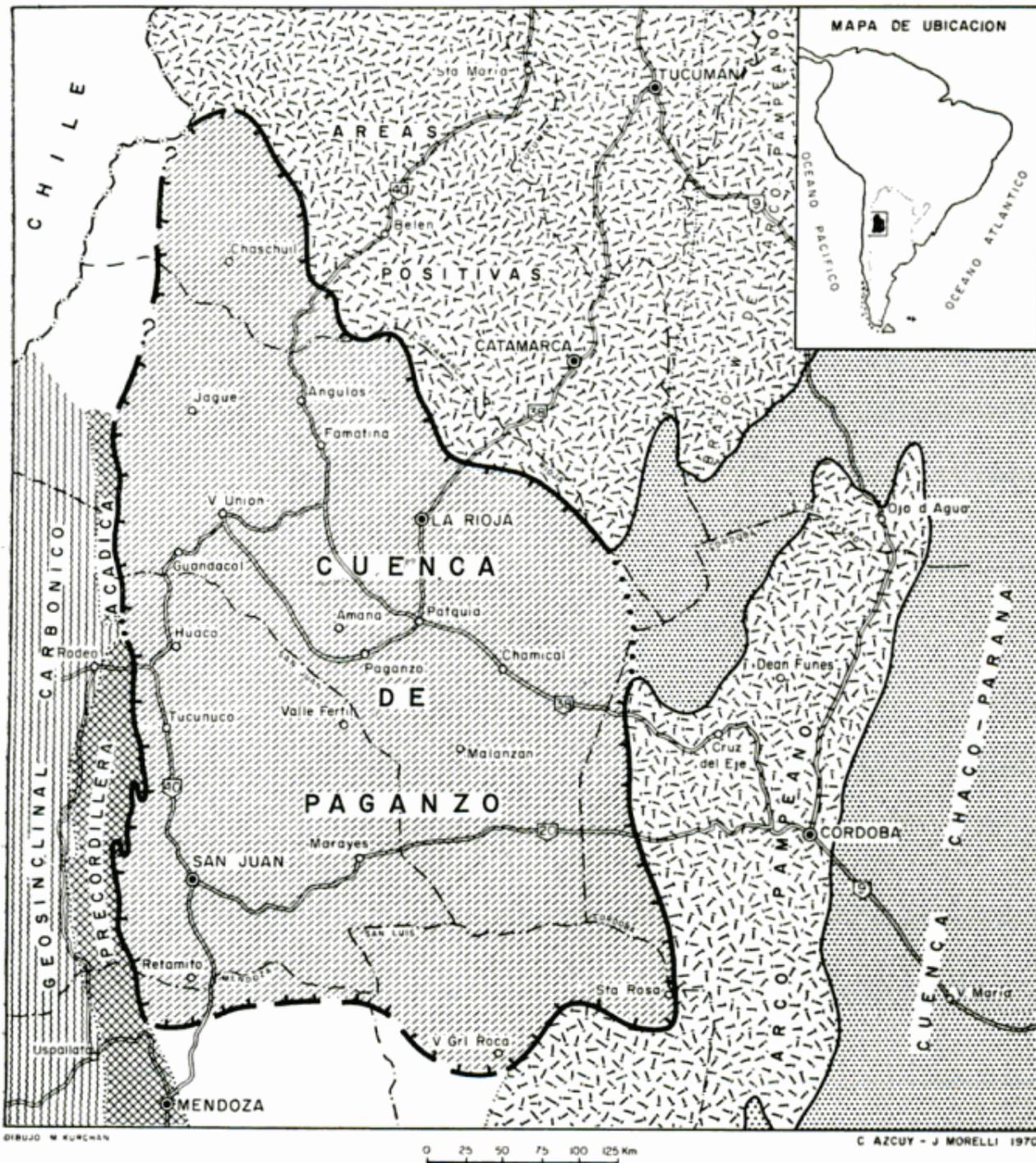


Lámina I

Para la Formación Volcán en la cuenca oriental o paganciana, Furque señala depósitos continentales y marinos con mayor desarrollo de los primeros, concluyendo que las capas marinas corresponden a una única ingresión (1958, p. 252 y 1963a, p. 58), que homologa con la que aparece en la Quebrada de La Herradura en la parte superior de la Formación Tupe. Según el autor mencionado, en esa área estas capas marinas acompañan siempre a los depósitos carbónicos y sobre ellas siguen en concordancia sedimentitas continentales atribuidas al Carbónico superior y Pérmico.

Al ocuparse de la correlación de su Formación (1963a, págs. 54-55), no vacila en homologar los perfiles por él descriptos para la región oriental, ya dentro de la Cuenca de Paganzo, con los de la Ciénaga del Vallecito y la Quebrada de La Herradura (Frenguelli 1946), considerándolos compuestos por sedimentitas homotáxicas que han rellenado la misma cuenca, e indicando que su similitud es total. Agrega que su Formación Volcán (incompleta en su parte inferior por supresión tectónica en toda el área) corresponde indudablemente a la parte superior de los Estratos de Guandacol y a la parte inferior de los Estratos del Tupe de Frenguelli, optando por incluir su conjunto sedimentario bajo un solo nombre formacional "ante la imposibilidad de poder separar en forma neta en todos los afloramientos de la Hoja, los correspondientes a cada uno de los grupos arriba indicados, hecho que hubiera exigido un trabajo de detalle, con levantamiento de perfiles parciales y dado que no siempre es posible encontrar una flora que permita diferenciar lo que se denomina Estratos de Guandacol de los Estratos del Tupe" (1963a, p. 54-55).

Según el mismo autor, los estratos

de la Sierra de La Punilla en dos formaciones a las que nomina Malimán y Cortaderas (Sabbattini y Noirat 1969, p. 110).

de la Formación Panacán se hallan limitados en su base y en relación concordante, por las capas de la ingresión marina y pasan hacia arriba en transición a la Formación Ojo de Agua (Piso II de los Estratos de Paganzo de Bodenbender, Furque 1963a, p. 58-59), no faltando en ninguno de los perfiles por él descriptos para esta área.

Se componen de arcosas blanquecinas con lentes de arcilitas carbonosas, que pasan a areniscas rosadas y lutitas rojizas más abundantes en los términos superiores. El espesor atribuido por Furque a la Formación Panacán (500-700 m) corresponde en su mayor parte a la sección superior de la Formación Tupe (como él mismo lo dejara implícito) y el resto a la Formación Patquía. Esto se debe a la indeterminación con que los distintos autores establecen la base del Piso II de Bodenbender, en razón de tratarse de una transición insensible.

Mientras este autor indica concordancia en el pasaje a la Formación Patquía en todos los perfiles, Frenguelli en la Quebrada de La Herradura señala relación discordante. Llama la atención que en esa quebrada, queden sólo pocos metros (que corresponderían a la Formación Panacán) entre las capas marinas y las capas rojas del Piso II de los Estratos de Paganzo, mientras en los perfiles de Trapiche, Volcán, etc., Furque señala más de 500 m.

Dilucidar esta relación es muy difícil, lo mismo que afirmar una o más ingresiones. Para el análisis de esta discutida relación entre las secciones inferior y media del Grupo Paganzo, resulta interesante señalar una fotografía de Turner (1964, Lám. III, Fig. 2) de la localidad de Las Trancas, donde se ve chocar las capas de sus formaciones Agua Colorada y de La Cuesta (relación interpretada por Groeber como discordancia - Groeber 1940 en Turner 1964); este autor en otras localidades del área observó "seudocordancia (discordancia de erosión)" (op. cit., p. 39).

Esta relación entre las secciones inferior y media del Grupo Paganzo, fue observada en otros lugares por otros autores como "concordante", interpretando unos u otros alternativamente concordancia o pseudoconcordancia. Pensamos que la variación facial de estas entidades estuvo vinculadas a modificaciones climáticas que bien pudieran relacionarse con movimientos diastrosóficos difíciles de detectar.

Aunque Furque no lo diga explícitamente, es indudable que sus formaciones Volcán, Panacán y Ojo de Agua¹ son equiparables al "Paganzo", teniendo en cuenta como dijimos más arriba, que homologa a la primera de ellas con parte de los Estratos de Guandacol y Estratos del Tupe, y asimila la última a los Estratos de Patquía diciendo que "participa de todas las características del clásico Paganzo II de Bodenbender" (Furque 1963a, p. 61).

Cuerda (1967), al efectuar la diagnosis estratigráfica de la Formación Guandacol, da su extensión areal alcanzando los alrededores de la Quebrada de Chavela. De acuerdo al límite occidental propuesto para la extensión del Grupo Paganzo entendemos que las formaciones del Paleozoico Superior definidas al este de la Precordillera Acádica, no deben extenderse al oeste y viceversa por cuanto acontecimientos tectónicos de principal importancia, determinaron la existencia de una dorsal que separó ambientes diferentes a uno y otro lado de la misma.

Es por esto que disentimos con la extensión dada por Cuerda para la Formación Guandacol, siendo válido el mismo razonamiento para las formaciones Volcán y Panacán propuestas por Furque, independientemente de los problemas que surjan para comprender las relaciones entre estas últimas y las formaciones Guandacol y Tupe.

¹ Con respecto a la Formación del Aspero (Furque 1963 a) ver análisis de los antecedentes de la Formación Amaná.

Dichas relaciones deberán ser dilucidadas a la luz de datos que permitan establecer si los binomios Guandacol-Tupe y Volcán-Panacán corresponden o no a sedimentitas depositadas en ambientes locales diferentes.

Bracaccini (1946a) hace un detallado estudio de los afloramientos del "Paganzo" en la Sierra de Los Llanos, reconociendo varias "unidades" litológicas que en conjunto homologa al Piso I de Bodenbender. Estas "unidades" son: Conglomerado Basal, Grupo de la Divisoria, Conglomerado Intermedio, Esquistos Carbonosos y Conglomerado Amarillo Verdoso a Violado.

De acuerdo con el C.N.E. tales nominaciones deben considerarse de carácter informal. Furque (1968, p. 116) designó el conjunto de sedimentitas como Formación Malanzán, considerando que se hallan típicamente representadas en los alrededores de la localidad homónima. Destacamos la conveniencia de mantener unidas aquellas unidades homologables con el Piso I, como también la de separar dentro del Grupo Paganzo una unidad con características faciales restringidas a la Sierra de Los Llanos.

Turner a partir de 1952 realizó el relevamiento de varias hojas geológicas en el Cordón de Famatina (1964 y 1967), agrupando los estratos correspondientes al Piso I de Bodenbender, bajo el nombre de Formación Agua Colorada. Esta Formación es bien reconocida en el ámbito de las Sierras Traspampeanas.

En la Hoja Vinchina, Turner (1964, p. 40) denomina Formación de La Cuesta a más de 1000 m de estratos, correspondientes al Piso II de Bodenbender al que agrega unos 40 m de lutitas y margas que este último autor incluyera en sus Estratos Famatinenses. Las relaciones entre la Formación del Crestón (Turner 1964), los Estratos Famatinenses (Bodenbender 1922 y 1924) y la sec-

ción superior del Grupo Paganzo son discutidas más adelante.

V. EXTENSION AREAL DEL GRUPO

La extensión areal del Grupo Paganzo surge claramente de la distribución geográfica de las unidades formacionales que se presentan en el Cuadro I.

Los afloramientos que integran estas unidades, se hallan vinculados espacialmente por características geológicas comunes que han sido determinadas por rasgos estructurales mayores. Si, como parece, estas relaciones y características se corresponden con un único evento sedimentológico, los depósitos de referencia pertenecerían a una misma cuenca deposicional, aun cuando presenten variaciones locales propias de su especial configuración morfoestructural.

Hacia el oeste los afloramientos se extienden hasta la parte oriental de la Precordillera, donde los depósitos habrían sido limitados por un elemento estructural positivo, la Precordillera Acádica, el cual sirvió para separarlos de un ambiente geosinclinal que produjo sedimentación marina en el flanco oeste de la Precordillera.

Las sedimentitas del Grupo Paganzo se pierden al norte de una línea de dirección sudeste noroeste que pasa por las extremidades meridionales de las

sierras de Ancasti y Ambato, la septentrional de la Sierra de Velasco y las estribaciones meridionales del Cordón de Fiambalá, para finalmente chocar contra La Puna. Al norte de esta línea habría existido, al momento de la deposición del grupo, un área de relieve positivo.

Al este, desde las sierras de San Luis hasta la latitud de las Salinas Grandes, el Arco Pampeano (Padula-Mingramm 1963 en Padula *et al.* 1967) habría constituido otro elemento estructural positivo que sirvió de límite oriental a la propagación de estos depósitos.

Al sur es menos evidente la coincidencia entre la desaparición de los afloramientos y el elemento estructural que la determina. Depósitos aislados se reconocen hasta la latitud del paralelo 33° sur (ver mapa paleogeográfico).

VI. GEOLOGIA DEL AREA TIPO

Como área tipo del grupo hemos elegido la comarca Paganzo-Amaná, por tratarse de dos localidades clásicas mencionadas por Bodenbender para el estudio estratigráfico de sus Estratos de Paganzo.

Ese autor señala la Cuesta de Amaná como uno de los lugares donde por sus distintos colores, puede distinguirse muy bien desde lejos el "límite" entre

CUADRO I

CUADRO DE CORRELACIONES ENTRE LAS UNIDADES FORMACIONALES INCLUIDAS EN EL GRUPO PAGANZO										
FORMACIONES										
	AZCUY-MORELLI 1970	BRACACCINI 1946 & PURQUE-1968	BORRELLI CUERDA 1968	ROSS-HERRST 1968	ROMER-JENSEN 1956	FRENGUELLI 1944 Y 1946 CUERDA 1965	TURNER 1964	PURQUE 1958 Y 1963	AMOS 1954	BODENBENDER 1911
GRUPO PAGANZO	SECCION SUPERIOR	AMANA	GRUPO RIO NEGRO CAUQUENES FANGLOMERADO DE MORADO VALLECITO	LA TORRE	TARJADOS TALAMPAYA	1	DEL CRESTON	DEL ASPERO	2	ESTRATOS DE PAGANZO PISO III
	SECCION MEDIA	LA COLINA					PATQUIA	DE LA CUESTA		
	SECCION INFERIOR	LAGARES	MALANZAN	1	2	2	TUPE GUANDUOL	AGUA COLORADA	PANACAN VOLCAN	

1-Faltan unidades formales 2-Seuencia incompleta

los pisos de sus Estratos de Paganzo (Bodenbender 1912, p. 42).

En las inmediaciones de Paganzo (nombre utilizado por dicho autor para la denominación de esos terrenos, por estar en esa localidad típicamente desarrollados, op. cit., p. 48), se encuentra el perfil propuesto en este trabajo como sección tipo.

CUADRO II

CUADRO ESTRATIGRAFICO DE LA COMARCA PAGANZO-AMANA				
EDAD	FORMACION	LITOLOGIA	ESPESOR EN M	
CENOZOICO	CUARTARIO Y TERCARIO INDISCRIMINADO	ARENAS, GRAVAS Y LIMOS ARENISCAS, LIMOLITAS, TOBAS Y CONGLOMERADOS		
PERMOTRIASICO	AMANA	ARENISCAS MORADAS MEDIANAS Y CONGLOMERADOS FINOS	255 (m.a.)	
PERMICO	LA COLINA	ARENISCAS ROJAS LIMOLITAS OCRE Y CONGLOMERADOS	855	
CARBONICO	GRUPO PAGANZO FORMACION LAGARES	MIEMBRO SUPERIOR	LIMOLITAS PARADOXICAS ARCOSAS ROSADAS	90
		MIEMBRO MEDIO	ARCOSAS SABULITICAS ARENISCAS MICACEAS	500
		MIEMBRO INFERIOR	SUBARCOSAS, ARENISCAS FINAS CON ONDULITAS Y MARCAS DE FONDO, CONGLOMERADOS	95
PROTEROZOICO Y/O PALEOZOICO INFERIOR	BASAMENTO CRISTALINO	ROCAS GRANITICAS Y METAMORFICAS		

VI-1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La comarca está incluida en las sierras Pampeanas y su localización geográfica queda claramente definida si se la refiere a una unidad serrana mayor, la Sierra de Sañogasta. A la altura del paralelo 30, esta sierra se divide en las sierras de Vilgo y Paganzo. Una tercera ramificación al poniente, la Sierra del Cerro Blanco, puede considerarse como una derivación de la Sierra de Vilgo. A la latitud de la ruta provincial n° 26 las tres sierras referidas aparecen como unidades separadas.

Los datos consignados abarcan el extremo sur de la Sierra de Paganzo (al norte del Cerro Yesera), continuando por su flanco occidental hasta poco al sur del Cerro Vilgo; la porción austral de la Sierra de Vilgo (incluyendo como localidad más occidental al poblado de Amaná) y el valle comprendido entre las sierras mencionadas.

Ambas serranías presentan alturas de 2000-2100 m en el extremo norte del área, para hundirse hacia el sur en llanuras cuya cota es de unos 800-900 metros.

La comarca tipo levantada en detalle (ver mapa geológico) sobre la base de pares estereoscópicos, abarca unos 800 kilómetros cuadrados. Su acceso es cómodo desde Villa Unión o Patquía a través de la ruta provincial n° 26.

VI-2 ESTRATIGRAFÍA

Dentro del perímetro de la comarca afloran rocas eruptivas y sedimentarias

con amplio predominio de estas últimas.

La sucesión (ver cuadro estratigráfico) comienza con rocas cristalinas predominantemente graníticas, las cuales son atribuidas al Proterozoico y/o Paleozoico Inferior. A continuación se apoyan en discordancia las rocas sedimentarias del Grupo Paganzo que subdividimos en tres formaciones: Lagares, La Colina y Amaná y asignamos al Carbónico, Pérmico y Permo-triásico respectivamente.

Afloran también en la comarca rocas hipabisales y volcánicas. Luego de un largo período erosivo se depositaron en discordancia capas del Terciario superior. El Cuartario está representado por flanglomerados pedemontanos atribuidos al Pleistoceno y por acarreos actuales y subactuales del Holoceno.

VI-2-1 BASAMENTO CRISTALINO

a) *Distribución areal.* Los afloramientos más antiguos de la zona forman un conjunto heterogéneo, integrado por rocas metamórficas y eruptivas

que constituyen el núcleo de las sierras de Paganzo y Vilgo.

b) *Relaciones estratigráficas.* A las rocas de este conjunto se superponen en neta discordancia las sedimentitas del Grupo Paganzo. En las sierras de Vilgo y Paganzo esta relación se establece a través de la Formación Lagares excepto en la Quebrada Larga (Sierra de Vilgo) donde lo hace por medio de la Formación La Colina.

c) *Litología.* Este conjunto está constituido por rocas metamórficas y graníticas (*l. s.*). Las primeras van desde ecinitas hasta migmatitas y son las más antiguas. Los tipos litológicos más abundantes son metacuarcitas micáceas, micacitas, anfíbolitas y migmatitas cuyos colores van desde el gris claro hasta el negro. La extensión de los afloramientos de estas rocas es reducida en relación con los de las rocas graníticas, apareciendo sólo en el extremo sur de la Sierra de Paganzo.

En cuanto a las rocas graníticas se agrupan bajo esta denominación leucogranitos, granitos, granitos miloníticos, granodioritas, tonalitas y pegmatitas de colores predominantemente rosados hasta gris claro.

Atravesando las rocas graníticas observamos en la zona de Las Torres y en la Quebrada de Los Saltos vetas de baritina de escasa potencia.

d) *Edad.* Por carecer de mayor interés para el objeto de este trabajo el estudio particular del Basamento Cristalino, atribuimos al mismo edad precarbónica considerando tan sólo las evidencias observadas en la comarca.

VI-2-2 GRUPO PAGANZO

Dentro de la comarca Paganzo-Amaná están ampliamente distribuidas las sedimentitas que se incluyen en el Grupo Paganzo (en especial la sección superior), constituyendo la totalidad de

las rocas sedimentarias si se exceptúa la cubierta cenozoica.

Ellas forman los faldeos de las sierras de Vilgo y Paganzo y presentan diversos grados de inclinación, respondiendo en general a los movimientos de oscilación de los bloques que caracterizan la estructura del área.

En la comarca el grupo descansa en discordancia sobre Basamento Cristalino (en otras localidades lo hace sobre estratos marinos o continentales? reconocidos como del Paleozoico inferior) y es sobrepuesto en relación discordante por estratos terciarios o cuaternarios (en una localidad adyacente —El Chiflón— la sucesión se continúa con estratos triásicos).

La sección tipo del grupo ha sido tomada de los afloramientos de la localidad de Paganzo y sus alrededores, donde se la ha subdividido en tres formaciones, que de abajo hacia arriba son: Lagares, La Colina y Amaná. El espesor total es de aproximadamente 1500 m. Los 485 m inferiores corresponden a la Formación Lagares, siguen en transición 835 m de la Formación La Colina y en discordancia se le sobrepone 145 metros correspondientes a la Formación Amaná.

La primera está constituida esencialmente por sabulitas arcóscas, de color gris verdoso y lleva sedimentitas lacustres en la base e intercalaciones de capas carbonosas más arriba. La segunda son limolitas y areniscas finas rojizas, con intercalaciones de capas con nódulos o concreciones y la tercera está compuesta por conglomerados finos texturalmente maduros y areniscas arcóscas medianas a gruesas de color rojo violáceo.

Esta sucesión abarca un lapso que incluye estratos carbónicos y permotriásicos en sentido amplio.

La extensión areal del grupo, sus variaciones de carácter local y el hecho que fuera estudiado parcialmente por distintos autores, hacen que el mismo incluya mayor número de formaciones

que las descriptas en el área tipo. Se han reunido en el cuadro de correlaciones (Cuadro 1) las unidades propuestas por diversos autores que incluimos en el Grupo Paganzo, con las reservas que nos sugiere la Formación Volcán discutida más arriba.

En la Fig. 1 se describe el perfil detallado del Grupo Paganzo en la sección tipo.

A. FORMACIÓN LAGARES

Bajo la denominación de Formación Lagares se agrupa un potente conjunto de rocas sedimentarias características de ambiente continental. Sus colores claros (gris amarillento, verdoso y blanquecino), su forma particular de erodarse y la gran predominancia de arcosas constituyen los elementos fundamentales que permiten distinguirla en el campo.

El nombre está tomado del río homónimo, en cuyo flanco oriental esta formación aparece bien representada.

Los antecedentes de esta unidad fueron discutidos en la primera parte de esta contribución.

a) *Distribución areal.* Los afloramientos de esta formación fueron reconocidos en la parte norte de la porción de la Sierra de Vilgo que figura en el mapa (entre la Falla Pampa de La Cuesta y la Falla Los Ranchos) y en la Sierra de Paganzo, en su flanco occidental y en su extremo sur (al este de la Falla Paganzo). Secciones completas se hallan en la zona de la Mina Las Mellizas, en el área de Bum-Bum y en Peña Blanca (1,5 km al oeste de Casas Viejas). En el extremo sur de la Sierra de Paganzo los afloramientos forman dos fajas paralelas que corresponden a las alas orientales de anticlinales, mientras que en el resto de los afloramientos la formación se presenta con estructura homoclinal.

b) *Relaciones estratigráficas.* La Formación Lagares se asienta en discordan-

cia sobre Basamento Cristalino. En los afloramientos de la Sierra de Vilgo el contacto se efectúa mediante el Miembro Inferior en todo su flanco occidental, pero en el blanco oriental son el Miembro Medio y el Superior los que apoyan sobre el basamento.

En la Sierra de Paganzo el grupo de afloramientos más septentrional de la formación corresponde al Miembro Medio, que allí se apoya directamente sobre el basamento. Desde la latitud de la Pampa Sin Nombre hacia el sur el contacto se hace a través del Miembro Inferior.

Esta irregularidad en la distribución es interpretada como producto de la existencia de un relieve más o menos pronunciado que fue sepultado por la sedimentación. Esto se avala por la presencia de conglomerados que llegan a contener grandes bloques graníticos en el Miembro Inferior y Medio cuando éstos se apoyan sobre basamento.

De la observación de los contactos puede deducirse que la parte más alta de ese antiguo relieve se encontraba en lo que hoy constituye el faldeo oriental de la Sierra de Vilgo, al norte de las Torres. Así en la Quebrada Larga encontramos la Formación La Colina (en concordancia sobre la Formación Lagares) apoyada directamente sobre basamento, lo que indica para ese antiguo relieve un desnivel de por lo menos 300 m entre ese lugar y la zona de la Mina Las Mellizas (sobre el flanco occidental de la sierra), donde el Miembro Inferior es el que se apoya sobre el basamento.

Sobre la Formación Lagares se encuentra la Formación La Colina. Desde lejos el límite entre ambas formaciones parece estar netamente definido, pero al levantar perfiles de detalle éste debió ser fijado arbitrariamente ya que todo el Miembro Superior de la Formación Lagares es una gradual transición a las areniscas y limolitas rojas características de la Formación La Colina. El lí-

mite fue fijado en el techo del último banco de arcosas gris rosadas.

La opinión sobre el contacto entre las secciones inferior y media del Grupo Paganzo no es unánime. Para Bodenbender (1912, p. 39), que realizó extensos reconocimientos regionales, son concordantes. Bracaccini (1948, p. 13) confirmando la opinión de Bodenbender para la Sierra de Los Llanos expresa "que no existen discordancias de mayor importancia", lo cual coincide con las observaciones de Heim (1947, p. 125) para la Sierra de Paganzo al decir que "la serie roja del Paganzo II está normalmente superpuesta al Paganzo I" y con las conclusiones de De Alba para la Hoja Villa Unión (1954, p. 45).

Sostienen en cambio que el contacto es discordante, autores como Keidel (1946, p. 238 y siguientes), Amos y Zardini (1962, p. 71) y Turner (1964, p. 39). Este último señala pseudoconcordancia en varias localidades de la Hoja Vinchina.

De la impresión de campo y de la observación del mapa levantado, el contacto resulta (para los presentes autores) concordante pues en todos los casos observados el mismo se establece mediante el Miembro Superior de la Formación Lagares, habiendo considerado localidades distantes más de 20 kilómetros.

c) Litología y espesores. Según las diferencias litológicas ha sido posible dividir la Formación Lagares en los siguientes miembros:

Miembro Inferior

Comienza con conglomerados polimícticos que pueden faltar en algunos lugares. Sus clastos son de rocas graníticas y alcanzan hasta el tamaño de bloques. En la zona de Paganzo aumenta la participación de metamorfitas.

Hacia arriba continúan limolitas y areniscas cuarzo-micáceas finas de colores morados violados y verdosos, en

estratos desde 10 cm hasta 1 m de espesor con laminación paralela y aspecto lajoso. Llevan estratificación corrugada y calcos de flujo paralelos a la dirección de la corriente. Las ondulitas son de tipo oscilatorio. En esta parte de la sección abundan concreciones de tipo marlekas de hasta 40 cm de diámetro.

A continuación siguen subarcosas medianas en bancos de 1 m o más de espesor con estratificación entrecruzada. La superficie externa de estos bancos aparece "chorreada" por capitas de sales carbonáticas debido a que el agua disuelve y redeposita parte del carbonato que tienen como cemento. Estos potentes bancos llegan a constituir a veces un conjunto masivo como el que se observa en Peña Blanca (1,5 km al oeste de Casas Viejas) y en la Quebrada del Corral (primera quebrada al norte de la Mina Las Mellizas), donde forman una "pared" de casi 30 m de altura, de color blanco rosado. Se intercalan en este último tramo delgadas capas de arcilla carbonosa gris verdosa a negra, que en las dos últimas localidades mencionadas son portadoras de restos vegetales.

A través de toda la secuencia es común la estratificación entrecruzada de origen fluvial.

El espesor total de la formación es de 500 m aproximadamente.

Miembro Medio

Está caracterizado por su uniformidad litológica y se compone esencialmente de arcosas, cuya granulometría varía entre arenisca mediana y sabulita. Lleva intercalaciones menores de limolitas generalmente verdosas, areniscas finas micáceas gris verdosas y algunos estratos de arcilitas negras. En inmediaciones del lugar conocido como Peña Blanca es característica la alternancia monótona de la fracción más gruesa, en bancos de 30 a 50 cm de es-

pesor con la más fina en bancos de 2 a 5 cm.

Las arcillitas grises y negras que aparecen hacia la base de este miembro y en la parte superior del Miembro Inferior alcanzan a veces potencias de hasta 4 m (Mina Las Mellizas), constituyendo su explotación una fuente importante de recursos económicos para la región.

En las inmediaciones del mojón del Bum-Bum fueron halladas en limolitas hematíticas improntas correspondientes a restos de *Rhacopteris* y *Noeggerathiopsis*.

Miembro Superior

Es una gradual transición entre las arcosas de la Formación Lagares y las areniscas finas y limolitas rojizas de la Formación La Colina. Está compuesto por arcosas biotíticas verdosas y areniscas moradas gruesas a finas. Hacia arriba se van espaciando los bancos de arcosas, aumentando los de limolitas arcillosas de color pardo rojizo, que pasan finalmente a areniscas finas de color rojo ladrillo, entre las que se intercalan aislados bancos de arcosas rosadas.

B. FORMACIÓN LA COLINA

Con el nombre de Formación La Colina se agrupa un conjunto de sedimentos, caracterizado esencialmente por limolitas y areniscas rojas. En esta formación se intercalan basaltos que en la zona de Las Torres, donde están los afloramientos más extensos, alcanzan hasta 25 m de espesor. La Formación La Colina corresponde a la sección media del Grupo Paganzo. Su nombre está tomado de la Colina de Paganzo donde aparece notablemente expuesta.

Los antecedentes de esta formación pueden verse en la primera parte de este trabajo.

a) *Distribución areal*. Tres grupos mayores de afloramientos pueden se-

ñalarse para esta formación. El primero se halla al oeste de la Falla San Lorenzo donde los estratos inclinan unos 12° al sur excepto junto a la falla misma donde se los ve inclinar fuertemente (70°) hacia el bloque deprimido. El segundo forma una faja orientada de noreste a sudoeste de unos tres kilómetros de ancho en cuya parte central está la localidad de Las Torres. El tercero, donde aparece el perfil más potente de esta formación, constituye la Colina de Paganzo; allí las capas están plegadas formando dos anticlinales.

b) *Relaciones estratigráficas*. La Formación La Colina se apoya concordantemente sobre la Formación Lagares a través de una suave transición gradacional, pero en la Quebrada Larga se apoya discordantemente sobre basamento granítico; este traslapamiento ha sido interpretado aquí como producto de colmatación de la cuenca.

El contacto se visualiza claramente en los faldeos oriental y occidental de la Sierra del Vilgo observando desde el Portezuelo de La Cuesta hacia el sudeste y en el extremo sur de la Sierra de Paganzo en su faldeo oriental al oeste de Casas Viejas.

Esta formación subyace en discordancia angular a la Formación Amaná. Al describir esta última se hará una referencia más amplia a este contacto valorando su significado regional.

c) *Litología y espesores*. Está compuesta principalmente por limolitas y areniscas cuarzosas finas color rojo ladrillo, entre las que se intercalan delgados bancos masivos más oscuros muy consolidados que en la zona de Paganzo forman el filo de las lomadas. Es interesante destacar la participación de abundante material tobáceo en las limolitas de esta formación, característica que parece aumentar de la base al techo.

Cerca del contacto con la Formación Lagares aparecen bancos de conglomerado fino a sabulita, de color rosado,

con notable estratificación torrencial. Por encima de estos conglomerados se intercalan concordantemente rocas basálticas, de unos 5 m de espesor en la zona de Paganzo, alcanzando en la Quebrada Larga hasta 25 metros.

La parte superior de la formación presenta limolitas color ocre algo micáceas muy compactas, en bancos de hasta 1 m y más de espesor con abundantes grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia. Este último tipo de marcas de plano de estratificación fueron observadas al norte de La Junta sobre el río Panza Overa, en los afloramientos al este de Los Ranchos y en la Colina de Paganzo, donde las areniscas finas rojo bermellón contienen pequeños nódulos (1 a 2 cm) blanquecinos, ricos en material calcáreo. Este material suele aparecer también formando finas venillas o muñequitos y en delgadas camaditas lenticulares.

Capitas de yeso espático de hasta 3 centímetros de espesor se encuentran cerca del contacto con la Formación Amaná en la zona del Portezuelo de La Cuesta y en La Colina de Paganzo.

El espesor total de la formación es de aproximadamente 850 m, aunque en los afloramientos de la Sierra del Vilgo sólo alcanza unos 200 metros.

C. FORMACIÓN AMANÁ

Bajo el nombre de Formación Amaná agrupamos diversos afloramientos constituidos casi exclusivamente por areniscas medianas y finas de color morado claro, fácilmente diferenciables en el campo.

Su nombre está tomado de la localidad homónima por hallarse típicamente representada en sus inmediaciones. A estos afloramientos se refirió Bodendbender (1911) señalándolos juntamente con otros de regiones limítrofes (Cerro Peinado de Amaná, Colorados de La Represa, Cerro de La Yesera de Paganzo, etc.), como aquéllos en los

que puede reconocerse mejor el Piso III de los Estratos de Paganzo.

Hemos incluido tentativamente como sección superior del Grupo Paganzo a esta formación y estratos correlacionados en el cuadro I, por entender que su distribución se halla más vinculada al resto del "Paganzo" que al conjunto de los afloramientos triásicos suprayacentes conocidos desde antiguo como "Rético".

Interpretamos sobre la base de su distribución areal, relaciones estratigráficas y carácter litológico, que la sección superior del grupo corresponde a la etapa de desmembramiento de una cuenca, de la cual sería el último evento sedimentológico, ya que el Triásico suprayacente se halla circunscripto a cuencas restringidas, no siempre superpuestas a la anterior.

El conocimiento más completo de los movimientos diastróficos que separan las secciones media y superior y esta última del "Rético", permitirá decidir si, en el caso de revestir los últimos más importancia, ésta es tal que su peso alcance para anular las razones que hemos utilizado para incluirla en el grupo. Téngase en cuenta que la cuenca de deposición del grupo, dadas sus particulares características, habría dejado de tener vigencia por un conjunto de acontecimientos más que por un único evento.

a) Análisis de los antecedentes. Bodendbender (1911) separa, como Piso III de sus Estratos de Paganzo, un conjunto de estratos compuestos de materiales más gruesos que los correspondientes al Piso II, en los que falta el material calcáreo, característico de este último.

En un trabajo posterior (Bodendbender, 1922) describe sus Estratos Famatinenses, equiparándolos con el Piso III de los Estratos de Paganzo, planteando la duda sobre la posibilidad de asignar a los Estratos Famatinenses edad cretá-

cica, aunque en el mismo trabajo refuta la argumentación con que lo hace.

En 1924 Bodenbender vuelve a analizar el problema de la edad y correlación de los Estratos Famatinenses revisando ideas y observaciones de Penck (1920). Allí homologa sus Estratos Famatinenses con los Estratos Calchaqueños de Penck indicando que se hallan en discordancia erosiva sobre el Piso II de los Estratos de Paganzo. Más adelante asigna a su Famatinense edad cretácica confirmando que estos estratos no corresponden a su Piso III en razón de estar en posición discordante sobre el Piso II.

Conviene señalar que esta relación discordante, fue para Bodenbender la mayor razón para no correlacionar sus Estratos Famatinenses con el Piso III, pues de sus observaciones en la parte meridional de La Rioja interpretaba a los pisos II y III en concordancia.

Actualmente en varias localidades de esta parte de la mencionada provincia se ha determinado la existencia de relación discordante entre ambas entidades, entre ellas en la comarca Paganzo-Amaná.

Bracaccini (1946 a), al analizar los niveles plantíferos de la Sierra de Los Llanos, sugiere, por lo menos provisoriamente, dejar de lado el Piso III de los Estratos de Paganzo, diciendo que los argumentos con que Bodenbender lo funda parecen poco claros. Al referirse a las Sierra de Los Llanos Bodenbender (1912, p. 54-55), indica que en diversos lugares de la misma sus pisos estarían reducidos al I y restos del II, señalando que en el Cerro Orcobola están desarrollados los tres pisos. Con relación a este cerro, Bracaccini dice que en ese lugar no pudo visitarlo.

Nuestras observaciones en la Sierra de Los Llanos nos llevan a coincidir con Bracaccini en cuanto a la ausencia del Piso III en sus faldeos oriental y occidental y aunque tampoco pudimos

visitar la región del Cerro Orcobola, dadas las características tectónicas de la Sierra de Los Llanos, consideramos que si el Piso III estuvo presente allí, se habrían conservado sólo escasos remanentes, o muy posiblemente halla sido eliminado durante el extenso lapso erosivo que precedió a la deposición de las capas suprayacentes.

En un trabajo posterior Bracaccini (1946 b, p. 129 y siguientes) realiza una puesta al día de los conocimientos tenidos hasta ese momento sobre los Estratos de Paganzo. En ese trabajo manifiesta que en la Precordillera, el Piso III de los Estratos de Paganzo se dispone discordantemente sobre el Piso II y considera esta relación, como razón principal para separarlo de los Estratos de Paganzo. Además señala que en este ambiente no se lo puede considerar como una entidad desvinculada del llamado "Rético".

Furque (1963), al describir la Hoja 17 b Guandacol, señala en concordancia sobre la Formación Ojo de Agua unos 500 m de espesor de rocas volcánicas y sedimentarias a las que denomina Formación del Aspero, asignándolas al Triásico por comparación con capas similares descritas por Harrington (1941) y Stappenbeck (1910) autor este último que las observa por debajo de sedimentitas fosilíferas del "Rético".

Consideramos a la Formación del Aspero como una litofacies muy particular de la sección superior del Grupo Paganzo, muy probablemente vinculada con el origen de los rodados de porfiritas y pórfiros cuarcíferos de la Formación del Crestón (= Famatinense).

Turner (1964) al describir la Hoja 15 c Vinchina se ocupa de la misma sucesión que Bodenbender llamara Estratos Famatinenses, denominándola Formación del Crestón, pero incluyendo las lutitas y margas de su parte basal en la Formación de La Cuesta (Piso II de los

Estratos de Paganzo). Ambas formaciones son dadas en leve discordancia angular, asignando con reservas la Formación del Crestón al Triásico inferior a medio.

Romer y Jensen (1966) en su trabajo sobre la geología de la región Talampaya-Chañarès-Gualo establecen las Formaciones Talampaya y Tarjados, señalando relación discordante entre ambas. Consideran esas unidades como pertenecientes a los Estratos de Paganzo de Bodenbender, sin que resulte claro cuál es su opinión definitiva con respecto a la correlación de cada una de ellas con los Pisos II ó III. No obstante dejan entrever que su Formación Talampaya puede corresponder a parte de la Formación Ojo de Agua o a las margas y lutitas de la base del "Famatinense" que Turner incluye en la Formación de La Cuesta, indicando seguidamente que tanto la Formación Talampaya como la suprayacente Formación Tarjados puedan ser consideradas como parte del Piso III (op. cit., p. 8 a 11).

Borrello-Cuerda (1968) denominan Grupo Río Huaco a un conjunto de estratos de unos 1000 m de espesor incluidos en una secuencia previamente estudiada por Bracaccini (1946 b).

El conjunto se halla compuesto por psamitas entrecruzadas, fanglomerados tufíticos y pelitas que esos autores subdividen en tres formaciones: Vallecito (denominada "grupo de las areniscas cólicas" por Bracaccini), Cerro Morado (denominada "aglomerado porfirítico" por Bracaccini y Frenguelli simultáneamente) y Cauquenes. Los mismos homologan las tres formaciones a la Formación Famatina y asignan con dudas las dos primeras al Triásico Inferior y la tercera al Triásico.

Bossi-Herbst (1968) describen en los alrededores de La Torre, una secuencia de unos 600 m de espesor, compuesta de

areniscas y limolitas rojas a la que denominan Formación La Torre. Homologan esta formación con el piso tercero de los Estratos de Paganzo y la asignan al Pérmico Superior.

Finalmente nos parece oportuno destacar que al abocarnos al estudio integral del Paganzo visitamos las áreas de afloramiento más características de estos terrenos y encaramos el estudio de la bigliografía, llamándonos la atención no encontrar, excepto citas de Bain Larrahona (1940) y Heim (1947), menciones directas referidas a la comarca, en la cual para quien estableciera el concepto de Paganzo, ese conjunto se halla típicamente representado.

b) Distribución areal. Los afloramientos de la Formación Amaná son los más extensos de la comarca tipo y pueden ser agrupados en tres sectores.

El primero de ellos corresponde a una especie de cuña formada por un bloque limitado por dos fallas; la de la Pampa de la Cuesta al este y la de San Lorenzo al oeste.

El segundo sector que es el más extenso, constituye una faja de unos ocho kilómetros de ancho y se extiende en dirección noreste sudoeste a lo largo de casi 20 km, entre la Falla Paganzo y la de la Pampa de La Cuesta. Los bancos forman una estructura homoclinal con rumbo general sudoeste-noreste e inclinan al sudeste unos 10° a 12°. En la zona de Las Torres la erosión ha separado de este afloramiento principal, formas que semejan pilares y torres con paredes verticales de gran altura, en las que se pone de manifiesto la uniformidad litológica de esta formación.

El tercer sector se ubica en la zona de Paganzo y participa de la estructura de plegamiento de esa localidad.

Completan los afloramientos de esta formación asomos ubicados a lo largo del Río Lagares, entre la Pampa Sin Nombre y la Barranca Blanca.

c) *Relaciones estratigráficas.* La Formación Amaná se apoya en discordancia, sobre la Formación La Colina. Dicha relación pudimos comprobarla por observación directa en la abrupta barranca que forma el extremo septentrional del Cerro La Discordia y en las nacientes del Arroyo Pozo Blanco, donde la relación es de discordancia angular, mientras que en otros afloramientos es pseudoconcordante.

Lo observado en la comarca Paganzo-Amaná, se corresponde con el carácter que presenta esta relación en otras regiones donde aflora el Grupo Paganzo.

A tal efecto es interesante señalar que en el Cordón de Famatina (Turner, 1964) y en el extremo sur de la Sierra de Maz (Andreis, 1969) esta relación discordante, aunque observable, no es tan evidente. En el área de la Hoja Guandacol (Furque 1963) la relación ha sido dada como concordante, a pesar de la existencia de clastos de rocas de la formación inferior en conglomerados de la suprayacente, mientras que en la zona de Huaco (Braccacini, 1946 b y Borrello-Cuerda, 1968) la discordancia ha sido deducida.

En resumen salvo muy contadas observaciones directas, la posición discordante de la sección superior sobre la sección media del grupo ha debido ser interpretada.

Estos hechos tienen importancia conceptual si son valorados regionalmente como consecuencia del origen continental de las entidades relacionadas y del comportamiento estructural de la cuenca donde se depositaron, pues tratándose de bloques que oscilaron diferencialmente la relación entre ellas, dependerá en cada lugar de la magnitud de los movimientos relativos.

Queda así evidenciada la prudencia con que debe ser interpretado el valor regional, de las relaciones entre este tipo de formaciones.

En la mayor parte del área mapeada, los afloramientos de la Formación Ama-

ná carecen de cubierta sedimentaria y sólo en su extremo sudoriental, se observan rocas de edad terciaria apoyadas discordantemente sobre ella.

Consideraremos otra localidad de la cubeta paganciana para una mejor comprensión de la relación del Grupo Paganzo con los terrenos suprayacentes.

Ortiz (1968), al ubicar los Estratos de Ischichuca como sección media de la Formación Los Rastros en la cuenca triásica limitada al norte y sur por los Cerros de Villa Unión y Sierra de Valle Fértil respectivamente, al oeste por el bolsón del Río Bermejo y al naciente por la Sierra de Sañogasta-Vilgo, señala la formación aludida en relación de suave discordancia sobre capas correspondientes a la sección superior del Grupo Paganzo.

d) *Litología y espesores.* La Formación Amaná se caracteriza por su uniformidad litológica, compuesta casi exclusivamente de areniscas medianas y finas, bien consolidadas, de color morado claro con tintes violados y frecuentes líneas más oscuras paralelas a la estratificación compuestas de material opaco.

Las areniscas se disponen en gruesos bancos, unas veces lajosos y otras masivos cuyo potencia varía entre 0,40 y 1,50 metros. Presentan casi siempre estratificación entrecruzada.

Los granos de estas areniscas tienen un redondeamiento menor y una selección más pobre que la correspondiente a las areniscas de la Formación La Colina, participando en su composición un porcentaje mayor de feldespato.

En la base de la formación se dispone un conglomerado oligomítico fino a sabulítico, de color blanquecino morado y espesor variable, aunque a veces puede faltar. Sus clastos, muy transportados, son en su mayoría guijas de cuarzo de veta y se hallan esparcidas en una matriz algo friable cementada por carbonato de calcio.

El espesor total de la formación no pudo obtenerse por cuanto en la comarca no aparece el techo de esta unidad. En las proximidades de Amaná fueron medidos unos 260 m pero su espesor es bastante mayor, habiéndose apreciado en el vecino Cerro Peinado de Amaná no menos de 450 m sin que aparezca el techo.

D. EDAD DE LAS FORMACIONES

Con respecto a la edad de las formaciones que componen el Grupo Paganzo en nuestra comarca, no podemos aún adelantar nuevos datos que permitan circunscribir o modificar las edades que hasta la fecha se aceptan para sus tres secciones en otras localidades, dado que el material fitopaleontológico coleccionado (megagloras y microfloras) no ha sido totalmente determinado.

Por esta razón y hasta tanto se disponga de mayor información, atribuímos a la Formación Lagares edad carbónica *lato sensu* por entender que el valor estratigráfico de *Rhacopteris ovata* (Mc Coy) Walton como guía para el Carbónico Inferior en la Argentina ha sido cuestionado.

En opinión de Walton los ejemplares de *Rhacopteris ovata* (Mc Coy) Walton de la Argentina, no parecen corresponder a los de *R. ovata* de Australia. Antes bien, nuestros ejemplares pertenecerían a otro tipo genérico (Archangelsky, 1965, Walton *in litteris*).

El género *Rhacopteris* ha sido reconocido en Europa en capas del Carbónico Inferior y Superior. En la Argentina esta misma distribución estaría avallada por haberse hallado *Racopteris* en capas intercaladas con formaciones marinas de ese rango (Amos, 1964) y por esporomorfos extraídos de capas de edad Carbónica Superior portadoras de *Rhacopteris ovata* (Menéndez 1965).

Finalmente debemos señalar en la Formación Nueva Lubecka de edad pérmica inferior, la presencia de una nueva

especie de *Rhacopteris* (Archangelsky-Arrondo, 1966).

La Formación La Colina, estéril en nuestra comarca es asignada al Pérmico Inferior siguiendo a Frenguelli (1949 b) por el hallazgo de plantas fósiles en los Estratos del Arroyo del Totoral, principalmente *Barakaria dichotona* (Feinstm.) Sew et Sahni.

La Formación Amaná, carente por ahora de fósiles se atribuye al Pérmico Superior y/o Triásico Inferior sobre la base de la edad de las formaciones que forman su yacente y pendiente. La Formación La Colina infrayacente ha sido asignada al Pérmico Inferior en tanto que en un área próxima a nuestra comarca es el Grupo Chiflón (Bossi-Herbst, 1968) el que la cubre, al que sus autores han asignado al Triásico Medio alto, correlacionando su sección inferior (Formación Lomas Blancas) con la Formación Los Rastros, por su contenido florístico.

En resumen, el Grupo Paganzo abarca un lapso que va desde el Carbónico hasta el Triásico Inferior y quizá Medio.

VI - 2 - 3. CENOZOICO

Se agrupan aquí diversos afloramientos atribuidos al Terciario Superior indiscriminado y al Cuartario.

A. TERCIARIO

Dentro de la comarca afloran sólo pequeños remanentes aislados en su cuadrante sudoriental.

Recorriendo el faldeo oriental de la Sierra de Paganzo pudimos comprobar su existencia, cubierto por un delgado espesor de acarreos recientes.

En las inmediaciones de Casas Viejas se apoya discordantemente sobre la Formación Amaná y está cubierto por la bajada pedemontana.

Estos depósitos están compuestos por conglomerados, areniscas medianas muy friables de color rojo morado, limolitas margosas y tobas blanquecinas.

El espesor medido es de unos 30 m, pero se estima que el verdadero es considerablemente mayor.

B. CUARTARIO

Está constituido por depósitos pedemontanos y acarreo recientes. Los primeros alcanzan su mayor desarrollo en el faldeo oriental de la Sierra de Paganzo donde llegan a tener unos 30 m de potencia. En su composición participan rodados y bloques provenientes del Basamento Cristalino y en menor proporción de las capas del Grupo Paganzo.

Donde la bajada aparece profundamente recortada por la erosión se observan las capas de la sección superior del grupo.

VI-3. ESTRUCTURA

En líneas generales la estructura de la comarca es consecuencia del fallamiento regional que determinó la formación de bloques. Estos han sufrido movimientos diferenciales, resultando unos bloques relativamente elevados y otros en cambio deprimidos.

En el área mapeada sólo se manifiestan algunos detalles de un ambiente estructural mayor; las fallas que afectan la región son de plano subvertical y se prolongan fuera de los límites del área, aumentando el rechazo hacia el norte.

En el perfil transversal de la comarca (fig. 2) pueden verse los rasgos fundamentales de la estructura y el comportamiento general de los bloques producidos por el fallamiento; las dos fallas más importantes llevan rumbo nord-noroeste sud-sudeste y pasan por el flanco occidental de la Sierra de Paganzo (Falla Paganzo), y por el flanco occi-

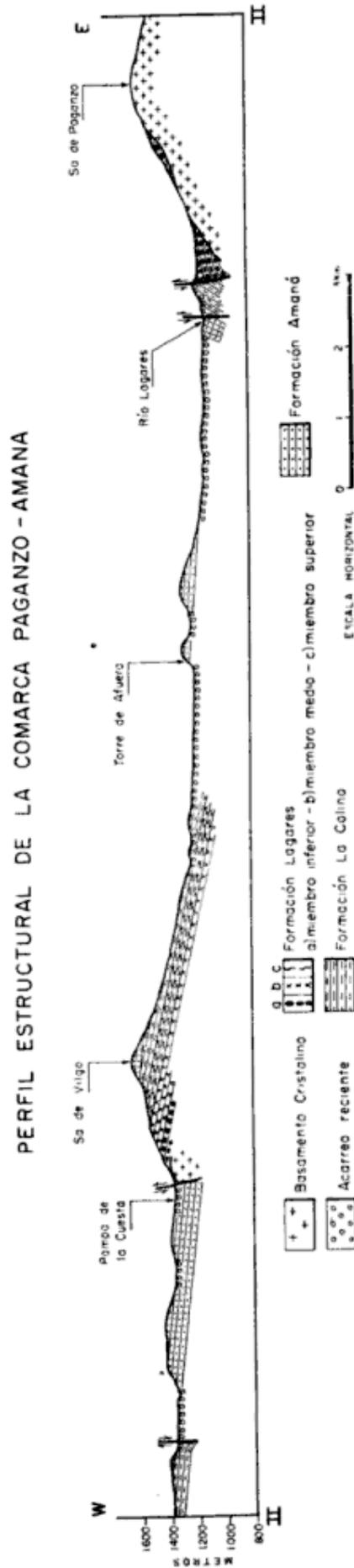


Figura 2

dental de la de Vilgo (Falla Pampa de La Cuesta), respectivamente¹.

La Falla Paganzo es más bien una zona de falla, como puede apreciarse en el mapa entre la Pampa Sin Nombre y La Esquina. En ese tramo sobre la barranca derecha del Río Panza Overa, poco al norte de La Junta, se observan capas de la Formación Amaná fuertemente plegadas por efecto de compresión local, atribuible a desplazamientos dentro de la faja de falla. Más al sur, en la zona de Paganzo, esta falla corta una estructura de plegamiento.

El bloque de la Sierra de Paganzo constituye el labio alto de la falla. En su faldeo occidental las capas de la sección inferior del grupo presentan estructura homoclinal con rumbo general nornoroeste sudsudeste inclinando al poniente unos 10°. Los afloramientos ubicados al oeste de la traza principal de la falla, corresponden a las secciones media y superior del grupo presentando mayores inclinaciones y disparidad de rumbos, por hallarse dentro de la faja de fallamiento.

Su rechazo disminuye hacia el sur alcanzando, probablemente a la latitud de Vinchinita, una inversión del movimiento relativo a ambos lados del plano de falla, evidenciada por la desaparición hacia el sur de la cubierta paleozoica sobre el bloque oriental y por los afloramientos de la Colina de Paganzo al oeste de la falla.

El labio alto de la Falla Pampa de La Cuesta lo constituye el bloque de la Sierra de Vilgo y su rechazo se pierde hacia el sur, anulándose donde los afloramientos de la Formación Amaná desaparecen bajo la cubierta cuartaria.

Al norte de la Pampa de La Cuesta, sobre el labio hundido, se observan pequeños remanentes de la sección media

del grupo, fuertemente flexurados, inclinando alrededor de 80° oeste por efecto de arrastre de falla.

La posición del bloque de la Sierra de Vilgo puede interpretarse como resultado de dos componentes de movimiento: una hacia el sur, consecuencia de la disminución del rechazo de la Falla Pampa de La Cuesta en esa dirección y otra hacia el este, evidenciada de su relación como bloque deprimido respecto del de la Sierra de Paganzo, a través de la falla de ese nombre.

La cubierta sedimentaria que aparece en el extremo sur de la Sierra de Paganzo y en la colina de ese nombre, presenta una estructura de plegamiento compuesta por dos ejes anticlinales. Se los puede seguir claramente en la colina desde el Río Colorado hasta que son truncados por la Falla Paganzo. Al pasar al otro bloque quedan enmascarados por el fallamiento que suprime prácticamente las dos alas occidentales de ambos anticlinales.

El plegamiento es ligeramente asimétrico con los limbos orientales más tendidos y los ejes buzan hacia el sudsudoeste unos pocos grados. Un elemento que facilita el reconocimiento del plegamiento en el bloque oriental, es el filón capa basáltico ubicado en la base de la Formación La Colina, que preservó los estratos que se disponen por debajo de él. Este filón fue interpretado por Heim (1947) como tres mantos distintos, plegados en un único anticlinal y por Bain Larrahona (1940) como un solo manto repetido por fractura. En este trabajo se lo interpreta como un único manto que ha sido plegado en dos anticlinales y un sinclinal a los que el fallamiento posterior suprimió algunas de sus partes.

VII. PROCEDENCIA Y AMBIENTES DE SEDIMENTACION

Consideramos la deposición del Grupo Paganzo como un único evento sedimentológico, que habría comenzado

¹ No se encontraron evidencias que permitan determinar la inclinación de los planos de falla, pero la impresión de campo es que ellos se acercan a la vertical.

luego de los movimientos Acádico-Bre-tónicos. Su sedimentación transgresiva reunió comarcas hasta ese momento con características distintivas.

Los sedimentos que se depositaron inmediatamente a los episodios tectónicos, deben su heterogeneidad a la diversidad de las áreas de aporte y/o magnitud de su relieve.

Para la sección inferior la mayor angularidad, el gran contenido de elementos lábiles y la falta de selección indican que el transporte ha sido corto y que los depósitos han tenido lugar en la proximidad de montañas en ascenso; la estratificación entrecruzada (15 a 20°) y el tamaño grueso de los clastos indican turbulencia y un ambiente de aguas fluviales, siendo probable que esta sección se haya depositado bajo clima templado frío.

Al culminar esta etapa de sedimentación la mayoría de las depresiones que recibieron esos depósitos se hallaban casi colmatadas. Probablemente movimientos de menor importancia marcaron el comienzo de una segunda etapa, en cuyo transcurso el carácter de la sedimentación alcanzó gran homogeneidad siendo acompañado por un marcado cambio climático.

Los materiales provienen ahora de un área estable (que puede o no ser la misma), correspondiendo a un largo ciclo de transporte indicado por su madurez textural y mineralógica. Comienza además a tener importancia la participación de elementos volcánicos en la composición.

La estratificación estrechamente cruzada, el color de los depósitos y las arenas finas y limos que la componen, indican una zona de alta energía por encima del límite de oxidación, alternando con someros espejos de agua transitorios como lo ponen de manifiesto las grietas de desecación y la presencia de material calcáreo de origen químico. Sus "red beds" relacionados con abundante material calcáreo y hasta camaditas de

yeso serían indicadores de clima cálido y húmedo pero con una estación marcadamente seca.

Al término de la deposición de la sección media ocurrieron movimientos que serían el prelude del desmembramiento posterior de la cuenca. A ellos atribuimos la relación discordante que en algunos lugares se observa entre las secciones media y superior. Estos movimientos dieron nuevas características a ciertos sectores de la cuenca, entre las que adquiere primordial importancia la participación de elementos volcánicos.

Muy probablemente la sección superior debía extenderse sobre las áreas de deposición de la sección media o aún transgredirlas en tanto que la secuencia meso a supratríasica sobrepuesta al Grupo Paganzo se depositó estrictamente circunscripta a cuencas como las de Ischigualasto - Ischichuca - Talampaya y aquella que se extendería entre Mayares - Sierra de la Quijada y más al sur en la provincia de San Luis.

AGRADECIMIENTOS

Dejamos expresa constancia de nuestro agradecimiento a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires que proveyó los medios materiales para la realización de este trabajo. Al Dr. Bruno Baldi por sus valiosas sugerencias surgidas a través de extensos intercambios de opiniones; al Dr. Wolfgang Volkheimer quien dirigiera nuestros trabajos finales de licenciatura, donde se inició nuestro interés por el tema; a la Dra. Hildebranda Castellaro, al Dr. Roberto Caminos y al Ing. Daniel Valencio por la revisión crítica del manuscrito y a todos los integrantes del Departamento de Ciencias Geológicas, con quienes hemos mantenido fructíferas conversaciones sobre el tema.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- American Commission on Stratigraphic Nomenclature. 1961. *Code of Stratigraphic Nomenclature*. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 45 (5): 645-660.
- Amos, A. J., 1954. *Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan)*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, IX (1): 5-38. Buenos Aires.
- 1964. *A Review of the Marine Carboniferous Stratigraphy of Argentina*. Int. Geol. Cong., Report of The Twenty-Second Session India. Part. IX Proceedings of section 9. Gondwanas: 53-72. New Delhi.
- Amos, A. J. y R. A. Zardini, 1962. *Geología de algunos depósitos de arcillas de La Rioja*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, XVII (1 y 2): 47-83. Buenos Aires.
- Amos, A. J. y E. O. Rolleri, 1964. *El Carbónico marino en el Valle Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza)*. Bol. Inf. Petrol., 368: 50-72. Buenos Aires.
- Andreis, R. R., 1969. *Los basaltos olivínicos del Cerro Guandacol (Sierra de Maz, Provincia de La Rioja) y su posición estratigráfica*. Actas IV Jorn. Geol. Argentinas, I: 15-33. Buenos Aires.
- Archangelsky, S., 1965. *Tafofloras paleozoicas y eomesozoicas de Argentina*. (Simp. sobre 'Orig. de Flor. y Faun. Sudamer., problem. geol. conexos'. La Plata 1962). Bol. Soc. Argentina de Botánica, X (4): 247-291. Buenos Aires.
- Archangelsky, S. y O. G. Arrondo. 1966. *Elementos Florísticos del Pérmico Argentino II. "Rhacopteris chubutiana" n. sp. de la Formación Nueva Lubecka, Provincia de Chubut*. Rev. Museo La Plata, n. s. Paleont. V (28): 1-16. La Plata.
- Bain Larrachona, H., 1940. *Estudio geológico en la Provincia de Córdoba*. Bol. Inf. Petrol. 192: 13-53. Buenos Aires.
- Baldis, B. A. y G. A. Chebli, 1969. *Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina*. Actas IV Jorn. Geol. Argentinas, I: 47-65. Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1896. *Devono y Gondwana en la República Argentina*. Bol. Acad. Nac. de Cienc. en Córdoba, XV (2-3): 201-252. Córdoba.
- 1911. *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes*. República Argentina. Bol. Acad. Nac. de Cienc. en Córdoba, XIX (1): 5-221. Córdoba.
- 1912. *Parte meridional de la Provincia de La Rioja y regiones limítrofes*. Anal. Min. Agricultura Secc. Geol. Mineral. y Minería, VII (3). Buenos Aires.
- 1922. *El Nevado de Famatina (Provincia de La Rioja)*. Anal. Min. Agricultura Secc. Geol. Mineral. y Minería, XVI (1). Buenos Aires.
- 1924. *El Calchaqueño y los Estratos de la Puna de Penck*. Bol. Acad. Nac. de Cienc. en Córdoba, XXVII: 405-468. Córdoba.
- Borrello, A. V. y A. J. Cuerda. 1968. *Tectonotema neomolásico (IV). Grupo Río Huaco. Norte de la Precordillera de San Juan Jachal-Huaco*. Not. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. Aires, VI (1). La Plata.
- Bossi, G. E. y R. Herbst. 1968. *Noticias sobre la Geología de la zona de La Torre, Provincia de La Rioja*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, XXIII (1): 45-54. Buenos Aires.
- Bracaccini, O., 1946 a. *Los Estratos de Paganzo y sus niveles plantíferos en la Sierra de Los Llanos (Provincia de La Rioja)*. Rev. Soc. Geol. Argentina, I (1): 19-61. Buenos Aires.
- 1946 b. *Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina*. Bol. Inf. Petrol., 258 y 260 a 265 (Reimpresión). Buenos Aires.
- 1948. *Sobre la presencia de Carbonífero inferior en la Sierra de Los Llanos*. Bol. Inf. Petrol., 281 (Reimpresión). Buenos Aires.
- Cuerda, A. J., 1965. *Estratigrafía de los Depósitos Neopaleozoicos de la Sierra de Maz (Provincia de La Rioja)*. (II. Jorn. Geol. Argentinas, Salta 1963). Act. Geol. Lilloana, VII: 79-94. Tucumán.
- Cuerda, A. J., 1967. *Formación Guandacol. (Devónico Superior-La Rioja)*. Not. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. Aires, IV (7). La Plata.
- Cuerda, A. J., R. H. Wagner y O. G. Arrondo. 1968. *Observaciones sobre algunas floras del Carbonífero Argentino*. Ameghiniana, V (7): 265-269. Buenos Aires.
- de Alba, E., 1954. *Descripción Geológica de la Hoja 16c Villa Unión. Provincia de La Rioja*. Bol. Dir. Nac. de Minería, 82. Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1943. *Acerca de la presencia de "Rhacopteris ovata" en el "Paganzo I" de Villa Unión, La Rioja*. Rev. Museo La Plata, n. s. Geol. II (12): 11-47. La Plata.
- 1944. *Apuntes acerca del Paleozoico supe-*

- rrior del NW argentino. Rev. Museo La Plata, n. s. Geol. II (15): 213-265. La Plata.
- 1946. *Consideraciones acerca de la "Serie de Paganzo" en las Provincias de San Juan y La Rioja*. Rev. Museo La Plata, n. s. Geol. II (18): 313-376, La Plata.
- 1949 a. *El perfil de la Cortadera en las faldas orientales de los cerros de Villa Unión (La Rioja)*. Rev. Asoc. Geol. Argentina IV (4): 299-335. Buenos Aires.
- 1949 b. *Acerca de un nuevo descubrimiento de Plantas en los Estratos del Arroyo Totoral en la Sierra de Los Llanos de La Rioja*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, IV (3): 153-164. Buenos Aires.
- Furque, G., 1956. *Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera Sanjuana*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, XI (1): 46-71. Buenos Aires.
- 1958. *El Gondwana inferior de la Precordillera septentrional (Argentina)*. Cong. Geol. Int. XX Sesión (Ciudad de México, 1956) Com. de Gondwana: 237-256. México D.F.
- 1963 a. *Descripción Geológica de la Hoja 17b Guandacol. Prov. La Rioja-Prov. San Juan*. Bol. Dir. Nac. Geol. y Minería, 92. Buenos Aires.
- 1963 b. *Extent of the Carboniferous marine ingression in the Precordillera of San Juan- La Rioja (Argentina)*. Symp. on the Petroleum Geology of South America. Tulsa Geological Society Digest, Vol. 31. Tulsa.
- 1968. *Bosquejo geológico de la Sierra de Malanzán, La Rioja*. Actas III Jorn. Geol. Argentinas, (Comodoro Rivadavia 1966) I: 111-120. Buenos Aires.
- Harrington, H., 1941. *Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, Provincia de Mendoza*. Bol. Dir. Minas y Geología, 49: 1-55. Buenos Aires.
- Harrington, H. J., 1956. *Argentina. Handbook of South American Geology*. Geol. Soc. America, Mem. 65: 126-165. New York.
- Heim, A., 1947. *Bosquejo tectónico de la Sierra de Paganzo. Prov. de La Rioja*. Rev. Soc. Geol. Argentina, II (2): 122-125. Buenos Aires.
- Keidel, J., 1921. *Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina*. Bol. Acad. Nac. de Cienc. en Córdoba, XXV: 239-368. Córdoba.
- 1946. *Consideraciones acerca de los "Estratos de Paganzo" en la Precordillera, et cétera*. Bol. Acad. Nac. de Cienc. en Córdoba, XXXVIII: 133-252. Córdoba.
- Menéndez, C. A., 1965. *Contenido palinológico en sedimentos con "Rhaconopteris ovata" (Mc. Coy) Walk. de la Sierra de Famatina, La Rioja*. Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", Paleont. I (3): 45-80. Buenos Aires.
- Ortiz, A., 1968. *Los denominados Estratos de Ischichuca como sección media de la Formación. Los Rastros*. Actas III Jorn. Geol. Argentinas, (Comodoro Rivadavia 1966) I: 333-339. Buenos Aires.
- Padula, E., E. O. Rolleri, A. Mingramm, P. Criado, M. Flores, B. A. Baldis. 1967. *Devonian of Argentina*. Int. Symp. on the Devonian System., Proceed., II: 165-199. Calgary.
- Penk, W., 1920. *Der Südrand der Puna de Atacama (NW Argentinien)*. *Abhandlungen d. Math. Phys. Klass, Sächsischen Akademie Wissenschaften*, XXXVII (1). Leipzig.
- Rolleri, E. O. y B. A. Baldis. 1969. *Paleogeography and Distribution of Carboniferous Deposits in the Argentine Precordillera*. Gondwana Stratigraphy I.U.G.S. (Mar del Plata 1967) 2: 1005-1020. UNESCO.
- Romer, A. S. y J. A. Jensen. 1966. *The Chañares (Argentina) Triassic Reptile Fauna. II Sketch of the Geology of the Rio Chañares-Rio Gualo Region*. Breviora Mus. Comp. Zool., 252. Cambridge, Mass. U.S.A.
- Sabattini, N. y S. Noirat. 1969. *Algunos gastrópoda de las superfamilias Euomphalacea, Pleurotomariacea y Platyoceratacea del Paleozoico Superior de Argentina*. Ameghiniana, VI (2): 98-118. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agricultura. Secc. Geol. Mineral. y Minería, IV (3). Buenos Aires.
- Turner, J. C. M., 1962. *Las Sierras traspampeanas como unidad estructural*. An. I Jorn. Geol. Argentinas (San Juan 1960), II: 387-402. Buenos Aires.
- 1964. *Descripción geológica de la Hoja 15c Vinchina, Provincia de La Rioja*. Bol. Dir. Nac. Geol. y Minería 100. Buenos Aires.
- 1967. *Descripción Geológica de la Hoja 13b Chaschuil, Provincias de Catamarca y La Rioja*. Bol. Inst. Nac. Geol. y Minería, 106. Buenos Aires.

Recibido el 22 de mayo de 1970.

CONSIDERACIONES GEOMORFICAS Y SEDIMENTOLOGICAS SOBRE LOS RODADOS PATAGONICOS

Por FRANCISCO FIDALGO¹ y JUAN CARLOS RIGGI²

RESUMEN

En el presente trabajo son analizados los depósitos superficiales constituidos por *gravas arenosas*, que cubren gran parte de la Patagonia, conocidos en la literatura geológica bajo la denominación generalizada de Rodados Patagónicos, Rodados Tehuelches o Patagonian Shingle Formation.

Desde el punto de vista geomorfológico estos depósitos forman parte de un variado número de unidades, integrantes en conjunto de dos grupos mayores genéticamente diferentes.

El primer grupo comprende a MORENAS, PLANICIES FLUVIOGLACIALES y TERRAZAS DE KAME, unidades éstas restringidas a la zona cordillerana conjuntamente con *valles glaciales* y *circos*. Sólo al sur del paralelo 52° los sedimentos correspondientes alcanzan la costa atlántica. Estratigráficamente han sido diferenciados tres DRIFTS, aunque es posible la existencia de un cuarto en algunas zonas. En sentido amplio corresponderían a una edad Würm/Wisconsin, si bien el más antiguo puede ser aún de mayor edad.

El segundo grupo incluye principalmente a PEDIMENTOS (glacis en la literatura de algunos países europeos), TERRAZAS FLUVIALES, PIE DE MONTES y PEDIMENTOS DE FLANCO, de distintas edades. La grava vinculada a estas unidades geomorfológicas generalmente se la identifica como RODADOS PATAGÓNICOS "sensu stricto". Mediante las investigaciones geomórficas y sedimentológicas realizadas por los autores, se reúnen elementos de juicio que rechazan la posibilidad de asignar una génesis glacial primaria a estos depósitos. Se considera que ellos fueron originados como consecuencia de procesos vinculados con *pedimentación*, *acción fluvial* y *remoción en masa*. La mayoría son anteriores a los drifts reconocidos y muy probablemente los depósitos más antiguos, topográficamente de mayor altura, puedan corresponder a una edad Pliocena.

ABSTRACT

Surficial deposits known as RODADOS PATAGÓNICOS, RODADOS TEHUELCHES or PATAGONIAN SHINGLE FORMATION, generally consisting of sandy gravel are scattered throught Patagonia (southern Argentina) from the Andean Cordillera eastwards to the Atlantic coast.

In the geomorphology of Patagonia are recognized two major groups of geomorphic features characterized by the predominance of the gravel fraction.

The first group is constituted by MORAINES, OUTWASH BODIES and KAME TERRAZES. These, together with glaciated troughs and cirques are restricted to the Andean Cordillera. Only south of parallel 52° do the sediment of this group reach the Atlantic coast. Stratigraphically three drift bodies have been recognized; possibly a fourth drift is present in some areas. Probably all the are of Würm/Wisconsin age in a wide sense, although possibly the oldest is pre-Wisconsin age.

In the second group there are mainly PEDIMENTS (glacis en the literature of some European countries), FLUVIAL TERRACES, PIEDEMONT DEPOSITS and FLANKING PEDIMENTS

¹ Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Univ. Nac. de La Plata.

² Miembro de la Carrera del Investigador del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

DEPOSITS, of various age. The deposits of sandy gravel related to these features are known as Rodados Patagónicos *sensu stricto*. Recent geomorphic and sedimentologic researchs reject a primary glacial source for these sediments. The authors propose that they originated by several processes, chiefly *pedimentation*, *fluvial action* and *mass-wasting*. Stratigraphically, most of these sediments are older than the recognized drift bodies; probably the earliest Rodados Patagónicos are of Pliocene age.

INTRODUCCION

Gran parte de la región patagónica, desde el Río Colorado hasta Tierra del Fuego inclusive, se encuentra cubierta por *depósitos de grava arenosa*, situados a distintos niveles topográficos, conocidos bajo las denominaciones generalizadas de RODADOS PATAGÓNICOS, RODADOS TEHUELCHES o PATAGONIAN SHINGLE FORMATION. Sus rasgos tan poco comunes en sedimentos de este tipo, en especial su amplia distribución regional, generó un manifiesto interés en muchos investigadores, que realizaron desde el siglo pasado hasta la actualidad numerosas observaciones y estudios, orientados principalmente a establecer su discutida génesis. La literatura existente cita los más variados orígenes, atribuidos a distintos procesos relacionados con acción MARINA y/o FLUVIAL y/o GLACIAL.

Ante esta diversidad de opiniones, resulta evidente que para intentar una solución al problema genético sea necesario poner en práctica otros métodos de investigación. Los autores del presente trabajo, persuadidos de la conveniencia de encarar un estudio con criterio geomórfico y apoyo sedimentológico, realizaron varios viajes a la Patagonia durante los últimos cinco años. En dicho lapso fueron relevados en escala 1:200.000, los rasgos geomórficos de una amplia región comprendida entre los paralelos 46° y 46° 40', el límite con Chile y la costa atlántica, área de una extensión aproximada a los 27.000 km². Paralelamente se efectuaron análisis sedimentológicos —con las limitaciones lógicas impuesta por la gran extensión de la superficie abarcada— de los distintos depósitos considerados como uni-

dades geomórficas, a fin de establecer los parámetros texturales-composicionales y mediante ellos contar con elementos prácticos de identificación y comparación.

Anteriores y posteriores investigaciones realizadas en Neuquén, Río Negro, Chubut y Santa Cruz, nos inducen a exponer con carácter de hipótesis de trabajo, un conjunto de ideas que de alguna forma coinciden con diversas opiniones vertidas por distintos autores desde principios de siglo y que fundamentalmente niegan un origen glacial primario de los Rodados Patagónicos.

Los autores agradecen a los colegas A. J. Amos y R. Pascual la lectura crítica del manuscrito, como asimismo al Sr. C. R. Tremouilles (h) por los dibujos realizados.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Entre los trabajos anteriores referentes a los Rodados Patagónicos se citarán sucintamente aquellos estimados de mayor significación, agrupándolos de acuerdo al origen asignado.

Darwin (1846), Mercerat (1893), Hartcher (1897) y Bonarelli (1922), consideraron a estos depósitos de origen marino.

Doering (1882), Hautal (1899), Nordenskjöld (1898), Quensel (1908-09), Frenguelli (1926-57) y Feruglio (1935-1950), juzgaron que en gran parte eran fluvio-glaciales, aunque debe aclararse que generalmente no reconocieron las glaciaciones respectivas.

Para Keidel (1916-19), Groeber (1936) y Caldenius (1940), forman

parte de amplios abanicos aluviales elaborados durante varios ciclos. El autor citado en último término estimaba a la solifluxión como el agente de mayor importancia en la dispersión del material sedimentario.

Posteriormente, Auer (1951-56-59-60-63), Groeber (1952) y Czajka (1957-66), exponen nuevos y diversos argumentos en favor de un origen glacial, criterio éste muy difundido especialmente en la literatura extranjera.

Flint (1959) en una breve conferencia dictada en la Universidad de Buenos Aires, manifiesta su discrepancia con los autores que asignan un origen glacial de estas gravas.

Volkheimer (1964-65) describe a los depósitos de gravas como integrantes de varias formaciones, algunas descansando sobre pedimentos.

Cortelezzi *et al.* (1965-68) dan a conocer los resultados de un estudio de carácter sedimentológico, desestimando todos aquellos procesos vinculados a la acción glacial; por rasgos principalmente texturales de los elementos clásicos estiman que fueron depositados en medio ácuco.

Fidalgo - Riggi (1965) mediante la realización de una primera etapa (11.000 kilómetros²) de un estudio geomórfico-sedimentológico proyectado en Santa Cruz, establecen que las gravas reconocidas como Rodados Patagónicos "sensu stricto", forman parte de dos *pedimentos* cronológicamente distintos, denominados Pedimento C° Guenguell y Pedimento Cañadón Seco. Sus depósitos pueden diferenciarse por sus propiedades morfológicas, texturales y composicionales, de aquellos sedimentos glaciales que se encuentran en áreas circundantes.

Asimismo, Flint-Fidalgo (1968) identifican tres *drif* desvinculados genéticamente de gravas pertenecientes a *pedimentos*, sin lugar a dudas más antiguos, en la región comprendida entre Bariloche y Esquel.

En la región patagónica el rasgo fisiográfico dominante lo constituye el desarrollo de extensas mesetas, con alturas que descienden desde los 2.000 m en las inmediaciones del límite internacional con Chile, hasta poco más de un centenar y como excepción en las proximidades de la costa atlántica. En general presentan superficies planas con suave inclinación, coronadas por mantos de grava o coladas basálticas. Observadas desde el aire, las más altas se asemejan a grandes islas dispuestas en medio de un paisaje escalonado, compuesto esencialmente por diferentes niveles de Pedimentos, Pie de Monte, Terrazas Fluviales, Coladas Basálticas y Pedimentos de Flanco. Sobre el litoral atlántico, en cambio, prevalecen Terrazas Marinas, Barras Costeras y en ocasiones abruptos acantilados. En este relieve típicamente chato suelen interrumpir la monotonía del paisaje, aunque muy esporádicamente, restos de pequeños conos volcánicos o lomadas de escaso realce afectados por erosión diferencial.

El paisaje montañoso se halla primordialmente limitado a la Cortillera de los Andes, que excepcionalmente alcanza alturas superiores a los 2.500 m; en la región extraandina a las Sierras Centrales de Chubut y Neuquén, algo más bajas; a la Meseta de Somuncurá, con una altura promedio inferior a los 1.000 m y a la zona de Sierra Grande que escasamente supera algunos cientos de metros.

Los valles con aguas permanentes son escasos y su principal fuente de alimentación está ubicada en la zona cordillerana, desde donde cruzan cientos de kilómetros recibiendo el aporte de condados tributarios.

Cañadones en oportunidades profundos, suelen rematar en Bajos de distintas formas y dimensiones, donde sólo durante eventuales días del año circulan reducidos volúmenes de agua.

Los mencionados Bajos (cuencas con drenaje centrípeto) asimismo constituyen un rasgo distintivo de la Patagonia, especialmente en la región central y oriental. Sus dimensiones pueden alcanzar desde algunas decenas de metros en diámetro hasta varios kilómetros, variando su profundidad entre escasos metros y 100 a 150 m; excepcionalmente llegan a valores mayores de 200 m. Con frecuencia suelen tener una zona central donde se depositan sedimentos finos transportados por las aguas encauzadas en los cañadones y que desembocan en dichas depresiones. En algunos casos, cuando el agua se evapora esos sedimentos suelen cubrirse de un tapiz salitroso.

Finalmente, en la Cordillera y extendiéndose a corta distancia del pie oriental, pueden distinguirse relictos de Morenas Frontales, Morenas de Fondo y planicies Fluvioglaciales encauzadas, así como Cuencas Lacustres también vinculadas a la acción glacial.

Las precipitaciones en la Patagonia son en gran parte inferiores a los 200 milímetros anuales, correspondiendo al otoño y primavera el mayor porcentaje de aguas caídas. Estas particularidades determinan que algunos amplios valles, como acontece con el Río Chico (Chubut), el curso superior del Río Desierto, etc., carezcan de agua durante gran parte del año.

En una angosta zona situada a partir del pie oriental de la Cordillera hacia el poniente, las precipitaciones aumentan sensiblemente debido a la marcada influencia de los vientos húmedos procedentes del Pacífico. En la figura 1 se encuentran trazadas las isotermas e isoyetas que representan los valores correspondientes a la media anual, publicados por el Servicio Meteorológico Nacional (1960).

Como resulta obvio, las condiciones climáticas reseñadas se ven reflejadas en el tipo de vegetación dominante. Desde la costa atlántica y en dirección ha-

cia el oeste es típicamente *esteparia* con gran difusión de arbustos achaparrados con hierbas estacionales en los espacios libres. Alcanzando el pie de la Cordillera pasa rápidamente a *sabana* y en corto trecho a *bosque*, ubicado generalmente entre los 700 y 1.500 m s.n.m.

GEOLOGIA DE LA ROCA DE BASE

A los fines del presente trabajo se denominará Roca de Base a todas aquellas unidades litoestratigráficas infrayacentes a los Rodados Patagónicos.

El conocimiento de las características litológicas y estructurales, así como la distribución regional de las distintas unidades geológicas que integran la Roca de Base en la Patagonia, es sin duda el paso previo esencial requerido para intentar de establecer el origen y desarrollo de los mencionados rodados.

La composición litológica de la grava y la distribución regional de las unidades que cedieron material para su formación, constituyen elementos importantes en la identificación de las áreas de procedencia. Por otra parte, la estructura —en sentido geomórfico— de la Roca de Base permite, conjuntamente con el estudio de las formas de los depósitos en el paisaje y sus características internas, inferir los procesos fundamentales que dieron origen a los Rodados Patagónicos.

Con el propósito de interpretar las consideraciones precedentes y antes de abordar el tema, se presenta una síntesis de los tipos litológicos más relevantes, agregando algunas apreciaciones sobre su resistencia a los agentes erosivos, de las unidades geológicas mayores distribuidas a lo largo del territorio patagónico. Dichas unidades han sido volcadas en la figura 2 en base a los mapas geológicos de la Dirección Nacional de Geología y Minería (1964) en escala 1 : 5.000.000 y de Feruglio (1950) en escala 1 : 2.000.000

A) PROTEROZOICO Y PALEOZOICO.

Sus elementos litológicos consisten principalmente en metamorfitas compuestas por filitas, cuarcitas y anfibolitas subordinadas que muestran profusos micropliegues y abundante inyección cuarzosa; acompañan a esta asociación escasas calizas y granulitas. Estas entidades se encuentran asociadas con cuerpos intrusivos de granitos, granodioritas y dioritas. Si bien gran parte de estas intrusiones son premesozoicas, algunas han tenido lugar durante el Cretácico y Terciario, como es el caso del Cerro Torres del Paine, Magallanes, Chile, de edad Mio-Pliocena.

B) MESOZOICO.

1. *Jurásico Medio a Superior* ("Serie Porfirítica").

Incluye a un potente complejo vulcanítico-piroclástico integrado por riolitas y traquitas subordinadas, ocasionales granófiros, vitrófiros, ignimbritas, dacitas y andesitas, asociadas con abundantes tobas, brechas, aglomerados y areniscas tobáceas.

2. *Jurásico Superior y Cretácico.*

Están representados por depósitos marinos y continentales que componen un conjunto de grupos sedimentarios bien diferenciables. En términos generalizados intervienen pelitas, areniscas, conglomerados, tobas y escasas calizas, con abundante y variada macro y microfauna, materiales carbonosos y niveles muy glauconíticos. El grado de consolidación es relativamente bajo y en consecuencia oponen una resistencia limitada a la erosión, salvo en aquellos de-

pósitos más antiguos y australes de la región cordillerana, donde pasan hacia el poniente a sedimentitas de mayor resistencia alcanzada (por procesos de metamorfismo incipiente).

C) CENOZOICO.

1. *Terciario*

a) *Cuerpos extrusivos mesosilíceos y ácidos* ("Serie Andesítica"). Comprende a un complejo vulcanítico - piroclástico de composición mesosilíceica y ácida, constituido por andesitas, riolitas, traquitas, ortófiros y basaltos, alternando con tobas, brechas y aglomerados

b) *Cuerpos sedimentarios.* Integran depósitos continentales y marinos constituidos principalmente por pelitas, areniscas tobáceas, tobas, tobas arenosas y pelíticas, sumándose esporádicas intercalaciones de conglomerados y calizas. Contienen faunas de mamíferos, moluscos, artrópodos, etc. Generalmente estos sedimentos son disgregables y hasta friables, por lo tanto no ofrecen resistencia a los agentes erosivos.

c) *Cuerpos extrusivos básicos.* Corresponden a manifestaciones esencialmente basálticas que coronan relieves mesetiformes.

2. *Terciario y Cuaternario.*

a) *Cuerpos extrusivos básicos.* Efusiones basálticas características de amplias áreas de la Patagonia.

GEOLOGIA DE LOS RODADOS PATAGONICOS

A) DEFINICIÓN

No obstante la existencia de una voluminosa literatura, hasta el presente no se ha logrado definir con cierta precisión a los Rodados Patagónicos, siendo ésta una de las causas fundamentales en la planteada controversia aún vigente acerca de su origen.

Entre muchos autores es apoyada la idea de que todos los depósitos de gravas diseminados superficialmente en la región patagónica, pueden ser englobados bajo la denominación de Rodados Patagónicos. Otros, en cambio, reservan dicha denominación únicamente para aquellos niveles más antiguos y asimismo ubicados a mayor altura.

De las dos consideraciones mencionadas, la primera es la que ha originado mayor confusión ya que cuando un autor manifiesta, por ejemplo, que los Rodados Patagónicos en las adyacencias de Aluminé o en Tierra del Fuego son de procedencia glacial, puede existir coincidencia incluso con aquéllos que como nosotros niegan tal origen. Ello se debe a que en las citadas regiones existen depósitos de grava glacial, pero de ninguna manera corresponden a los que deben considerarse como Rodados Patagónicos "sensu stricto"

Por las razones apuntadas resulta evidente que los depósitos péfiticos se dividan con relación a su génesis, en los dos grandes grupos siguientes:

1. Depósitos de grava integrantes de distintas unidades geológicas y geomórficas. En general son de mayor edad y forman parte de Pedimentos, Terrazas Fluviales, Pie de Montes, etc., con caracteres morfológicos, litología y ubicación topográfica que permiten diferenciarlos claramente de aquellos correspondiente al segundo grupo.

2. Depósitos unánimemente reconocidos como de origen glacial y que constituyen en esencia Morenas, Planicies Fluvioglaciales, etc., bien diferenciables por la morfología, litología y posición estratigráfica, de aquellos correspondientes al primer grupo y que además resultan de menor antigüedad.

En consecuencia deben ser denominados Rodados Patagónicos a todos los depósitos de grava distribuidos superficialmente en la región patagónica, desarrollados con anterioridad a los reconocidos sedimentos glaciales y fluvioglaciales, pero excluyendo a aquellos depósitos de indiscutible origen marino de la costa atlántica que forman Terrazas Marinas, Barras Costeras y Playas. Debe aclararse que se han convenido mantener dicha denominación a fin de lograr una mayor claridad de exposición, pero ratificando las reservas señaladas anteriormente por Fidalgo - Riggi (1965, pág. 317).

B. RASCOS GENERALES

El conocimiento de las siguientes propiedades estructurales, texturales, composicionales y de procedencia, han sido principalmente el resultado del estudio geomórfico-sedimentológico realizado por Fidalgo-Riggi (1965) en la Meseta del Guenguel y alrededores, situada en Santa Cruz. Muchas de las particularidades observadas en la citada zona se repiten en distintas localidades de la Patagonia recorridas por los autores y también por otros como Caldenius (1940), Feruglio (1950), Frengüelli (1957), Cortelezzi *et al.* (1966-68), Flint-Fidalgo (1968), etc.

1. Estructuras sedimentarias

Los depósitos en cuestión muestran una notable irregularidad en sus estructuras sedimentarias, ya sea en un mismo

aflorescimiento o entre afloramientos distantes entre sí. Cuando la granometría del perfil es uniforme o con variaciones graduales, la estructura es masiva, o sea que no se aprecian planos de estratificación. Esta uniformidad suele desaparecer lateralmente cuando existen intercalaciones de gravas más finas o arenosas de forma lenticular, desarrollándose en consecuencia una estratificación irregular y discontinua. Asimismo son frecuentes los perfiles donde el tramo inferior está integrado por arenas irregularmente estratificadas, determinando la formación, a veces sucesiva, de pequeños "bolsillos" arenosos.

2. Fábrica

Esta propiedad textural es asimismo variable. Son frecuentes los perfiles o sectores de los mismos donde se aprecia una relación física muy estrecha entre los clastos, que muestran sus espacios intersticiales casi desprovistos de matriz arenosa. En otros casos, los clastos se hallan más separados entre sí y están contenidos en una abundante matriz arenosa que excede el 35 %. Si bien resulta común una disposición desordenada de los clastos, es igualmente frecuente, en algunos niveles de los perfiles, el desarrollo de una marcada orientación en especial de las formas discoidales y elongadas. Este último rasgo debe ser tenido muy en cuenta porque revela condiciones de depositación altamente dinámicas.

3. Granometría

La grava presenta una amplia distribución de tamaños, con una clase modal variable entre *guija muy gruesa* (32-64 mm) y *guijarro fino* (64-128 mm), incluyendo esporádicos *bloques* que pueden alcanzar los 450 mm en las zonas próximas al a Cordillera, con disminución gradual hasta tamaños de 150 milímetros en aquellas regiones distales ubicadas en las proximidades de la

costa atlántica. Flint-Fidalfo observaron en depósitos de pedimentos próximos al frente montañoso de Río Negro, enormes bloques de dimensiones variables entre 1000 y 1500 mm. Cortelezzi *et al.* (1965-68) determinan una granulometría *fin a mediana* (4-64 mm) para la grava distribuida entre los ríos Negro y Colorado.

4. Forma y redondez

Los datos obtenidos mediante mediciones triaxiales y comparación visual, han permitido diferenciar, en base a la forma y grado de redondez de la grava, los *pedimentos* de las *planicies fluvio-glaciales* correspondientes a las unidades geomórficas fundamentales que caracterizan a la Meseta del Guenguel y alrededores. En los primeros predominan los individuos *discoidales* y *bien redondeados* (promedio .70), mientras que en las segundas los *esféricos* y *redondeados* (promedio .60).

5. Litología

Los estudios litológicos realizados hasta el presente se circunscriben a generalizaciones basadas en observaciones megascópicas poco detalladas. No obstante, debe destacarse la unánime coincidencia de opiniones entre los distintos autores, acerca del elevado porcentaje de rocas volcánicas en los depósitos sin distinción genética.

Con criterio similar al empleado en el caso anterior, en cuanto a la distinción de diferentes unidades geomórficas, se efectuaron recuentos litológicos apoyados por estudios de cortes delgados. Los resultados obtenidos permiten calificar a estos depósitos como de naturaleza poligenético, integrados por las siguientes variedades: riolitas, riocitas, dacitas, basaltos y andesitas; granitos, granodioritas, tonalitas y gabros; aplitas y pegmatitas; filitas, cuarcitas, anfibolitas, cuarzo de inyección y calizas; areniscas y tobas.

Obtenida la documentación que surge del recuento de esta gama litológica y agrupados los distintos tipos según su origen, resultan marcadas diferencias de utilidad para definir, mediante grupos mayores, a las dos unidades geomórficas en cuestión, identificadas por los siguientes porcentajes composicionales:

Pedimentos:

- 90 % Vulcanitas
- 10 % Plutonitas y sedimentitas

Planicies Fluvioglaciales:

- 70 % Vulcanitas
- 30 % Plutonitas, metamorfitas y sedimentitas.

En definitiva, los *pedimentos* se distinguen litológicamente de las *planicies fluvioglaciales*, por contener los primeros mayor porcentaje de elementos volcánicos y carecer de aquéllos metamórficos.

Asimismo, Cortelezzi *et al.* (1965-68) aportan nuevos pormenores de la región anteriormente citada, estableciendo que las variedades más abundantes corresponden a andesitas, basaltos y lamprófiro, con porcentajes subordinados de rocas piroclásticas y graníticas, aunque predominando las tobas en las muestras actuales.

6. *Diagénesis*

Entre los procesos diagenéticos más importantes que afectan a estos depósitos figuran la cementación y la disolución intraestratal.

En el tramo superior de muchos perfiles resulta frecuente advertir que los espacios intersticiales de las gravas se encuentran ocupados por un material blanquecino calcáreo. No obstante, el porcentaje de carbonato acusado no es tan elevado como parece sugerirlo su aspecto. En las muestras sometidas a la acción del HCl, más del 50 % corres-

ponden a un residuo insoluble compuesto por distintas proporciones de fracciones arena, limo y arcilla. Las dos primeras constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasas y fragmentos líticos de distinta naturaleza; en ningún caso fueron hallados elementos piroclásticos. En cuanto al material arcilloso, el análisis practicado mediante difracción acusó la presencia de un montmorillonite pobremente cristalizado.

Por otra parte, las fracciones arena y limo muestran evidencias de haber sufrido los efectos de disolución intraestratal. En Pampa del Castillo algunas secciones contienen pequeñas concreciones irregulares y subesféricas de ópalo blanco. Su origen se debe a la liberación de sílice a partir de la alteración de los silicatos que componen el material elástico fino; este proceso está avalado por la existencia de granos con extremos aserrados, especialmente los de composición ferromagnésica, que confirma la mencionada disolución. Asimismo, bajo estas circunstancias y los efectos de un clima semiárido, donde la movilidad de los cationes liberados es muy reducida, los óxidos de silicio y aluminio encuentran las condiciones propicias para dar lugar a la formación de arcillas del grupo de la montmorillonita. A causas similares puede atribuirse la existencia de carbonato de calcio precipitado, contribuyendo a consolidar sectores de estos depósitos.

7. *Procedencia*

Del análisis litológico de las gravas se infiere que la procedencia fundamental de sus elementos, está directamente vinculada a la existencia de tres unidades muy difundidas en la Patagonia, conocidas bajo las denominaciones de "Serie Porfirítica", "Serie Andesítica" y "Basaltos", en gran parte localizadas en la Cordillera y zonas aledañas. Sin embargo, estas no son exclusivas de dicha región, dado que también afloran en amplias áreas de Río Negro, Chubut y

Santa Cruz (véase fig. 2). Además debe señalarse que algunas unidades sedimentarias de la Roca de Base, como acontece por ejemplo con miembros conglomerádicos del Santacrucense próximos al pie de la Cordillera (Fidalgo-Riggi, 1965), han participado con sus elementos clásticos en la elaboración de estos depósitos.

En conclusión, es indudable que a la amplia región cordillerana le corresponde la calificación de *provincia distributiva principal*, mientras que a las áreas extraandinas litológicamente similares, el de *provincias distributivas secundarias*.

GEOMORFOLOGIA DE LOS RODADOS PATAGONICOS

Los Rodados Patagónicos forman parte de distintas unidades geomórficas que caracterizan el paisaje de la Patagonia. Entre las más representativas figuran Pedimentos, Terrazas Fluviales, Pie de Montes y Pedimentos de Flanco, correspondiendo a las dos primeras la mayor distribución regional, con remanentes dispersos desde el límite internacional hasta la costa atlántica. En cambio, el resto de las mencionadas unidades se presentan localizadas en zonas restringidas.

A continuación se describirán los rasgos de mayor relevancia que identifican a estas unidades.

A) PEDIMENTOS

Como ha sido adelantado anteriormente, ciertos caracteres fundamentales de la Roca de Base, tales como tipo de estructura y grado de consolidación, tienen una vinculación primordial y directa con el control físico en el desarrollo de estas unidades geomórficas.

Resulta óbvio entonces que la *horizontalidad* de la estructura y el *bajo grado de consolidación* constituyen, entre otros, factores propicios para la elab-

boración de Pedimentos. Estas condiciones persisten en gran parte de la Patagonia, donde las estructuras son horizontales o sub-horizontales y las sedimentitas (Terciario) mantienen la condición de disgregarse con relativa facilidad. En algunas zonas, como acontece en Neuquén, Río Negro, Chubut y Santa Cruz, las formaciones que integran la Roca de Base son de mayor antigüedad (Jurásico - Cretácico) y si bien presentan estructuras algo más dislocadas y mayor consolidación, aún ofrecen escasa resistencia a los procesos erosivos.

En ambos casos los Pedimentos se han desarrollado a partir del frente montañoso y hacia áreas topográficamente más bajas, como superficies de erosión y transporte disectadas en la Roca de Base. Actualmente presentan una cubierta o manto de grava, siendo su perfil longitudinal suavemente cóncavo y el transversal plano. La pendiente por regla general alcanza los 5° al pie de las serranías, pero disminuye gradualmente hacia las zonas distales. Los espesores suelen variar entre 1 y 5 metros. Áreas regionalmente reducidas, comparadas con las anteriores donde predomina una litología vulcanítica son zonas poco apropiadas para la evolución de Pedimentos.

De los análisis litológicos de estos depósitos y sus aspectos geomórficos surge que los elementos clásticos proceden principalmente del frente montañoso, integrado en gran parte por cuerpos de rocas vulcaníticas, lógicamente más resistentes a la erosión. El cambio morfológico de dicho frente a los Pedimentos es brusco y tiene lugar con variación pronunciada de las pendientes respectivas. Estas características sumadas a rasgos estructurales observados en la Roca de Base, permiten a veces comprobar la existencia de fallas ubicadas entre el frente montañoso y el Pedimento más antiguo o sus relictos. En estas regiones adyacentes a la Cordillera y en las Sierras Centrales de

Chubut, la identificación de Pedimentos no ofrece mayores problemas. Hacia el naciente, en cambio, su reconocimiento se torna dificultoso debido a la coexistencia, en cierto modo confusa, de relictos tanto de Pedimentos como de amplias Terrazas Fluviales, especialmente en las zonas vecinas a los colectores principales. En este caso se debe recurrir a un relevamiento regional adecuado.

Finalmente, debe aclararse que la denominación de Pedimento es en cierto modo similar a la de Glacis, utilizada en algunos países europeos; una aclaración detallada de ambos términos desviaría el propósito fundamental del presente trabajo.

B) TERRAZAS FLUVIALES

Las de mayor desarrollo y representatividad se encuentran distribuidas a lo largo de los ríos principales, es decir en aquellos valles que desde la Cordillera alcanzan la costa atlántica.

Adoptando la clasificación de Cotton (1940), los tipos más comunes corresponden a las *terrazas rocosas* (rock terraces) y *terrazas aluviales* (valley plain terraces). En las primeras los espesores de la grava varían entre 1 y 3 metros; en las segundas han sido constatadas mediante perforaciones espesores de 10 a 15 metros.

La amplitud de los remanentes de Terrazas Fluviales, especialmente de aquellas situadas a lo largo de los ríos más importantes, fluctúa con frecuencia entre 1 y 3 km, llegando en ocasiones a 5 ó 6 km en el curso medio e inferior, como ocurre con los ríos Negro y Deseado, entre otros.

Topográficamente se encuentran situadas en niveles inferiores con relación a los Pedimentos adyacentes y por lo tanto son más jóvenes. Asimismo, esta relación indica que la grava de estas terrazas proviene de distintas fuentes, como ser de áreas ubicadas en las cabeceras fluviales, de zonas donde la

Roca de Base puede suministrar elementos clásticos gruesos y de aquellos cuerpos de grava que descansan en niveles más altos (erosión lateral).

C) PIE DE MONTE

Su distribución se halla restringida a zonas adyacentes a las bajas serranías que caracterizan la región central patagónica, o sea en las Sierras Centrales de Chubut, Neuquén, márgenes de la Meseta de Somuncurá y Sierra Grande. Forman generalmente depósitos de escasa extensión y en las proximidades del frente montañoso se resuelven en conos aluviales de reducida pendiente; hacia sus extremos distales culminan con frecuencia en cuencas con drenaje centripeto.

Además de las claras diferencias geomórficas observadas entre los Pie de Montes y los Pedimentos, existen en sus elementos sedimentarios rasgos texturales propios que los distinguen. En el presente caso, es bien notoria la mayor angulosidad de los elastos, particularidad ésta justificable teniendo en cuenta que la distancia recorrida por transporte ha sido corta como consecuencia de la proximidad de las áreas de procedencia.

D) PEDIMENTOS DE FLANCO

En consideración a que unidades geomórficas de este tipo, frecuentemente desarrolladas en distintas localidades de la Patagonia, muestran caracteres similares a los observados en otras regiones del orbe, se estima conveniente transcribir algunos párrafos extraídos de distintos trabajos. Cotton (1942) destaca: "Some terraces, termed 'catenary' by Hanson-Lowe, which slope towards the river level... In China specially the concave portion of lower valley-side profiles is very broadly developed and pediment-like in the larger valleys..." Frye y Smith (1942) describieron en

Kansas "pediment like slopes" y posteriormente Frye y Leonard (1952-54) denominan a esas formas "flanking pediments", considerando su posición con respecto al colector principal.

En la región patagónica estas unidades constituyen superficies de transporte de corta extensión, desarrolladas entre una meseta coronada de grava y una zona inferior cuyo nivel de base se halla controlado ya sea, por un colector principal, la parte central de una depresión o en las áreas próximas a la costa por el nivel del mar. En cualquiera de los casos mencionados se presentan condiciones algo diferentes a las descritas por los autores citados, debido a la existencia de grava que se desplaza a partir de los niveles más altos (su posición original) por las pendientes de las mesetas y sobre una Roca de Base fácilmente deleznable. Estas pendientes de transporte son a veces disectadas en respuesta a sucesivos cambios del nivel de base, por profundos cañadones donde se forman terrazas fluviales, también coronadas de grava procedentes de los niveles más elevados. Los mejores ejemplos se encuentran en las pendientes que descienden desde la Pampa del Castillo hacia la costa atlántica, el Bajo Oriental y el Valle Hermoso.

ESTRATIGRAFIA Y CONCLUSIONES

De la revisión de la literatura geológica existente acerca de los Rodados Patagónicos, se desprende que en la actualidad son prácticamente desconocidas las relaciones estratigráficas en detalle. Entre las principales causas que incidieron negativamente en este aspecto figuran, la falta de suficientes observaciones derivadas de los escasos afloramientos apropiados, como así también de la inexistencia de dataciones sistemáticas y de estudios geomórficos-sedimentológicos de carácter regional.

No obstante, durante los últimos veinte años fueron iniciados algunos inten-

tos de ordenamiento estratigráfico, encarados principalmente por Feruglio (1950) y Frengüelli (1957). Estos autores se apoyaron en las alturas absolutas de los distintos niveles de grava, resultando esquemas muy generalizados que adolecen de fundamentación adecuada.

Groeber (1953) da a conocer un cuadro estratigráfico general que abarca las provincias de Mendoza, parte de La Pampa, Buenos Aires e incluyendo la totalidad de la región patagónica. Dicho autor no vacila en encontrar los equivalentes exactos de sus glaciaciones Vallimanca, Colorado, Diamante y Atuel, en los esquemas clásicos de los Alpes, Escandinavia y la zona central de América del Norte. El nivel atribuido a la primera glaciación (Vallimanca), en opinión de los autores corresponde en el NW de Santa Cruz al Pedimento C° Guenguel, mientras que aquél asimilado a la segunda (Colorado) al Pedimento Cañadón Salado.

Polanski (1954) inicia una serie de estudios cuyos resultados culminan con una síntesis general del Cuaternario de la región pedemontana de Mendoza (1962). Al cabo de muchos años de investigaciones reúne un acopio de pruebas que rechazan categóricamente las glaciaciones Diamante y Atuel de Groeber (1953), demostrando el error de considerar como till a sedimentos depositados por corrientes de barro.

Para Auer (1951-56-59-60-63) no existe ninguna duda acerca del origen glacial de los Rodados Patagónicos, manifestando (1956, pág. 11): "...There are two great glacial groups: a older, the Teheulche and two younger...". Además supone al Iniciglacial de Caldenius (1932) equivalente al Riss, desplazando su límite oriental hacia el este en varias zonas.

No obstante, los estudios más recientes sostienen su completa desvinculación con los procesos glaciales.

Recientemente, Volkheimer (1965), Fidalgo-Riggi (1965) y Flint-Fidalgo

(1968), citan la presencia de gravas de Pedimentos en varias regiones de la Patagonia occidental. Cortelezzi et al (1964-67-68) mediante un estudio sedimentológico efectuado en el área comprendida entre los ríos Colorado y Negro, consideran que los rodados en cuestión fueron depositados en ambiente ácuo. Por otra parte, en las veinte Hojas Geológicas levantadas por la Dirección Nacional de Geología y Minería, en distintas localidades de la Patagonia, estos depósitos son definidos como integrantes de niveles de Pie de Monte y/o Terrazas Fluviales. Los sedimentos de origen glacial que en algunas de ellas se describen y sobre los cuales no existe duda alguna, coinciden con los depósitos correspondientes a las glaciaciones reconocidas en un principio por Caldenius (1932).

Los Rodados Patagónicos que componen los depósitos o niveles más antiguos, son anteriores a los sedimentos glaciales unánimemente reconocidos y obviamente posteriores a la Roca de Base sobre la que descansan. En gran parte de Santa Cruz, Chubut, SW de Neuquén y W de Río Negro, la Roca de Base está constituida principalmente por sedimentos del Oligo-Mioceno (Patagioniense, Colloncurensis y Santacruceño), estructuralmente horizontales y disgregables, rasgos éstos que favorecieron los procesos de dispersión de los rodados. La edad fue atribuida por algunos autores, entre otros Keidel (1916-19) y Feruglio (1950), al final del Plioceno. Sin embargo, en una amplia región de la Patagonia donde no existen depósitos de esa edad, se mantiene el interrogante de si su dispersión se habría iniciado en los comienzos del Plioceno.

Con posterioridad a la elaboración de la unidad litoestratigráfica más antigua (nivel de Rodados Patagónicos más elevado) y con anterioridad a los sedimentos glaciales, se desarrollaron numerosos depósitos que no han sido investigados detalladamente, descono-

ciéndose hasta la fecha su posición estratigráfica individual. En conjunto se los encuadra dentro del Cuaternario y en consecuencia varios autores les asignan un origen fluvio-glacial, pero sin tener las pruebas necesarias de sus relaciones con la glaciación o glaciaciones correspondientes.

Finalmente, los autores del presente estudio arriban a la conclusión de que los Rodados Patagónicos forman parte de diferentes unidades geológicas, elaboradas durante sucesivas etapas estrechamente vinculadas con repetidos cambios de nivel de base. Los factores que han intervenido en su dispersión y la intensidad de los mismos pudieron haber sido muy variados, pero se considera que los procesos relacionados con *pedimentación, acción fluvial y remoción en masa* han sido los de mayor significación.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aüer, V., 1951. *The Pleistocene and Post-glacial Period in Fuegopatagonia*. Ann. Acad. Scien. Fenn., Ser. A, N° 25, Finland.
- 1956. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: The ice interglacial ages*. Ann. Acad. Scien. Fenn., Ser. A, III, N° 45, Finland.
- 1959. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part. III: Shoreline displacements*. Ann. Acad. Scien. Fenn., Ser. A., III, N° 60, Finland.
- 1963. *Control studies and my journey to Patagonia, 1956-57*. Erip, "Terrasta", N° 4, p. 317-320, Helsinki.
- Bonarelli, G. y Nágera, J. J., 1921. *Observaciones geológicas en las inmediaciones del Lago San Martín*. Dir. Gral. Min. Geol. Hidrol. Bol. N° 27, serie B, Buenos Aires.
- Caldenius, C. 1932. *Las glaciaciones cuaternarias de la Patagonia y Tierra del Fuego*. Dir. Min. Geol. Hidrol. Publ. N° 95, Buenos Aires.
- 1940. *The tehuelche of Patagonian Shingle Formation. A contribution to the study of its origin*. Geografiska Annaler, Vol. XXII, N° 3-4, pág. 160-81, Sweden.
- Camacho, H. H. 1967. *Las transgresiones del Cretácico Superior y Terciario de la Argentina*. Asoc. Geol. Arg. T. XXII, págs. 253-79, Buenos Aires.

- Cortelezzi, C. R.; De Salvo, O y De Francesco, F. 1965. *Estudio de las gravas Tehuelches de la región comprendida entre el Río Colorado y el Río Negro desde la costa de la Prov. de Buenos Aires, hasta Choele-choele*. Acta Geol. Lilloana, T. VI, págs. 65-86. Tucumán.
- Cortelezzi, C. R.; De Francesco, F. y De Salvo, O. 1968. *Estudio de las gravas Tehuelches en la región comprendida entre Río Colorado y el Río Negro desde la costa atlántica hasta la Cordillera*. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, T. III, págs. 123-145, Buenos Aires.
- Cotton, C. A. 1948. *Landscape*. Whitcombe and Tombs Limited. New Zealand.
- Czajka, W. 1957. *Die Reichweite der pleistänen vereisung Patagoniens*. Geologischen Rundschau. Bd. 45, Germany.
- 1966. *Tehuelches pebbles and extra-andean Glaciation of East Patagonia*. Quaternaria, Vol. 8, págs. 245-53, Rome, Italia.
- Darwin, C. 1846. *Geological Observations on coral reefs, volcanic islands and on South America*, etc. London.
- Doering, A. 1882. *Informe oficial de la comisión científica agregada al Estado Mayor General a la Expedición al Río Negro (Patagonia)*. Geología. Parte III, Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1935. *Sobre la presencia de grandes rodados en la meseta del Golfo de San Jorge (Patagonia) y las Guayquerías de Tunuyán (Mendoza)*. Gaea. T. IV, N° 2, Buenos Aires.
- 1950. *Descripción geológica de la Patagonia*. Y.P.F., T. III, Buenos Aires.
- Flint, R. F. y Fidalgo, F. 1963. *Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes*. Dir. Nac. Geol. Min. Bol. N° 93, Buenos Aires.
- 1968. *Drift glacial al este de los Andes entre Bariloche y Esquel*. Inst. Nac. Geol. y Min., Bol. N° 119, Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Riggi, J. C. 1965. *Los rodados patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XX, N° 3, Buenos Aires.
- Frenguelli, J. 1926. *Apuntes sobre el Cuaternario de los alrededores del Golfo Nuevo, Chubut*. Gaea. T. II, N° 2, Buenos Aires.
- 1957. *Geografía de la República Argentina. Neozoico*. T. II, N° 2, Tercera parte, Buenos Aires.
- Frye, C. J. y Leonard, B. A. 1952. *Pleistocene Geology of Kansas*. The University of Kansas. State Geological Survey of Kansas. Bull N° 99, Estados Unidos.
- 1964. *Some problems of alluvial terraces mapping*. Amer. Jour. of Scien., Vol. 252, págs. 242-51, New Haven, Estados Unidos.
- Groeber, P. 1936. *Oscilaciones del clima en la Argentina desde el Plioceno*. Rev. C.E.C.N., T. I, N° 2, Buenos Aires.
- 1953. *Glacial, Tardía y Postglacial en Patagonia*. Rev. Mus. Mun. Cienc. Nat. y Trad. de Mar del Plata, Mar del Plata.
- Hautal, J. B. 1899. *Sur le Crétacé et le Tertiaire de la Patagonie australe*. Rev. Mus. La Plata, Vol. X, La Plata.
- Hatcher, J. B. 1903. *Reports of the Princeton Expeditions to Patagonia, 1896-99*. Princeton, New York.
- Keidel, J. 1917-19. *Über das patagonische Tafelland das patagonische Geröl und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen in argentinischem Andengebiet und Litoral*. Deutsch. Wiss. Verein, Zeitschr. Bd (1917) p. 219-45; 311-43; Bd (1918) p. 53-59, 139-61; Bd (1919) p. 1-27.
- Mercerat, A. 1893. *Contribución a la geología de la Patagonia*. An. Soc. Cient. Arg., T. XXXVI, pág. 65-103, Buenos Aires.
- Nordenskjöll, O. 1898. *Über die Postquartären Ablagerungen der Magellandaländer nebst einer Kurzen übersicht ihrer tertiären Gebilde*. Svenska Expeditionen till Magellansländerna, B. I, Stockholm.
- Polanski, J. 1962. *Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza, Prov. de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XXVII, N° 3 y 4, Buenos Aires.
- 1965. *The maximum glaciation in the Argentina Cordillera*. Special Papers N° 84, Geol. Soc. Amer., VII Congress of Ingua.
- Quensel, P. D. 1908-09. *On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia*. Bull. Beol. Inst. Univ. Upsala, Vol. IV, Upsala.
- Rovereto, G. 1912-14-21. *Studi di Geomorfologia Argentina*. Boll. Geol. Ital., V, XXI, XXXIII, XL, Roma.

Recibido el 23-VI-1970.

GEOLOGIA Y PETROLOGIA DE LA SIERRA BRAVA PROVINCIA DE LA RIOJA, REPUBLICA ARGENTINA

POR BEATRIZ L. L. COIRA Y MAGDALENA M. L. KOUKHARSKY¹

RESUMEN

El área estudiada se encuentra ubicada en el noreste de la provincia de La Rioja, en el ámbito de las Sierras Pampeanas.

Dentro de las rocas más antiguas, Basamento Cristalino, se han distinguido dos formaciones: Formación Sierra Brava (migmatitas, esquistos, anfibolitas y calizas) intruida por pegmatitas, diques brechosos riolíticos y el *Granito del Pílon* (granito-tonalita).

La *Formación La Antigua* (Pérmico Inferior) se apoya en discordancia sobre la Formación Sierra Brava. Está constituida por arenitas feldespáticas y arcosas rojizas, interestratificadas con algunos bancos conglomerádicos y pelíticos. La presencia de niveles piroclásticos dentro de esta formación son indicadores de un vulcanismo ácido o intermedio en el Pérmico Inferior.

La *Formación Los Chivatos* (calizas areniscosas y areniscas gruesas a sabulíticas, arcosas y wackes líticas feldespáticas, de colores blanquecinos a rosados) de edad Pliocena, descansa sobre la anterior en discordancia poco marcada.

Los sedimentos cuaternarios (depósitos aluviales, eólicos y escasos niveles de pie de monte) han tenido una amplia distribución en el área.

La estructura de esta zona está caracterizada por fallamiento en bloques de rumbo mediano, inclinados generalmente hacia el naciente y limitados en su flanco occidental por fallas que determinaron su vuelco como consecuencia de los movimientos andinos.

SUMMARY

The investigated area is located in the north-east part of La Rioja Province.

The oldest known rocks are those corresponding to the Crystalline Basement. In this complex two formation have been distinguished: *Sierra Brava Formation*, composed by migmatites, schists, amphibolites and limestones. It is intruded by aplopegmatites, rhyolitic breccia dikes and granite-tonalite stock (*Granito del Pílon*).

La Antigua Formation of Lower Permian age, rest unconformably upon Sierra Brava Formation. It is composed by reedish feldspathic arenites and arkoses interbedded with some conglomeradic and pelitic levels. This lithology shows a continental deposition under warm and wet climatic conditions. Pyroclastic levels make part of this Formation with claim for nearby acid vulcanism of Lower Permian age.

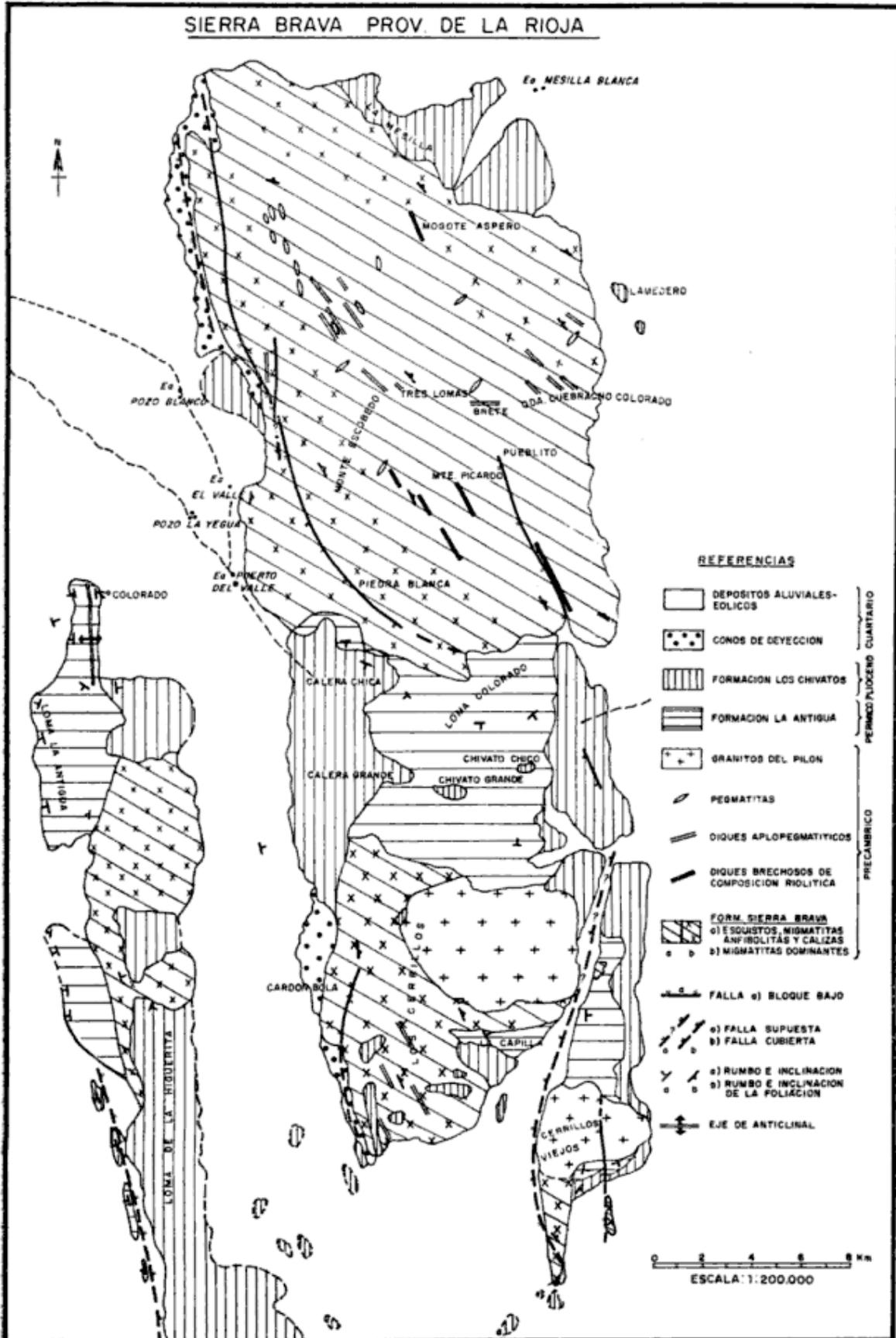
Los Chivatos Formation of Pliocene age rests upon the previous with slight unconformity. Sandy limestones and coarse sabulitic sandstones (arkoses and feldspathic lithic wackes), white to pink colored, records also continental but more acid conditions during Pliocene.

Quaternary sediments have a wide distribution over the area. They are mainly represented by alluvial-eolic deposits and scarce pedemont levels.

The structure of Sierra Brava is of block faulting, with a principal north-south trending fault limiting the blocks to the west and tilding this to the east.

Geological features of Sierra Brava are those common to others Sierras Pampeanas units.

¹ Trabajo realizado por cuenta de la Dirección Nacional de Geología y Minería y publicado con la anuencia de sus autoridades.



I. INTRODUCCION

Es objeto de este trabajo presentar un estudio petrológico de las unidades aflorantes en el extremo nororiental de la provincia de La Rioja y lograr su caracterización con miras a posibles correlaciones.

El área considerada se encuentra limitada al norte y sur por los paralelos 29° 30' y 30° de latitud sur y al este y oeste por las prolongaciones septentrionales de las salinas Grandes y La Antigua.

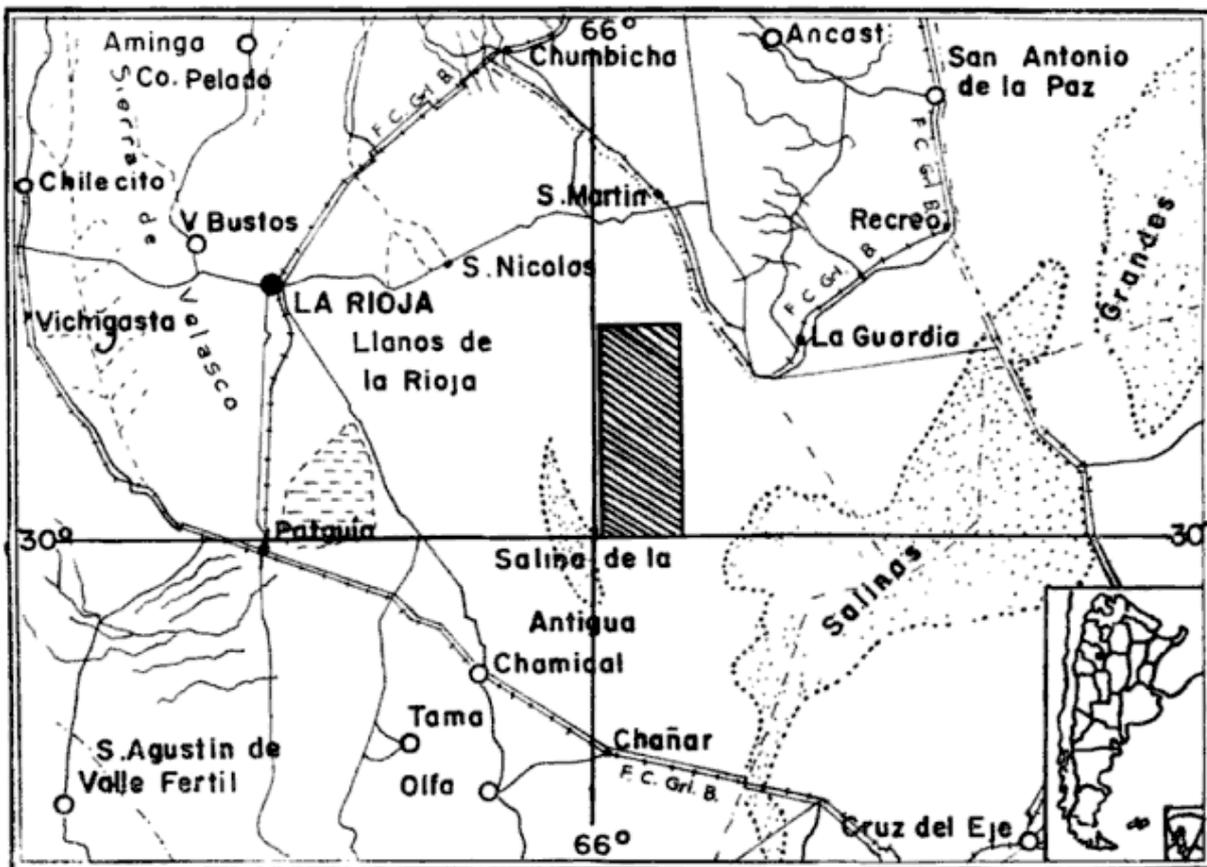
Las observaciones de campo en las cuales se basa el presente trabajo fueron realizadas en los meses de junio a agosto de 1967, durante el levantamiento geológico - económico de la Hoja 17 f Sierra Brava. Con anterioridad, en el mes de junio de 1966 se recorrió parte

de la zona en una comisión de apoyo al Plan Cordillera Norte a cargo del Dr. Juan C. M. Turner.

II. INVESTIGACIONES ANTERIORES

Brackebusch (1891) en su mapa geológico del interior de la República Argentina distinguió en la Sierra Brava un conjunto de rocas que incluyó en su Grupo Arcaico de edad azoica y al sur de dicha sierra otro que reunió como "Psamitas" de edad indeterminada.

Bodenbender (1911) consideró a las rocas de la Formación Sierra Brava en sus "Terrenos Metamorfosados" a los que atribuyó al Precámbrico y Cámbrico?, a los afloramientos del cerro Colorado de La Antigua en su Piso II de los Estratos de Paganzo, asignándos-



50 0 100km

Mapa de ubicación

les edad permotriásica e indicó también para esta zona afloramientos de sus Estratos de los Llanos de La Rioja, a los que atribuyó posible edad cretácica superior.

En su mapa geológico de la provincia de La Rioja a escala 1:100.000, Groeber (1940) indicó Rocas de Basamento en la sierra Brava; del Permotriásico en el cerro Colorado de La Antigua y afloramientos al sur de la sierra Brava y del cerro Colorado de La Antigua, como de edad pliocena.

Frenguelli (1946) realizó un perfil detallado en el cerro Colorado de La Antigua homologando los estratos aflorantes con la parte media de sus Estratos de Patquía.

Crespo (1959) efectuó un estudio geológico en el sur de la sierra Brava, dedicando su atención a las sedimentitas del Paganzo y Estratos de los Llanos.

Mezzetti (1960) llevó a cabo un estudio minero relacionado con las pegmatitas de la sierra Brava.

Turner (1966) efectuó el control de campo del levantamiento fotogeológico de esta área, en apoyo del Plan Cordillera Norte. Dicho autor publicó el Esbozo de la geología de la sierra Brava, en las Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas.

III. ESTRATIGRAFIA

Esta zona se encuentra incluida en el ámbito de las Sierras Pampeanas. En ella aflora un basamento al cual se ha dividido aquí en la Formación Sierra Brava (migmatitas, esquistos, anfibolitas y calizas), atravesadas por numerosos diques aplopegmatíticos, pegmatitas, algunos diques riolíticos brechosos y el Granito del Pilón.

La columna estratigráfica se completa con areniscas, conglomerados y rocas piroclásticas de edad pérmica (Formación La Antigua) y con las sedimentitas terciarias de la Formación Los Chivatos.

El Cuartario está representado por niveles de pie de monte muy poco desarrollados y zonas de acumulación aluvial, cólica.

A. PRECAMBRICO

1. FORMACIÓN SIERRA BRAVA

Esta entidad está constituida principalmente por migmatitas y en menor proporción esquistos cuarzo-oligoclásico-biotíticos, a veces granatíferos, y esquistos cuarzo-andesina media-biotita-titanita-epidoto, anfibolitas y calizas.

Sus afloramientos componen el cuerpo principal de la sierra Brava, la porción occidental y austral de Los Cerrillos, el extremo sur de Los Cerrillos Viejos y una faja norte-sur que se extiende desde el sudeste de la Loma de La Antigua hasta el río de La Higuera.

*Migmatitas*¹

Estas rocas son las que por su predominio caracterizan a la Formación Sierra Brava. Son migmatitas tonalíticas de colores grises oscuros a claros, a veces rojizas, con bandeamiento variable de grada desde marcado a difuso, las últimas en las zonas de migmatización

¹ Como migmatitas se designan en este trabajo, al conjunto de rocas gnéissicas cuyas bandas leucocráticas evidencian cierto grado de plasticidad de sus componentes, tanto por sus caracteres macroscópicos (venas irregulares, nodulosas, contorsionadas y anastomosadas), como microscópicos (distorsión y flexura de las láminas micáceas en la proximidad de la fracción leucocrática, zonalidad de la plagioclasa e intercrecimiento y digitación de los componentes). Bajo este término quedarían así agrupadas aquellas rocas que reúnen los caracteres texturales mencionados anteriormente y que podrían ser el resultado de una anatexis diferencial o de un aporte magmático y/o metasomático. Por otra parte, el término tonalítica califica sólo a la composición (cuarzo y feldespato calcosódico) de los minerales leucocráticos, y no al aspecto o estructura del conjunto, que podría ser granitoidea (homogénea y con foliación escasa o ausente) o bien foliada y/o bandeadada (lit par lit o gnéissica) como es el caso presente.

más intensa, donde es posible observar el desarrollo de frecuentes pliegues pignatíticos.

Las bandas claras están constituidas por granoblastos de hasta medio centímetro de diámetro de cuarzo y plagioclasa, esta última comúnmente idiomorfa. Con carácter accesorio y no constante suelen observarse cristales de granate y turmalina.

El diseño de las bandas es generalmente subparalelo, en algunos casos noduloso, aunque sin alcanzar una típica textura de gneis de ojos, y en otros difuso. Su espesor varía entre 0,2 y 2 centímetros.

Las bandas oscuras se caracterizan por el predominio de materiales micáceos principalmente biotita acompañada por clorita, muscovita, sericita y granate.

Caracterizan a las zonas de mayor migmatización el desarrollo de "motas" negro-verdosas de diámetro entre 0,5 y 2 cm, compuestas por finos agregados de sericita y clorita.

Como fenómeno poco frecuente se desarrollan porfiroblastos de oligoclasa de hasta 5 cm de longitud. Se localizan tanto en las bandas claras como en las micáceas, en estas últimas, sin aparente relación con los agregados cuarzo-oligoclásicos. Cabe destacarse que estos porfiroblastos se encuentran también en esquistos no migmatíticos.

Porfiroblastos de muscovita, de hasta un centímetro se observan en la zona de mayor densidad de pegmatitas. Son de distribución irregular y no respetan la foliación.

Las láminas de biotita, distribuidas con su característica textura lepidoblástica, se encuentran sólo en algunos casos flexionadas o afectadas por el agregado cuarzo-oligoclásico, por lo común se presentan degradadas a peninita y muscovita acompañadas por óxidos de hierro.

Las "motas", compuestas por clorita (peninita y/o clinocloro) y sericita, aparecen como agregados finos, lenti-

formes, de textura decusada o radiada. Se encuentran localizadas en las bandas micáceas reemplazando láminas de biotita, lo que se evidencia por relictos de esta última en el interior de las mismas o por presencia de "fantasmas" de láminas previas enmarcados sus contornos y clivaje por fino material opaco. En otras oportunidades sólo se reconoce un hábito tabular. En los bordes de estos agregados se disponen subperpendicularmente láminas de contornos netos de muscovita y clinocloro, el último acompañado por peninita.

Similares agregados sericíticos-cloríticos aparecen en las bandas micáceas de las migmatitas del sudoeste de la sierra Brava (zona del Mogote Ricardo) pero ya no en forma de "motas" sino como reemplazo de un mineral fibroso de hasta 1,5 cm de longitud.

Los porfiroblastos de granate, al igual que la biotita, están afectados por un metamorfismo retrogresivo, encontrándose transformados de manera generalmente parcial en biotita verde o parda y peninita, llegando este reemplazo a ser total en los Cerrillos Viejos, donde también participan, clinocloro, magnetita, muscovita y una penetración cuarzosa posterior acompañada por turmalina y apatita.

La plagioclasa (oligoclasa) es de igual composición (15-20 % An.), tanto en los agregados finos como en los porfiroblastos. En algunas muestras existen evidencias de albitización posterior, que se manifiesta como rebordes discontinuos en los cristales de oligoclasa.

El microclino, sólo en un caso, en la zona de Cardón Bola, en la proximidad a un cuerpo aplopegmatítico de composición granítica, se lo observó participando en la composición de las migmatitas, pero con carácter muy subordinado.

El cuarzo, más abundante que la plagioclasa, presenta marcada extinción fragmentosa y relación de penetración con respecto a los demás minerales.

Edad	Nombres	Litología	Esesor en metros
CUARTARIO	Depósitos de pie de monte, aluviales-eólicos	Arenas, rodados, limos, arcillas	
 disc.		
TERCIARIO	Formación Los Chivatos	Calizas areniscosas, areniscas gruesas sabulíficas	25
 disc.		
PERMIBO	Formación La Antigua	Areniscas, conglomerados, limolitas y tobas de composición ácida a intermedia	100
 disc.		
PRECAMBRICO ?	Granito del Pilón	Granitos-tonalitas	
		Pegmatitas, diques cuarzo-turmalínicos. Diques riolíticos brechosos Diques aplopegmatíficos	
	Formación Sierra Brava	Migmatitas, esquistos: a) cuarzo-oligoclásico-biotítico-muscovítico. b) cuarzo-andesina media-biotita-epidoto titanita-clorita Anfibolitas y calizas	

Esquistos.

a) Esquistos con la asociación cuarzo-oligoclasa-biotita-muscovita-granate-clorita. Son frecuentes en las zonas de escasa migmatización, aunque también se los encuentra como bancos de poco espesor dentro del conjunto más migmatizado.

Son de colores grises, grano fino, homogéneos o de bandeamiento poco marcado, en algunos casos, porfiroblásticos. La textura microscópica varía entre granoblástica y lepidoblástica.

Las láminas de mica alcanzan un desarrollo máximo de 2 mm. A veces la oligoclasa forma porfiroblastos de hasta 2 cm. También suelen observarse cristales de granate y muscovita de hasta 1 cm de diámetro.

Al igual que en las migmatitas, en estas rocas se observa un metamorfismo retrogresivo representado por el pasaje de biotita a clorita y muscovita, y de granate a biotita y peninita.

b) Esquistos con la asociación cuarzo-andesina media-biotita-epidoto-titanita-clorita. Estas rocas tienen escasa distribución, habiéndoselas observado esporádicamente en la porción sur de la sierra Brava, con potencias inferiores a los dos metros, intercaladas entre las migmatitas en las zonas donde también aparecen anfibolitas y calizas.

Son de color gris verdoso claro, grano fino y foliación poco marcada. Al microscopio se pueden reconocer algunos relictos de naturaleza pelítica, de grano fino, cuarzosos, con pequeñas láminas de clorita y biotita. Entre ellos se dispone cuarzo intersticial, cristales de andesina media, lípidos, de contornos desdibujados debido a reemplazo parcial por epidoto y láminas de biotita casi totalmente cloritizadas (clinocloro). Este último, junto con epidoto y titanita representan la neomineralización. El epidoto (clinozoisita y pistacita) es un constituyente dominante en estas rocas, el que reemplaza a la plagioclasa y en menor proporción a las

láminas de biotita, llegando en algunos casos a alcanzar desarrollo porfiroblástico.

Anfibolitas.

Afloran en el extremo suroccidental de la sierra Brava, también en la zona Cardón Bola y en La Capilla.

Se presentan como bancos de espesores que oscilan entre dos y diez metros y en algunos casos a manera de lentes no superiores a los dos metros de ancho alojadas en las migmatitas. Los primeros están constituidos por rocas compactas de color negro, granosas medianas, algo esquistosas, en las que se aprecian abundantes cristales de anfíbol, con orientación subparalela, de hasta 0,5 centímetros. Presentan un bandeamiento mal definido dado por escasas y delgadas bandas plagioclásicas. La hornblenda verde es el constituyente dominante (80%), la que suele presentar pasaje a tremolita, clorita y clinozoisita. La plagioclasa se presenta sausriritizada.

A diferencia de los anteriores los cuerpos lentiformes están compuestos por una roca homogénea no esquistosa, en la cual se aprecian abundantes cristales de anfíbol de hasta 1 cm, entre los que se disponen cristales blanquecinos de plagioclasa en forma de agregados irregulares y dispersos. Su textura es hipidiomorfa y si bien la hornblenda sigue siendo el constituyente dominante, el porcentaje de plagioclasa con respecto a las anfibolitas anteriores es algo mayor. La hornblenda se encuentra reemplazada en los bordes por clorita y tremolita. La plagioclasa, labradorita media, está distribuida entre los cristales de anfíbol, a los que suele penetrar encerrándolos en algunos casos poiquiliticamente. En muy baja proporción aparece biotita pardo rojiza, en algunas oportunidades reemplazando a la hornblenda y presentando a la vez pasaje a clorita. El cuarzo, muy escaso, es intersticial y se distribuye penetrando a los demás minerales. Como accesorios

se encuentran cristales de apatita y turmalina.

Algunas de las anfibolitas descritas en primer término están inyectadas por material cuarzo-plagioclásico a manera de venas de alrededor de 5 cm de espesor. En las inmediaciones de ellas las anfibolitas adquieren color verdoso más claro como resultado de una mayor degradación de la hornblenda a clinzoisita, tremolita y clorita, observándose también saussuritización de la plagioclasa.

Calizas.

Bancos de calizas de hasta 5 metros de espesor aparecen en el extremo sur de la sierra Brava, especialmente en la zona ubicada al oeste y sudoeste del Mogote Ricardo. Siempre están asociadas con bancos de anfibolita.

Su aspecto depende del grado de pureza. Las hay casi puras, de color blanco, gruesas, macizas, homogéneas, las que presentan al microscopio una base granoblástica de calcita en la que se disponen agregados ovalados de peninita y brucita bordeados por gránulos de epidoto. En algunos casos se aprecian remanentes de diópsido o forsterita. La brucita también aparece en forma de pequeñas venas y aisladamente se disponen cristales de granate.

Hacia el contacto con las anfibolitas las calizas adquieren color verdoso claro presentando además clinzoisita y tremolita.

Las calizas más impuras, de color rosado pardusco y aspecto terroso, se caracterizan por la asociación de calcita con abundante brucita, tremolita, peninita y granate.

2. DIQUES APLOPEGMATÍDICOS.

Estos cuerpos intruyen concordantemente a las rocas de la Formación Sierra Brava, con un espesor medio de 30 metros. Se distribuyen principalmente en las áreas de menor migmatización.

Su composición, entre granítica y tonalítica, presenta variaciones aún dentro de un mismo cuerpo. La diferencia mineralógica no está condicionada a la localización.

Son rocas de colores blancos grisáceos, rosados o morados y textura granosa fina a mediana, panalotriomorfa. Comúnmente presentan inhomogeneidad de grano llegando a tener carácter pegmatoide por el mayor desarrollo de sus feldespatos. Sus componentes son microclino, cuarzo, plagioclasa, muscovita y los accesorios comunes turmalina y granate.

Es frecuente observar en estos cuerpos una lineación paralela a los bordes dada por la forma alargada de los granos que las componen. Siguiendo esta lineación suelen encontrarse pequeñas venas irregulares, nodulosas, de cuarzo rosado acompañado o no por material sericítico verde claro. Estas venas se ubican tanto dentro de los cuerpos como los esquistos circundantes.

Hacia los bordes adquieren mayor desarrollo los cristales de feldespato y muscovita y aumentan los porcentajes de turmalina y granate.

El microclino se presenta en algunos casos pertítico filiforme, a veces reemplazando parcialmente a la plagioclasa. La composición de esta última varía entre oligoclasa sódica (15 % An.) y oligoclita (10 % An.); la primera en los cuerpos de composición tonalítica y la última en granitos y granodioritas.

Una zona albítica externa suele observarse bordeando a los granos de plagioclasa o de microclino. Son frecuentes las mirmequitas y poco frecuentes las anti-pertitas.

El cuarzo tiene extinción fragmentosa y penetra a los demás componentes, a veces con carácter granoso.

La muscovita parece ser el resultado de la desferrización de biotita, de la cual se observan escasos remanentes.

En algunos casos se aprecia una primitiva generación de cristales mayores de plagioclasa y/o microclino pertítico,

deformados, fracturados, rodeados y penetrados por el agregado fino posterior, de composición granítica, granodiorítica o tonalítica.

El carácter concordante de estos cuerpos con las migmatitas, y el hecho que en sus extremos a manera de venas se confundan con las folias claras de ellas, parecerían relacionarlos en forma directa con estas últimas, pero la diferente composición mineralógica no apoya esta hipótesis. En cambio podrían ser asociados con los cuerpos graníticos de Los Cerrillos y Cerrillos Viejos.

Cuerpos comparables con éstos han sido señalados por Bonorino (1950-51) en la Hoja 13 e Villa Alberdi y 12 e Aconquija. Aquellos son postectónicos. En la zona de Sierra Brava el grado de cataclasis y la localización concordante permiten considerarlos sintectónicos.

3. DIQUES RIOLÍTICOS BRECHOSOS.

Son cuerpos tabulares, concordantes, que suelen aflorar a lo largo de 1 km, con un ancho que oscila entre 10 y 15 metros.

Su localización está restringida al cuerpo de la sierra Brava (Mogote Aspero, Mogote Ricardo).

Están compuestos por una roca afanítica, de color pardo oscuro, brechada. Dichos fragmentos, de hasta 20 cm de diámetro, están penetrados y encerrados por cuarzo y en menor proporción albita, a veces con textura en escarapela.

Al microscopio se aprecian fragmentos generalmente angulosos de cristales de cuarzo, plagioclasa con alteración a sericita, escasas láminas de biotita en proceso de desferrización y autolitos de pasta, todos con tamaños muy variables, los que llegan a confundirse con la pasta que los encierra. Esta última es un agregado microgranoso cuarzo-feldespático acompañado por gránulos de óxido de hierro y finas laminillas micáceas.

A veces pueden observarse líneas dadas por la orientación de los fenoclas-

tos y por diferencias de granometría en la mesostasis.

Como etapa póstuma en la formación de estas rocas existió una importante invasión de cuarzo acompañado por albita en menor proporción. Ambos se presentan idiomorfos, zonales, con numerosas inclusiones puntiformes, como cristales de hasta 0,5 cm de longitud. Este agregado da lugar a las texturas en escarapela.

En los bordes de estos cuerpos suele observarse alteración hematítica y en menor medida limonítica.

Se trata de diques de composición riolítica cuya intrusión coincidió con presiones que dieron lugar a la textura fragmentosa.

4. PEGMATITAS

Son cuerpos discordantes, fusiformes, de tamaño variable, cuyo eje mayor puede alcanzar 50 metros y el menor un máximo de 20 metros.

Sus rumbos son norte-sur, este-nor-este y noroeste coincidiendo con planos de diaclasas y su inclinación generalmente es hacia el norte.

Se distribuyen en la sierra Brava en el sector septentrional y principalmente en la porción noroeste, disminuyendo la frecuencia hacia el sur.

En ellas se ha observado zonalidad, no siempre bien definida, destacándose:

a) Un núcleo de cuarzo traslúcido o blanco a veces con desarrollo de drusas, asociado en algunos casos con turmalina, de un ancho medio de 2 metros.

b) Una zona con interrecimiento de cuarzo-albita y/o albita-microclino y escasa muscovita.

c) Una zona cuarzo-feldespática rica en micas. En ella la biotita forma librillos de hasta 5 cm de diámetro y la muscovita, marcadamente más abundante que la anterior, se presenta en láminas de hasta 20 cm de diámetro.

d) Una zona externa de 1 a 3 cm de ancho de igual composición mineraló-

gica que la anterior, pero caracterizada por una textura granosa fina.

Tanto la apatita y el granate como la turmalina no tienen una localización preferencial, pudiéndose los observar en las zonas *b*, *c* y *d*, y a la turmalina también en algunos casos en el núcleo.

Dichos minerales pueden alcanzar un diámetro máximo de 10 cm y suelen principalmente el granate y la turmalina, encontrarse intercrecidos con el cuarzo.

En el contacto con las pegmatitas, la roca de caja presenta desarrollo de porfiroblastos de hasta 2 cm de muscovita y frecuentemente cristales de turmalina y granate.

Suelen encontrarse cuerpos constituidos sólo por cuarzo con turmalina, equivalentes quizás a los núcleos de las pegmatitas zonales y por otro lado venas más ricas en turmalina, bandeadas, relacionadas directamente con el Granito del Pilón.

5. GRANITO DEL PILÓN

Aflora en dos localidades, en la primera de ellas constituye el cuerpo principal de Los Cerrillos encontrándose limitado en forma parcial por el río del Pilón al sur y este y el río de Las Cañas al norte; en la segunda configura la porción más elevada de los Cerrillos Viejos.

La composición de estos cuerpos es esencialmente granítica, aunque en contados casos llega a ser tonalítica. Los caracteriza la abundancia de cristales de turmalina, como constituyente constante.

El aspecto más común es el de una roca granosa mediana, de color blanco grisáceo a rosado, textura que varía entre hipidiomorfa y panalotriomorfa constituida por microclino, el que se presenta ya sea intersticial o con hábito tabular, plagioclasa subidiomorfa, de

menor desarrollo que el primero, y cuarzo. Láminas de muscovita de hasta 2 milímetros de diámetro se distribuyen en forma irregular y componen un 5 % del total de la muestra. En proporción semejante a esta última, se disponen cristales prismáticos de turmalina de hasta 1 cm de diámetro. En la zona de Cerrillos Viejos se observa el predominio de cristales idiomorfos de microclino peritítico, tabulares, de 1 a 5 cm de longitud. Las perititas son irregulares y maculosas. Ellos se hacen más abundantes hacia el noroeste del afloramiento, donde zonas con mayor densidad de estos cristales, generalmente con tendencia a una orientación paralela, aparecen a manera de pequeñas venas en el granito porfírico. Si bien la abundancia de tales cristales pareciera indicar una naturaleza distinta a la del granito aflorante en Los Cerrillos, se observan zonas dentro de él, de granometría más homogénea en las que se torna equiparable con el anterior. La facies de borde del granito de Los Cerrillos se caracteriza por su composición tonalítica, encontrándose constituida por plagioclasa y cuarzo intercrecidos y asociados a abundante turmalina y apatita.

Al microscopio se aprecia a los cristales de plagioclasa, comunmente oligoalbi a (10 % An.) y en los bordes oligoclasa sódica (15 % An.), alterados en grado variable a material arcilloso y/o micáceo. El microclino, muchas veces peritítico, suele presentar relación de reemplazo con respecto a la plagioclasa. El cuarzo, de extinción fragmentosa en los bordes de los cuerpos y homogénea o levemente ondulada en el centro, suele estar asociado con la turmalina. Esta última (schoorlita) presenta marcada zonalidad. La muscovita proviene de la desferrización de la biotita, como lo demuestran relictos de la segunda y el material opaco en sus trazas de clivaje. La apatita, como cristales de 1 mm de diámetro, es frecuente en el cuerpo de Los Cerrillos Viejos y en el borde del cuerpo de Los Cerrillos.

Relaciones con la roca de caja

En el granito de Los Cerrillos se han observado contactos netos discordantes con la roca de caja, en tanto que en los Cerrillos Viejos son difusos. En el primer caso, próximo al borde, son frecuentes los xenolitos de migmatitas de hasta 2 metros de largo, en los que se observa el desarrollo de numerosos porfiroblastos de granate de hasta 2 cm de diámetro y de biotita de 1 cm. Ambos minerales han sido afectados por un metamorfismo retrógrado, quizás asociado con los fenómenos póstumos de la cristalización del cuerpo, observándose el granate reemplazado por biotita verde según líneas estructurales y a la biotita por peninita y en menor proporción, clinocloro.

Las migmatitas en el borde presentan asimismo el desarrollo de porfiroblastos de granate, aunque en mucho menor porcentaje que en los xenolitos. También están afectados por procesos de muscovitización y turmalinización. Venas de cuarzo-turmalina de hasta 0,5 centímetros de ancho, muy abundantes, se localizan en dicho borde proyectándose hacia las migmatitas.

Si bien el contacto es difuso en Los Cerrillos Viejos, se aprecia en las migmatitas el desarrollo también de porfiroblastos de granate de hasta 3 cm, afectados por metamorfismo retrogresivo. En algunos de estos pseudomorfos de granate se aprecia una penetración, a manera de parches, de cuarzo asociado con turmalina y apatita. También son frecuentes las venas cuarzo-turmalínicas.

SINTESIS Y CONCLUSIONES

1ª El grado de metamorfismo regional alcanzado por las rocas de la Formación Sierra Brava está indicado por las asociaciones: cuarzo-oligoclasa-biotita-granate, en los esquistos de mayor distribución, hornblenda-andesina-epidoto-cuarzo-biotita en las anfibolitas y

calcita-diópsido en las calizas, lo cual permite ubicarlas como pertenecientes a la facies anfibolita almandino (Fyfe, Turner y Verhoogen, 1958).

2ª Los esquistos de dicha formación se encuentran afectados por un variable grado de migmatización. Pueden distinguirse en el cuerpo principal de la Sierra Brava, dos fajas de lineación aproximadamente norte-sur, en las que se destaca el predominio del material cuarzo-oligoclásico. Ellas se encuentran separadas por una zona central de escasa migmatización.

3ª El desarrollo de porfiroblastos de oligoclasa, en los esquistos no migmatizados, evidencia metasomatismo sodico-cálcico en éstos.

4ª La carencia de feldespato potásico, como la composición de la plagioclasa, caracterizan tanto a los esquistos como a las bandas claras de las migmatitas.

5ª La participación de microclino subordinado en las migmatitas tiene carácter local, encontrándose relacionado con la proximidad de los cuerpos aplopegmatíticos de composición granítica.

6ª Cuerpos aplopegmatíticos de carácter concordante, penetran por sus extremos, a manera de finas venas a los esquistos. Esto parecería indicar su vinculación con la migmatización, pero su composición predominante granítica, a diferencia de las migmatitas (tonalíticas) negaría su participación en estas últimas en escala regional. Sin embargo, de acuerdo con lo que se menciona en el punto 5, sí con carácter local y posterioridad a la formación de las migmatitas tonalíticas.

7ª La asociación de bancos de anfibolita con calizas en la Formación Sierra Brava por un lado, y por otro la aparición de cuerpos anfibolíticos pequeños, lentiformes, desvinculados de aquellos, indican la presencia de dos tipos de anfibolitas. Las primeras, por su asociación y textura esquistosa pueden ser clasificadas como paranfibolitas en tanto que las segundas, evidencian a

través de su textura una primitiva cristalización magmática (ortoanfibolitas).

8ª La zona ha sido afectada por un metamorfismo retrogresivo, el que se manifiesta por la degradación del granate a biotita y clorita, de la biotita a clorita, de hornblenda a epidoto, biotita, clorita y tremolita, y de posible ópsido a clorita, brucita y epidoto.

El hecho que el metamorfismo retrogresivo sea más acentuado en las zonas de mayor migmatización de los esquistos y en las inmediaciones de las venas cuarzo-plagioclásicas que penetran las anfibolitas, parece indicar una relación entre la migmatización y el fenómeno de diaftoresis.

9ª Muscovitización se ha observado en los esquistos con carácter discordante con respecto a la foliación, asociada a las pegmatitas.

10ª Los cuerpos de Los Cerrillos y de Los Cerrillos Viejos manifiestan una vinculación genética. El carácter en parte porfiroide del último sería resultado de distintas condiciones de cristalización.

11ª El Granito del Pílon, con sus contactos discordantes y falta de cataclasis (sólo presente como fenómeno de borde) podría ser considerado apotectónico, aunque no se puede descartar la posibilidad que sea leptotectónico por los contactos difusos en Los Cerrillos Viejos y sus reducidas dimensiones aflorantes. Es posterior a los diques aplopegmatíticos considerados sintectónicos.

12ª Los efectos de contacto observados en la caja de Granito del Pílon se encuentran representados por grandes porfiroblastos de granate y biotita, los cuales nos permiten ubicarlos en la facies hornfels hornblendífero. Dichos fenómenos de contacto han sido modificados por un metamorfismo retrogresivo posiblemente vinculado con la etapa hidrotermal póstuma del granito. Esto se vería corroborado por la asociación de fenómenos de diaftoresis a la penetración cuarzo-turmalínica.

Edad

Puede decirse en esta zona, que la Formación Sierra Brava es anterior al Pérmico, representado por la Formación La Antigua que se asienta en discordancia erosiva sobre ella. Los diques aplopegmatíticos intrusivos en las rocas de esta última formación, son anteriores a las pegmatitas que los atraviesan.

En cuanto a los diques riolíticos brechosos, el único dato con que cuenta es su intrusividad con respecto a las rocas de la Formación Sierra Brava y su sincronismo, quizás con una etapa tectónica.

El Granito del Pílon por su relación de intrusividad en la Formación Sierra Brava es posterior a ésta y quizás podría estar genéticamente relacionado, por sus semejanzas composicionales, con los diques aplopegmatíticos.

Ante la carencia de dataciones absolutas se optó por asignar a todo este conjunto de rocas, de acuerdo con Braekbusch (1891), Bodenbender (1911) y Turner (1969) una edad precámbrica "sensu lato". Cabe señalar que no se descarta la posibilidad que el Granito del Pílon, pegmatitas, diques riolíticos brechosos y aplopegmatíticos sean de edad paleozoica.

B. PALEOZOICO

PÉRMICO

Formación La Antigua

Esta entidad está constituida principalmente por psamitas de colores rojizos, alternantes con niveles conglomerádicos, tobáceos y escasas intercalaciones pelíticas, que corresponden al Piso II de los Estratos de Paganzo de Bodenbender.

La sección más completa se encuentra constituyendo el anticlinal de Cerro Colorado de La Antigua, donde alcanza un espesor de 100 metros. Estos afloramientos continúan hacia el sur en los ríos de la Higuera y del Tigre.

También aflora en la zona comprendida entre la Sierra Brava y Los Cerrillos y conforma las lomadas que se encuentran al norte y este y sudeste de Los Cerrillos Viejos.

Su relación con las rocas subyacentes (Formación Sierra Brava y Granito del Pílon), es de discordancia erosiva, al igual que con la Formación suprayacente (Los Chivatos), aunque en este último caso de carácter poco marcado.

Se consideró como perfil tipo, por su mayor espesor, al aflorante en el cerro Colorado de La Antigua, cuya sección es del techo a la base la siguiente:

	Espesor (metros)
a) Areniscas medianas, micáceas, rojo ladrillo claro, con estratificación entrecruzada en paquetes de 10 a 30 cm. (Arenitas felpespáticas micáceas) ..	5
b) Tobas vitreo-líticas moradas y rojo claras, estratificadas en bancos de 0,20 a 1 metro de espesor; con estratificación entrecruzada en paquetes de 0,10 m	10
c) Areniscas finas (arcosas) de color morado, grisáceas a rojo amarillentas, estratificadas en bancos de 10 a 20 cm, hacia el techo calcáreas y con una intercalación de tobas cristalovítreas moradas de 0,40 de espesor	10
d) Areniscas medianas (arcosas) de color rojo ladrillo, con frecuentes concreciones calcáreas e intercalaciones de bancos de sabulitas arcósicas en parte conglomerádicas y con cemento calcáreo.	
<p>En la porción superior y media de este conjunto están estratificadas en bancos de 0,5 a 2 m de espesor, con ondulitas de 5 a 10 cm de longitud de onda, mientras que en la base la estratificación es más fina (hasta 1 cm) y frecuentemente entrecruzada en paquetes de 10 a 40 cm de espesor, siendo frecuentes la concreciones calcáreas discoidales</p>	
e) Tobas vítreas limoarcillosas de colores rosados, grisáceos y blanquecinos, estratificadas en bancos de 5 a 20 cm, finamente laminadas. En la porción superior son fosilíferas (con Palaeonodonta ramaccioni) y presentan numerosas concreciones de formas discoidales de hasta 1 cm de diámetro y estructuras cono-en-cono, siendo importante la participación calcárea. En la sección media la laminación es	50

más fina, en capas de 0,1 a 2 cm, de coloración contrastante y suelen observarse estructuras de plegamiento intraformacional	10
f) Areniscas medianas a finas (Arenitas feldespáticas) de color rojo amarillento, que en la base son calcáreas (Calizas areniscosas). La granometría disminuye hacia la base donde se intercalan bancos de 3 a 5 cm de arcilitas y limolitas de color chocolate y hacia el techo, donde predominan areniscas finas micáceas. En la porción media es frecuente la intercalación de bancos de sabulitas conglomerádicas de 0,5 a 1 m de espesor y el desarrollo de estratificación entrecruzada en láminas de 1 cm y paquetes de 10 a 30 cm	15
Base no aflorante.	
Total del perfil aflorante	100

Al sudeste de la estancia Las Flores las sedimentitas de esta formación afloran con un espesor de 20 metros. Dicha secuencia comienza con un conglomerado de base oligomictico rojizo con clastos subangulosos a subredondeados de rocas graníticas, esquistos y cuarzo. A éste se sobreponen paquetes de 1 a 5 m de areniscas medianas a finas (Arenitas feldespáticas) de color rojo ladrillo, micáceas, estratificadas en bancos de 5 a 20 cm de espesor, alternantes con sabulitas arcósicas de igual coloración, estratificadas en bancos de 20 a 50 cm de espesor.

En esta sucesión se intercalan dos niveles tobáceos correlacionables con el perfil anterior. El inferior, de 0,50 m, está constituido por tobas finas violáceas, córneas, con pequeños nódulos ovoidales blancos, en cuya base se observan delgadas lentículas de coloración más oscura. En el superior, de carácter brechoso, la estratificación está remarcada por abundantes fragmentos aplastados de color rojizo más oscuro de hasta 10 cm de longitud.

De los perfiles expuestos se concluye que dentro de los niveles psamíticos existe un marcado predominio de arcosas y arenitas feldespáticas, que son comunes dos niveles tobáceos correlacionables y que en la zona de mayor espe-

sor participan calizas areniscosas en los niveles basales.

*Arcosas y arenitas feldespáticas*¹

Tanto las arcosas como las arenitas feldespáticas se caracterizan por la inmadurez textural.

En ellas la matriz, ausente o escasa (menos del 10 %) está constituida por un agregado muy fino de caolinita e illita y un material arcilloso de tipo interestratificado. El cemento principalmente calcáreo, aunque a veces ferruginoso y calcáreo-ferruginoso, es generalmente muy abundante (10 a 30 %).

Componen la fracción elástica: cuarzo, con un porcentaje variable de 25 al 50 %, tanto en las arcosas como en las arenitas feldespáticas; feldespatos (predominando los calcosódicos, oligoclita-oligoclita sódica) entre un 10 y 45 % en las arcosas, a diferencia del 5-15 % en las arenitas feldespáticas; fragmentos líticos (vidrio, esquistos y psamitas) más frecuentes en las últimas al igual que las micas, constituyendo hasta el 20 %.

Como se puede apreciar en la descripción anterior tanto las arcosas como las arenitas feldespáticas no presentan diferencias mineralógicas ni texturales, siendo motivo de la denominación adoptada, las distintas proporciones de feldespatos y fragmentos líticos existentes.

Calizas areniscosas

Son rocas clásticas que difieren de las anteriores por su mayor porcentaje

¹ En la clasificación de estas rocas se adoptó el criterio de Gilbert (1954), ya que éste se adaptaba con mayor facilidad a las muestras estudiadas, caracterizadas por el escaso porcentaje total de cuarzo. Sin embargo, se hizo necesario utilizar como complemento del nombre los términos "con cemento calcáreo o ferruginoso" para aquellas rocas en las cuales el porcentaje de cemento excedía el 15 %, "micácea" para las que superaban el 10 % en el contenido de mica, como así también se optó por denominar calizas areniscosas a un conjunto de rocas con un contenido carbonático mayor del 50 %.

de material calcáreo el que participa ya sea como clastos de feldespatos reemplazados, material orgánico (espículas) o cemento. Este último llega a constituir el 50 % de las rocas.

La fracción elástica la integran cuarzo (15-25 %) feldespatos, tanto plagioclasa como microclino (5-20 %), micas, principalmente biotita (5-10 %), fragmentos orgánicos (hasta un 5 %) y escasos fragmentos líticos. Los clastos son de naturaleza similar a los de las arcosas y arenitas feldespáticas. Sin embargo cabe aquí destacar que a diferencia de ellas participan fragmentos orgánicos (espículas) y como únicos fragmentos líticos vidrio de color pardo.

Caracterizan a estas rocas un importante reemplazo del material clástico por el cemento calcáreo que no sólo desdibuja los caracteres texturales, sino que también modifica la mineralogía.

Tobas

a) *Tobas finas vítreas*. Son rocas de colores blanquecinos, rosados, morados claros y grisáceos y de granulometría limoarcillosa. Se presentan ya sea bien estratificadas o masivas, en general alternando ambos tipos. En el primer caso poseen marcada laminación en capas de 1 a 4 mm, las que son resaltadas por su coloración contrastante o fina estratificación entrecruzada en paquetes de 1 cm.

Se caracterizan al microscopio por el predominio del material volcánico fino (polvo) sobre las trizas y cristaloclastos. Los primeros se encuentran siempre desnaturalizados y convertidos en agregados de caolinita y posible halloisita en algunos casos, mientras que en otros de cuarzo microcristalino, caolinita y escasa analcima, observándose siempre un reemplazo carbónico irregular. Los cristaloclastos son muy escasos (1-2 %) y están representados por cuarzo, plagioclasa y mica.

La laminación fina se encuentra denotada por la variación en el contenido

de trizas, cristaloclastos o por la distinta desnaturalización.

Este tipo de tobas se encuentra casi exclusivamente en el cerro Colorado de La Antigua, en donde predomina en forma marcada sobre las tobas gruesas.

b) *Tobas gruesas vítreas, vitrocrystalinas, vitrolíticas y líticas.* Son rocas de colores rosados, amarillentos y morados, en general muy compactas, homogéneas, con aspecto brechoide o pseudoolíticas.

Este conjunto de tobas, por el elevado porcentaje en general, de material originalmente vítreo fragmentario (80-95 %), son tobas vítreas según la clasificación de Wentworth y Williams (1932), aunque también participan tobas vitrocrystalinas con un porcentaje de cristaloclastos del 25 al 30 % y tobas líticas a vitrolíticas con 15 a 55 % de fragmentos líticos.

Todas estas rocas se caracterizan al microscopio por la textura vitroclástica de la matriz. En ella las trizas componentes principales se encuentran distribuidas en una mesostasis (fracción polvo) disponiéndose sin acusar ningún signo de aglutinación, pudiéndose observar en algunos casos la alternancia gradacional de láminas de distinta granometría condicionada a la relación trizas/polvo.

Los cristaloclastos, generalmente angulosos a subangulosos son de cuarzo (50-70 %), plagioclasa y/o microclino (30-35 %), biotita (1-10 %) y en escasa proporción turmalina, zircón y apatita. Dentro de los feldespatos predomina la plagioclasa (oligoclasa media o ácida) límpida o alterada en forma parcial a material arcilloso, sobre el microclino siempre libre de alteración.

La desnaturalización del material originalmente vítreo ha dado como resultado agregados de caolinita¹ y posible

¹ En las determinaciones mediante rayos X de los minerales descriptos, se contó con la colaboración del Sr. T. Askenasy.

halloisita o calcedonia y caolinita, en ambos casos con escasa analcima. Cuando el porcentaje de analcima se hace importante (20-40 %), estas rocas adquieren megascópicamente un aspecto "pseudoolítico" llamativo. Este se debe a la presencia de estructuras esféricas u ovoidales de 0,5 a 5 mm de diámetro. La observación microscópica muestra que son el resultado del crecimiento de analcima, en algunos casos reemplazando a caolinita. En ellas, como en el resto de la roca se observan a los planos de estratificación remarcados por la disposición de las trizas, los que en algunos casos fueron levemente modificados por el crecimiento de este material. Acompañan a la analcima, calcita en agregados irregulares y en escasa proporción cuarzo microcristalino y/o caolinita.

En las tobas líticas y vitrolíticas la desnaturalización está muy enmascarada por abundante material ferruginoso, sin embargo es posible observar un mejor desarrollo de los cristales de caolinita aún visibles megascópicamente como agregados blancos de sección rectangular u ovalada.

Por sus características texturales distintivas también merecen especial atención las tobas líticas o vitrolítica. Ellas tienen un aspecto brechoso dado por fragmentos aplanados de coloración más oscura, que se disponen paralelos a la estratificación. Al microscopio la mayor abundancia del material ferruginoso permite observar a los fragmentos líticos, también tobáceos, de textura comparable a la matriz que los rodea, algunos con una clara estratificación gradada. Sus formas son irregulares, a veces con aspecto "estirado", el cual evidencia un alto grado de plasticidad durante la depositación.

Las tobas gruesas vítreas y vitrocrystalinas afloran en las zonas del río de la Higuera y del Tigre y en los Chivatos, mientras que las líticas y vitrolíticas solamente el sudeste de la estancia Las Flores.

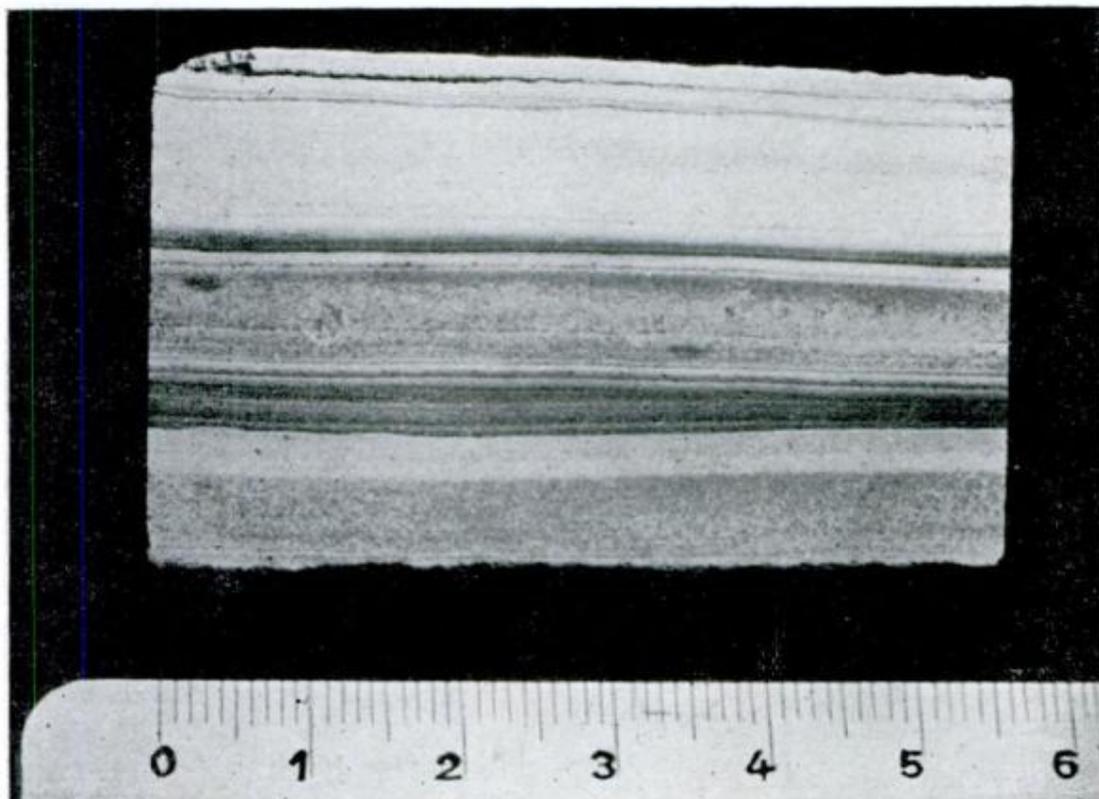


Fig. 1. — Toba fina vítrea, laminada, de deposición subénea

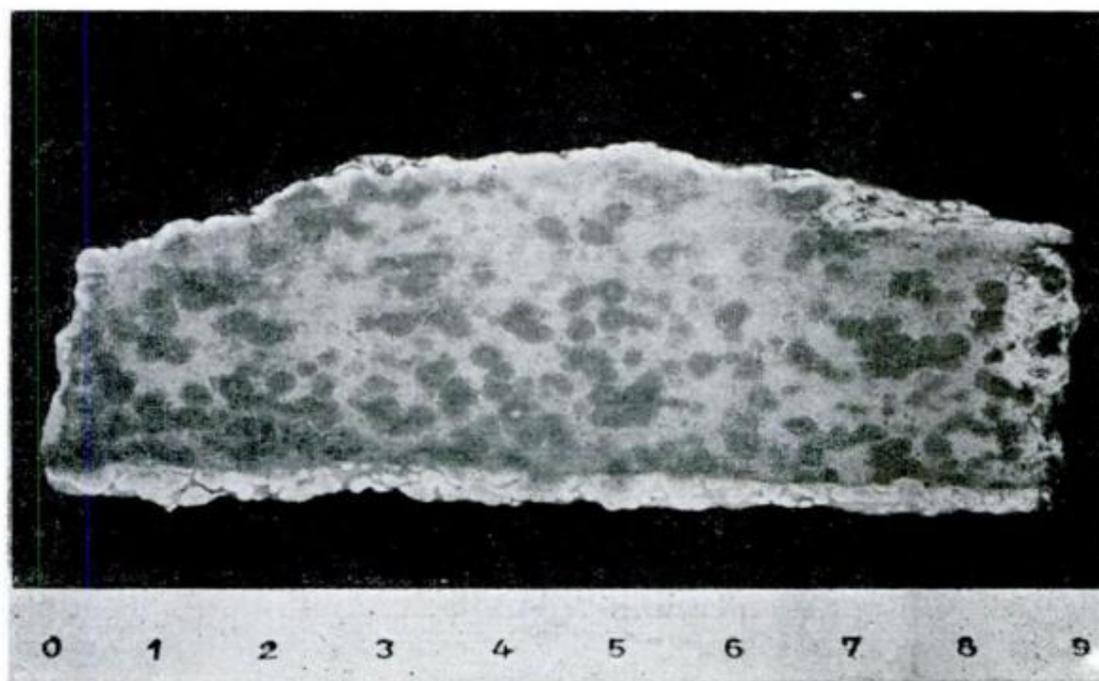


Fig. 2. — Toba gruesa vítreocrystalina con aspecto « pseudooolítico » resultado del crecimiento de analcima

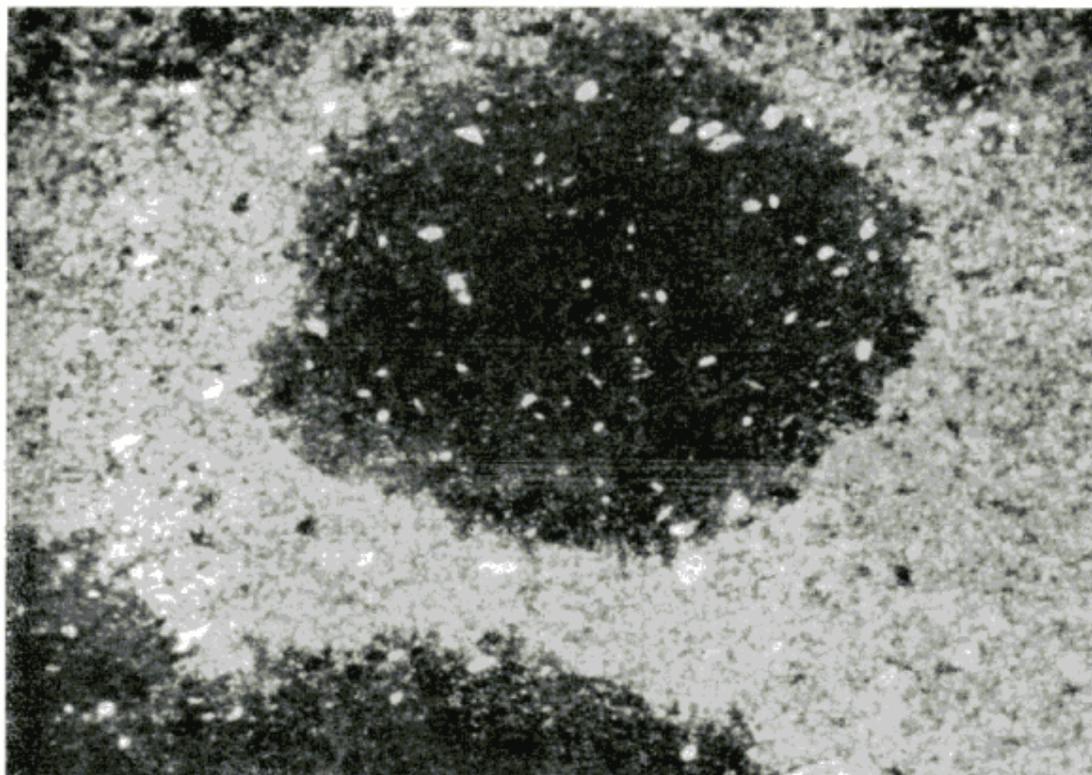


Fig. 3. — Toba gruesa vitrocrystalina en la que se observa el crecimiento de analcima con desarrollo de estructuras esféricas a ovoidales. ($\times 21$, con nicoles)

Proveniencia y ambiente de sedimentación

Esta Formación constituida esencialmente por arcosas, arenitas feldespáticas, con algunos niveles conglomerádicos y muy escasas intercalaciones pelíticas, puede ser asimilada a la "Asociación de arcosas marginales" (Krynine, 1949), que caracterizan a las cuencas intracratónicas anexas (según Krumbein and Sloss, 1963). Esto se encuentra apoyado por su localización en un ambiente evidentemente cratónico y en el cual los sedimentos provendrían de las elevaciones adyacentes. Dichas elevaciones estarían representadas por rocas con las características de la Formación Sierra Brava, como se corrobora a través de la mineralogía de estas sedimentitas.

Teniendo en cuenta las características de estas sedimentitas, en la zona más profunda aflorante del área de sedimentación, ya sea desde el punto de vista paleontológico (presencia de pelecípodos *Palaeonodonta ramaccioni* y de es-

pículas de esponjas) como desde el puramente estructural (fina laminación paralela o entrecruzada, corrugamiento por deslizamiento subácueo, óndulas de pequeña longitud), se puede concluir que el ambiente de sedimentación correspondió al de zonas lagunares, si bien restringidas, ya que no se evidencian en todos los perfiles.

La secuencia litológica con una importante participación carbonática en la base, que va disminuyendo hacia los niveles superiores, donde comienza a ser abundante el material arcilloso (una gran parte resultado de la alteración de los feldespatos) y el ferruginoso, nos impulsa a buscar en la teoría de la biorhexistasia la explicación de estos fenómenos. Serían entonces las calizas representantes de la fase migratoria que acompaña al proceso pedogénico, al cual se encuentra sometida el área de aporte durante la etapa biostática. La fase residual de dicho proceso comienza a participar en mayor medida hacia

los niveles superiores, evidenciando un pasaje hacia un ciclo rhexistásico en el que es eliminada la cubierta vegetal protectora. Durante dicho ciclo el vulcanismo ha sido un elemento activo y posiblemente coadyuvante.

Las condiciones climáticas que prevalecieron en el área de aporte deben haber sido entonces suficientemente cálidas y húmedas, como para desarrollar la vegetación necesaria capaz de permitir la evolución pedogénica durante la etapa biostática y la eliminación de los elementos alcalinos y alcalinotérreos. A la vez se hace necesario suponer la alternancia de estaciones húmedas y secas capaces de disolver y precipitar el hierro (Millot, 1960). Este último hecho es corroborado por la presencia de troncos con anillos anuales contrastantes (*Dadoxylon*) (Frenguelli, 1946).

El desarrollo de analcima en las rocas con aporte piroclástico, en algunos casos a partir de caolinita, indicaría un posible cambio de la alcalinidad en el área de sedimentación o un reflejo de este cambio en los procesos de diagénesis.

Las consideraciones anteriores sobre las condiciones climáticas, hacen necesario aclarar, como ya supuso Volkheimer (1967), la improbabilidad de una depositación glacialacustre como había postulado Frenguelli (1946) apoyándose en el hallazgo de presuntos varves, en realidad tobas de depositación subácuea, que indican simplemente un ambiente lacustre.

Consideraciones acerca de las facies piroclásticas concomitantes

Dos fases de actividad volcánica se reconocen en esta secuencia sedimentaria. Ambas están testimoniadas en los perfiles del Cerro Colorado de La Antigua y del sudeste de la estancia Las Flores, y sólo una de ellas se encuentra registrada en los restantes afloramientos de la zona. Así en el río de la Higuera y en Los Chivatos, encontramos ni-

veles tobáceos perfectamente correlacionables entre sí y homologables al superior de los antes mencionados.

Considerando la composición química a través de la mineralogía de las tobas, la cual evidencia abundancia de sílice y alúmina (cuarzo, caolinita, analcima), escasez de hierro y calcio y carencia de magnesio; la ausencia de texturas que denoten primitivos minerales félicos en los vitroclastos; la composición de los cristaloclastos cuarzo y plagioclasa, exclusivamente ácida) y la escasa distribución que suelen tener las rocas piroclásticas basálticas, puede pensarse que son éstas tobas representantes de un vulcanismo del tipo ácido a intermedio.

Dicho material piroclástico en las zonas del Cerro Colorado de la Antigua y sus afloramientos meridionales, presentan evidencias estructurales y paleontológicas que revelan una depositación en condiciones subácueas como en los restantes elementos de esta Formación. Simultáneamente con la depositación de estas tobas existía denudación de las rocas del Basamento, evidenciada por la presencia de material accidental (microclino, turmalina, abundante material micáceo y escasos fragmentos de esquistos).

En otras áreas de la provincia de La Rioja han sido reconocidos también dos niveles tobáceos intercalados en sedimentitas de edad pérmica. Los descritos por Fidalgo (1962) en la Formación El Chacho, por Ramos (1968) y por Zuzek (1968) en la Formación Orcobola son correlacionables con los aquí descritos. El estudio microscópico comparativo de los niveles piroclásticos de la Formación Cerro Colorado de La Antigua con los de la Formación Orcobola confirman la hipótesis de su sincronismo.

La importancia de este tipo de rocas intercaladas dentro de las sedimentitas atribuidas al Paganzo II radica en que facilita elementos de correlación para

Es posible diferenciar tres tipos de sedimentitas características a esta Formación, que en orden de abundancia son: calizas, arcosas y wackes líticas subfeldespáticas.

Calizas:

Se agrupan un conjunto de sedimentitas con más del 50 % de material calcáreo. La mayoría de ellas deben ser consideradas calizas areniscosas por la presencia de una fracción clástica relativamente importante, de naturaleza no calcárea, si bien existe un pequeño grupo libre de dicha fracción, el que suele presentar silicificación.

Las calizas areniscosas están caracterizadas por la presencia de un mosaico, generalmente fino y muy homogéneo de calcita, con interpretación escasa de los granos entre sí. En él se distribuye la fracción clástica en proporciones variables (5-20 % del total de la roca).

La sección granulométrica de dicha fracción es muy pobre y los clastos presentan variado grado de redondeamiento. Ellos están representados por cuarzo (80-5 %), feldespatos (oligoalbita y oligoclase ácida, 2-15 %), biotita y/o muscovita (0-5 %) y como accesorios turmalina y zircón.

Los fragmentos líticos están generalmente ausentes, observándose sólo en contados casos clastos de rocas graníticas o migmatíticas.

En pocas oportunidades aparece calcedonia a manera de parches, de diseño irregular. Este fenómeno es más marcado en algunas de las calizas carentes de fracción clástica, en donde la calcedonia se presenta como agregado de tamaño constante (arena) distribuido regularmente en la roca, lo cual hace pensar en una precipitación sincrónica con el carbonato.

En algunos casos el carbonato participa como clastos, en estos casos es mayor la proporción de materiales inestables tales como fragmentos líticos, fel-

despatos y material micáceo y se encuentra matriz arcillosa (5-8 %).

Arcosas:

Son rocas de granulometría gruesa, mal seleccionadas y con un grado variable de redondeamiento de sus clastos predominando los subangulosos.

Tanto el cemento como la matriz son sumamente escasos, quedando espacios porales libres (hasta 10 %). El mineral más abundante es el cuarzo (50 a 70 %) siguiéndole los feldespatos (20 a 25 %) predominando dentro de ellos la plagioclasa, y por último los fragmentos líticos (1-5 %). En algunos casos las micas (biotita y muscovita) llegan a componer un 15 %, designándolas entonces como arcosas micáceas. Los accesorios son turmalina, granate y zircón. Las características de cada uno de estos componentes son similares a las ya descritas para la fracción clástica de las calizas.

WACKES LÍTICAS SUBFELDESPÁTICAS:

Son rocas caracterizadas por la abundancia de matriz arcillosa (25-30 %) y por el predominio de los litoclastos sobre los feldespatos.

La selección granulométrica es pobre y los clastos son entre subangulosos hasta redondeados. El cuarzo compone entre un 15 y 40 %, los litoclastos generalmente redondeados de esquistos y agregados de calcita el 15 y 20 %, los feldespatos (plagioclasa y microclino) 5-10 % y las micas 5-8 % del total de las rocas. En algunos casos el cemento calcáreo llega a constituir el 25 %, agregándoseles en estos casos el complemento con cemento calcáreo a su denominación.

Consideraciones generales

Son características de la Formación Los Chivatos la abundancia de material calcáreo, con concreciones silíceas, es-

casez o ausencia de una pigmentación rojiza y el tamaño de grano relativamente grueso frecuentemente sabulítico) de la fracción clástica, sin llegar a ser francamente conglomerádica.

Los materiales calcáreos y silíceos serían representantes de la fase migratoria de un proceso pedogenético que tendría lugar en el área de aporte y los componentes clásticos asociados evidenciarían una erosión simultánea en ella. Dicha erosión podría ser consecuencia del advenimiento de una etapa rhexistásica o bien derivados durante un período Biostático y provenientes de una fuente con vegetación de sabana, la que no sería capaz de mantener los suelos libres de erosión en forma permanente.

La escasa pigmentación ferruginosa a diferencia de la Formación La Antigua se explicaría también por la dificultad de una importante concentración de hierro bajo condiciones climáticas poco hidrolizantes y el desarrollo pobre de los suelos. Esto se corrobora por la naturaleza del material arcilloso (atapulgita)¹ y por la menor alteración de los feldespatos.

La granometría de estas sedimentitas es la que corresponde a la arenitización de los granitos, migmatitas y esquistos que le dieron origen.

La presencia de yeso en los niveles superiores parecería indicar el pasaje a condiciones climáticas más áridas hacia el final de este ciclo.

Edad.

En esta zona, dada la ausencia de restos fósiles, únicamente puede decirse que esta formación es posterior al Pérmico, representado por la Formación La Antigua sobre la cual se asienta en discordancia erosiva.

Bodenbender (1911) les atribuyó una edad cretácica. Rusconi (1936) ubicó a sedimentitas correlacionables con éstas

¹ Determinación por rayos X realizada por el Sr. Askenasy.

en el Terciaria (Mioceno Medio) en base a restos fósiles. Pascual (1954) les atribuyó edad chacicoense. Linares, Timonieri y Pascual (1960) distinguieron en el Valle de Punilla los Estratos de Cosquín, de edad eocena inferior por el hallazgo de un mamífero Casamayorense y un grupo superior homologable al que Gross (1948) denominara Estratos de Los Llanos, al que atribuyeron edad miocena. Pascual (1965) en una revisión faunística llevó a estas rocas al Plioceno Inferior. Esta edad es la que se le asigna a la Formación Los Chivatos, teniendo en cuenta la similitud litológica con las otras áreas fosilíferas mencionadas.

2. CUARTARIO.

Estos sedimentos tienen una importante distribución en la zona.

Dentro de él se han diferenciado dos unidades:

a) Depósitos de pie de monte.

Están escasamente representados, pudiéndose observar en los bordes occidentales de la Sierra Brava, Cerrillos Viejos y en Los Cerrillos, como afloramientos discontinuos, correspondiendo a conos de deyección poco potentes, reflejo del pequeño desnivel que los origina. Están constituidos por rodados de procedencia local y abundante matriz areno-limosa, pobremente seleccionados y sin estratificación apreciable.

b) Depósitos aluviales eólicos

Estos son los de mayor distribución y constituyen una gran planicie de acumulación que rodea a las sierras. Son materiales muy finos areno-limosos y arcillosos, que muestran la acción conjunta fluvial y eólica. Esta última se acentúa en la porción norte y noroeste donde se observa el desarrollo de médanos de lineación predominantemente este-oeste.

V. RASGOS ESTRUCTURALES

La estructura de esta zona ya ha sido detallada por Turner (1969).

Generalizando podemos decir que esta área está caracterizada por bloques de rumbo meridiano inclinados generalmente hacia el naciente y limitados en su flanco occidental por fallas que determinaron su vuelco como consecuencia de los movimientos andinos. Dichos bloques están constituidos principalmente por rocas de la Formación Sierra Brava.

Las sedimentitas están poco disturbadas, encontrándose plegadas en el Cerro Colorado de La Antigua, como posible reflejo del fallamiento de zócalo cristalino, y configurando un suave sinclinal entre los bloques de la Sierra Brava y Los Cerrillos. Fallas de menor importancia perturban a las sedimentitas de la Formación La Antigua y Los Chivatos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

Bodonbender, G., 1911. *Constitución geológica de la parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. Constitución geológica y sus productos minerales*, en Bol. Acad. Nac. Cienc. Cord., t. XXIX, p. 220.

Bracaccini, O., 1948. *Los estratos de Paganzo y sus niveles plantíferos en la Sierra de Los Llanos*, en Rev. Soc. Geol. Arg., t. I, n° 1, p. 19-61, Buenos Aires.

Brackebusch, L., 1891. *Mapa Geológico del Interior de la República Argentina*, escala: 1 : 1.000.000, Gotha.

Crespo, M. O., 1952. *Estudios geológicos del sur de la Sierra Brava, Prov. de La Rioja*, en Univ. Nac. Córdoba, Fac. Cienc. Exact. Fis. y Nat. Tesis inédita.

Erhart, N., 1956. *La génesis des sols en tant que phénomène géologique*, Masson et Cie, París.

Fidalgo, F., 1962. *Informe geológico de la Hoja 17 d Catinzaco*, en Dir. Nac. Geol. y Min. Buenos Aires. Informe inédito.

Frenguelli, J., 1946. *Consideraciones acerca de la "Serie de Paganzo" en las provincias de San Juan y La Rioja*, en Rev. Mus. La Plata (N.S.), t. II, geol. N° 18, La Plata.

Fyfe, W. S.; Turner, F. J. and Verhoogen, J., 1958. *Metamorphic reaction and metamorphic facies*, in Geol. Soc. America, Mem. 73.

Groeber, P., 1940. *Descripción geológica de la provincia de La Rioja* en Min. Ind. Com. Nac. Climat. Ag. Min. Rep. Arg., t. VI, p. 15-30. Bs. Aires.

Gross, W., 1948. *Cuadro tectónico del Valle de Punilla*, en Rev. Asoc. Geol. Arg., t. III, p. 73-132, Buenos Aires.

Krumbein, W. C. and Sloss, L. L., 1963. *Stratigraphy and Sedimentation*. Freeman, San Francisco.

Krynine, P. D., 1941. *Paleogeographic and tectonic significance of arkoses*, in Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 52, p. 1918-1919.

Linares, E.; Timonieri, A. J. y Pascual, R., 1960. *La edad de los sedimentos terciarios del Valle de Punilla, provincia de Córdoba y la presencia de "Eohyrax rusticus Ameghino"*, en Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XV, n° 3, p. 191-212. Buenos Aires.

Mezzetti, A. J., 1958. *Bosquejo minero de la Sierra Brava. Las pegmatitas. Provincia de La Rioja*, en Inst. Nac. Geol. y Minería. Inédito.

Millot, G., 1964. *Geologie des argiles*. Masson ed., París.

Pascual, R., 1954. *Adiciones a la fauna de la Formación de Los Llanos de San Luis y su edad*, en Rev. Mus. Munic. Cienc. Nat. y Trad. de Mar del Plata, vol. 1, n° 2, p. 113-119.

— 1965. *Los toxodontidae (Toxodonta, Notongulata) de la Formación Chasicó (pliocena inferior) de la Prov. Bs. Aires*, en Ameghiniana, t. IV, n° 4, p. 101-132. Buenos Aires.

Ramos, V., 1968. *Descripción geológica de la Hoja 20 f, Chepes, provincia de La Rioja*, en Inst. Nac. Geol. y Min. Inédito.

Rusconi, C., 1936. *Restos de mamíferos terciarios de San Luis*, en Anal. Mus. Hist. Nat. de Buenos Aires, t. XXV, Buenos Aires.

Tröger, W. E., 1959. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Teil 1, Stuttgart.

Turner, J. C. M., 1969. *Esbozo geológico de la Sierra Brava, provincia de La Rioja*, en Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, t. I, p. 525-541. Buenos Aires.

Volkheimer, W., 1970. *Evolución paleoclimática en la Argentina y relaciones con otras regiones de Gondwana*, en I Simposio In-

- ternacional sobre estratigrafía y paleontología del Gondwana, Mar del Plata.
- Wentworth, C. K. and Williams, H., 1932. *The classification and terminology of the pyroclastic rocks*, in Rept. Comm. Sed. Nat. Research Council, Bulletin n° 89, 19-53.
- Williams, H.; Turner, F. and Gilbert, Ch. M., 1954. *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections*. Freeman edit. San Francisco.
- Zuzek, A., 1968. *Descripción geológica de la Hoja 18 f Chamental, provincia de La Rioja*, en Inst. Nac. Geol. y Min. Inédito. Buenos Aires.

Recibido el 14 de julio de 1970.

ARCILLAS EN SEDIMENTOS LOESSOIDES DE CANALS PROVINCIA DE CORDOBA, REPUBLICA ARGENTINA

Por P. J. DEPETRIS¹, M. C. VASSALLO¹ y G. L. SCHERMA²

RESUMEN

Se ha estudiado la mineralogía de las arcillas provenientes de Canals, provincia de Córdoba, presentes en sedimentos pampeanos. El estudio revela una pérdida de cristalinidad provocada por la agresividad química del medio acuoso, sin existir evidencia de procesos neoformativos cuantitativamente importantes.

ABSTRACT

The clay mineralogy of sediments from Canals (Córdoba, Argentina) has been studied. The extremely poor cristalinity observed by X-ray diffraction is caused by the chemically aggressive ground-water. There is no evidence of quantitatively important diagenetic processes, taking place in these sediments from the Pampa Plains of Argentina.

INTRODUCCION

El estudio mineralógico de las arcillas proporciona valiosos elementos para incursionar en la historia sedimentológica de una formación, origen del material sedimentario, alteraciones post-deposicionales, etc. Algunos de los trabajos más recientes sobre mineralogía de loess y limos pampeanos (Teruggi, 1957; González Bonorino, 1965, 1966; Reinoso y Mirré, 1969) han evidenciado la necesidad de aumentar el caudal de información existente, aplicando técnicas modernas de investigación.

La presente comunicación está referida a la naturaleza mineralógica de la fracción arcilla en los sedimentos loessoides provenientes de una perforación realizada por la Dirección de Hidráulica de Córdoba en la localidad de Canals, 290 km al SE de la capital de esa provincia. Este estudio fue realizado como paso previo a uno más detallado y extenso a ser realizado en la misma zona.

METODOS DE ESTUDIO

Las muestras provenientes de la perforación fueron extraídas mediante cuchara, sin utilizar inyección, tomando las precauciones necesarias para mantenerlas incontaminadas. Posteriormente fueron secadas al aire, cuarteadas y envasadas para su posterior procesamiento.

El estudio analítico se inició dispersando aproximadamente 5 gramos de una solución 0,1 N de hexametáfosfato de sodio, utilizando un equipo de desintegración por ultrasonido de 100 vatios de potencia. Posteriormente, la fracción granulométrica inferior a 2 mi-

¹ Instituto Nacional de Limnología (CNICT), Santo Tomé (Santa Fe).

² Dirección Provincial de Hidráulica, Córdoba.

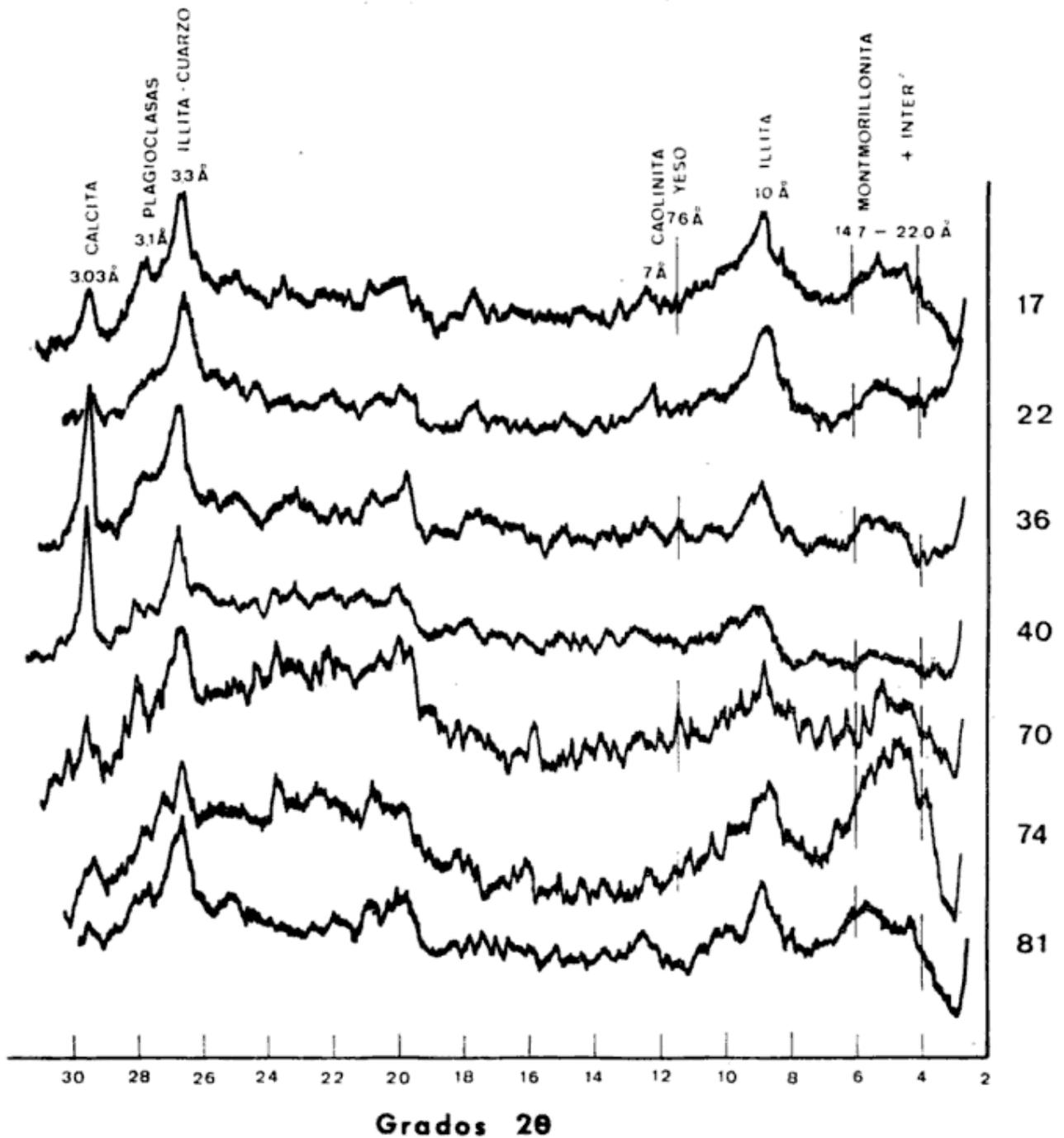


Fig. 1. — Difractogramas de arcillas glicoladas. Canals.

erones de diámetro medio fue separada y concentrada mediante decantación y centrifugado a aproximadamente 12.000 r.p.m. durante 5 minutos. El material restante (mayor de 2 micrones) se inspeccionó expeditivamente con lupa binocular y microscopio de polarización.

La fracción arcillosa obtenida de cada muestra fue saturada con Ca^{2+} (solución N de cloruro de calcio) siguiendo

el procedimiento sugerido por Hathaway (1956), evitando de esta forma el resquebrajamiento que suelen presentar los preparados orientados de arcillas para su posterior estudio por difracción de rayos X. Con tal objeto se utilizó un difractómetro Philips, radiación CuK alfa con filtro de níquel a 38 kV, 18 mA y velocidad de registro de 2 grados (2θ)/minuto.

De cada muestra se obtuvieron registros de preparados orientados secos a temperatura ambiente, saturados con etilenglicol y calcinados a 550° C.

Las sales solubles fueron extraídas mediante lavado en caliente con 500 ml de agua destilada. De esta solución se tomaron alícuotas para la posterior determinación de la conductividad específica, residuo seco a 180° C y pH. Cationes y aniones principales, y sílice soluble, fueron determinados en el extracto acuoso de tres muestras (17, 40 y 81).

Se empleó espectrofotometría de emisión de llama para la valoración de sodio y potasio, y el método volumétrico con versenato para calcio y magnesio. Los aniones y sílice soluble fueron estimados según los métodos de APHA (1960).

MINERALOGIA DE LA FRACCION ARCILLA

Los difractogramas de los preparados tratados con glicol se muestran en la

figura 1, mientras que los resultados semicuantitativos de las muestras estudiadas, según el método propuesto por Biscaye (1965), aparecen en el cuadro 1.

El detalle más sobresaliente y que llevó a la realización de la presente comunicación lo constituye la evidente falta de cristalinidad de los minerales arcillosos existentes. Dada esta importante característica, los resultados semi cuantitativos deben ser considerados con precaución. Los distintos métodos de cuantificación de arcillas hacen, por otra parte, muy difícil la comparación de los resultados analíticos obtenidos por distintos autores, a menos que se describan con detalle los métodos utilizados (Pierce y Siegel, 1969).

Illita, identificada por su característico pico de 10 Å, es el mineral más abundante, mostrando una tendencia a aumentar en profundidad, con un máximo en la muestra 40, decreciendo a continuación. El mineral denominado "montmorillonita" presenta un pico difuso que abarca aproximadamente la zona comprendida entre 14,7 y 22,0 Å,

CUADRO 1

Mineralogía de la fracción arcilla (Canals)¹

Muestras N°	Porcentaje aproximado			Otros
	Montmorillonita	Illita	Caolinita	
17	24	68	8	Calcita, plag., cuarzo
22	13	75	12	Calcita, plag., cuarzo
36	14	74	12	Calcita, plag., cuarzo, yeso
40	—	100	—	Calcita, plag., cuarzo
70	22	78	Tr.	Calcita, yeso, plag., cuarzo
74	28	72	Tr.	Calcita, yeso?, plag., cuarzo
81	32	61	7	Plag., cuarzo

¹ Los números de muestra indican las respectivas profundidades en metros.

Los valores correspondientes a montmorillonita son suma de éstos más interestratificados irregulares. Tr. : traza.

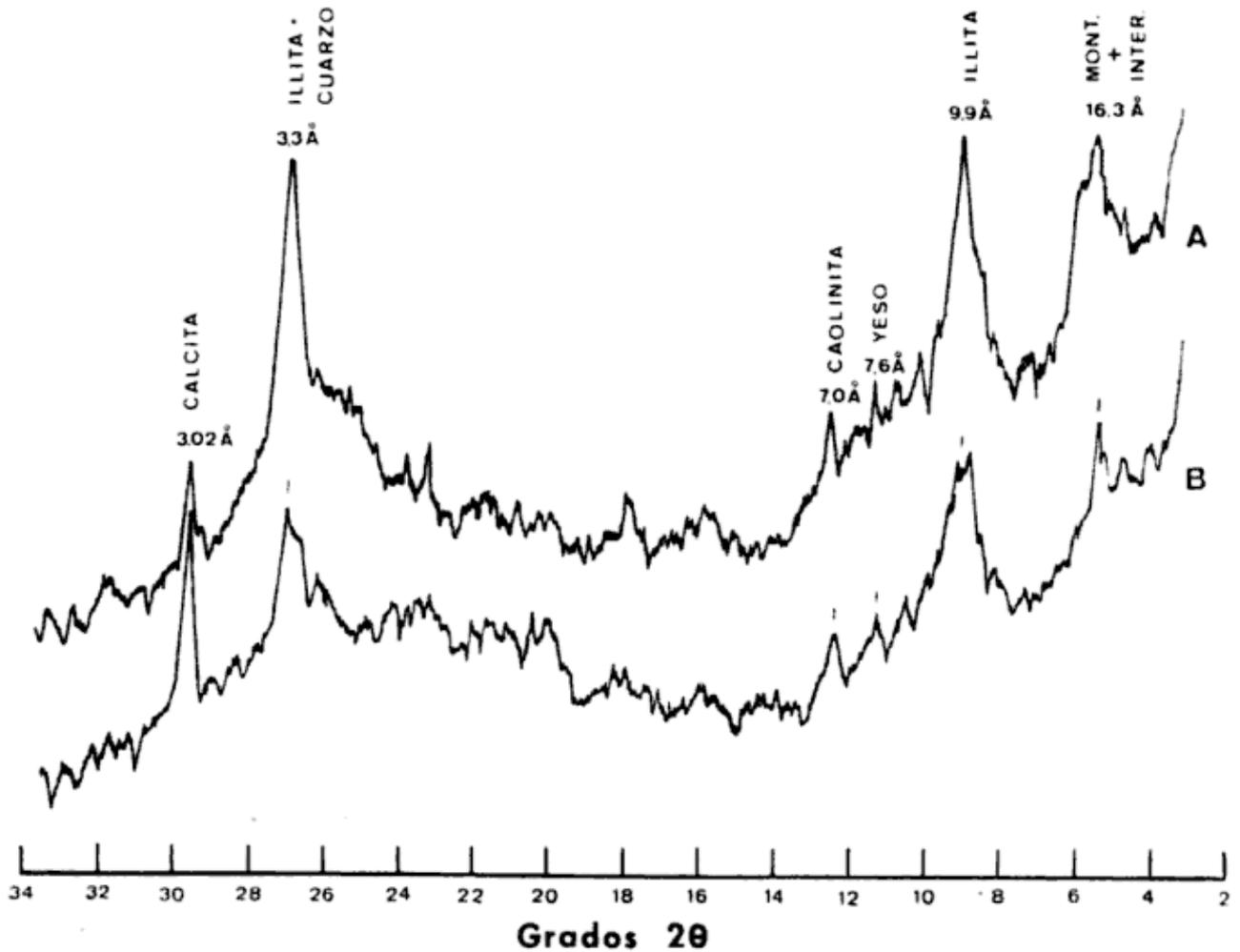


Fig. 2. — Difractogramas de arcillas glicoladas. Ciudad de Córdoba

de lo que se deduce que juntamente con el mineral mencionado coexisten interestratificados irregulares. En general, montmorillonita e interestratificados irregulares en conjunto, presentan una tendencia a aumentar con la profundidad. Caolinita (7 Å), por su parte, tiende a desaparecer en el mismo sentido.

CUADRO 2
Mineralogía de la fracción arcilla (Ciudad de Córdoba) ¹

Muestra N°	Porcentaje aproximado			Otros
	Montmorillonita	Illita	Caolinita	
A	16	76	8	Calcita, yeso, cuarzo
B	15	74	11	Calcita, yeso, cuarzo

¹ Los valores correspondientes a montmorillonita son suma de éstos más interestratificados irregulares.

Los minerales arcillosos aparecen acompañados por cantidades variables de calcita (3,03 Å), plagioclasas y cuarzo. Yeso (7,6 Å) se presenta como accesorio en dos muestras (36 y 70), dentro de la fracción inferior a dos micrones de diámetro. La inspección de las muestras totales con lupa binocular estereoscópica permitió la observación de

a 2 micrones de estas muestras (cuadro 2) es significativamente similar a las extraídas en Canals. Pero una inspección cuidadosa de las figuras 1 y 2 presenta una diferencia notable en las cristalinidades de los dos grupos de muestras. En las provenientes de la ciudad de Córdoba se aprecia un mejor índice de cristalinidad, evidenciado por la ma-

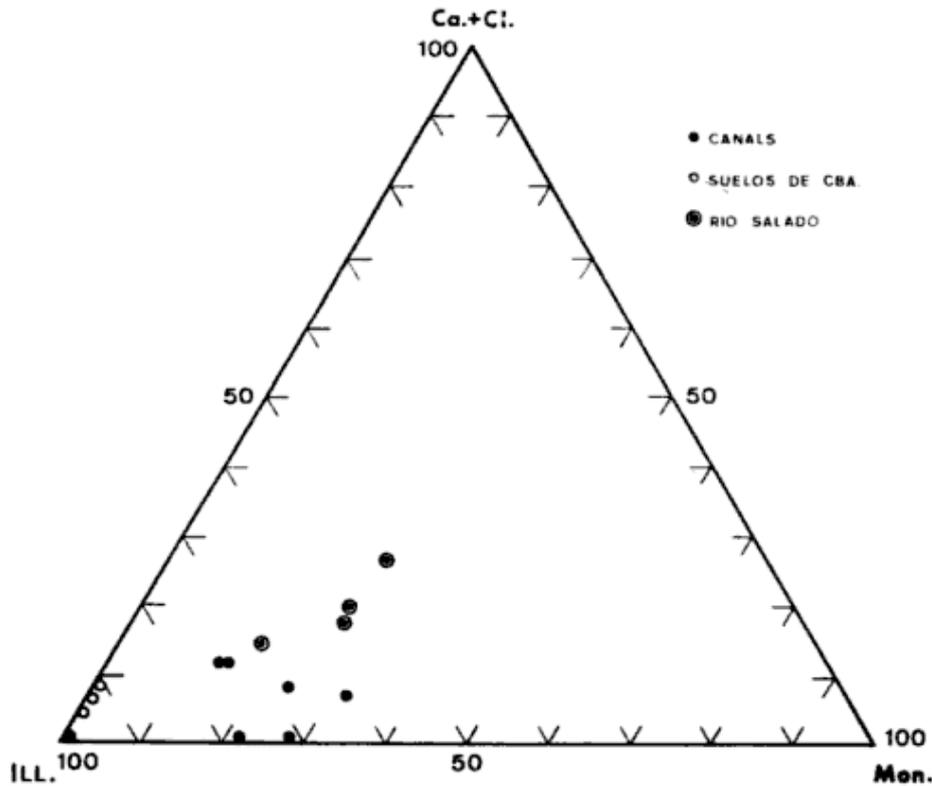


Fig. 3. — Diagrama comparativo de la mineralogía de arcillas de distinta procedencia (Explicación en el texto). Ill, illita; Mon, montmorillonita; Ca. + Cl, caolinita + clorita

abundantes cristales y agregados fibrosos de yeso en la muestra 74.

Con el propósito de establecer una comparación, la composición mineralógica de la fracción arcilla de dos muestras provenientes de los sedimentos loessoides aflorantes en la ciudad de Córdoba (barrancas del Parque Sarmiento) fue igualmente investigada. La figura 2 muestra los difractogramas de preparados orientados saturados con glicol, donde "A" corresponde a las arcillas de un limo arenoso y "B" a la de un loess clásico, encontrándose en ambas calcita y yeso como accesorios. La mineralogía de la fracción inferior

yor agudeza de los picos, y un aparente menor grado de interestratificación irregular (zona de 4 a 6 grados 2θ).

En el diagrama de la figura 3, pueden observarse comparativamente la composición mineralógica de la fracción arcilla de las muestras estudiadas en el presente trabajo (Canals), de algunos suelos del sur de la provincia de Córdoba (González Bonorino, 1966) y de sedimentos fluviales del río Salado inferior (Prov. de Santa Fe) que desagua una importante zona de suelos desarrollados sobre loess y limos pampeanos (Depetris, 1968).

AMBIENTE POST-DEPOSICIONAL

Los sedimentos extraídos de la perforación de Canals se encontraban en acuíferos de muy variable calidad química. La imposibilidad de obtener muestras de agua subterránea de los distintos niveles que hubiera permitido conocer el ambiente en detalle, dejó como único recurso para valorar el mis-

mo, el examen de las sales solubles presentes en las muestras secas.

En la Figura 4 se observa el incremento de las sales y pH con la profundidad en forma claramente paralela, tendencia que se hace radicalmente opuesta en la muestra 74, donde las sales alcanzan un máximo de 11,42 gramos por ciento y el pH de la solución un mínimo de 7,7. Este fenómeno pue-

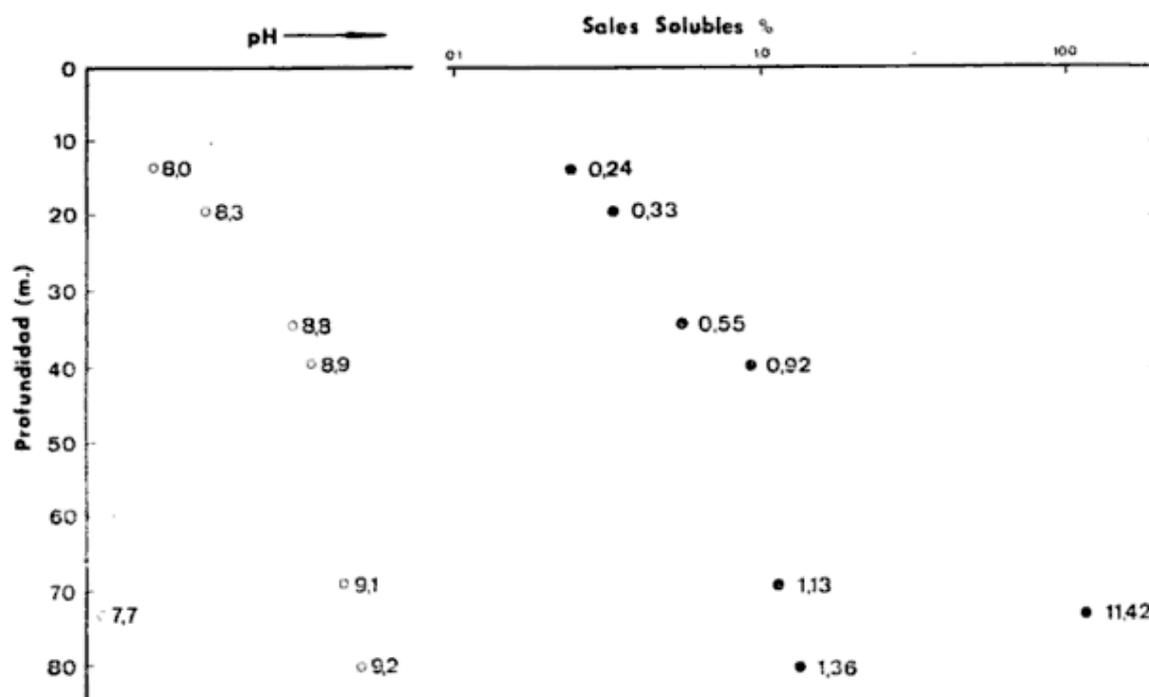


Fig. 4. -- Variación del pH y las sales solubles con la profundidad. El contenido de sales está referido a sedimento seco

CUADRO 3

Partes por millón sobre sedimento seco

Muestra N°.....	17	40	81
Na+	303	2527	3878
K+	110	252	289
Ca ²⁺	154	61	279
Mg ²⁺	96	71	10
CO ₃ ²⁻	n. d.	485	825
CO ₃ H ⁻	2662	4162	4837
Cl.....	62	925	1400
SO ₄ ²⁻	75	1325	3325
SiO ₂	2687	2318	2600

de deberse a la mayor abundancia de yeso con relación a las otras muestras.

Es conveniente advertir que los valores de pH representados en la Figura 4 no corresponden, tal como se expresó anteriormente, a los reales acusados por el agua subterránea, sino a los registrados en el extracto acuoso. No obstante, los autores estiman que representan con relativa fidelidad, las condiciones de extrema alcalinidad imperantes en las distintas profundidades.

El Cuadro 3 presenta la composición química de las sales solubles pertenecientes a tres muestras.

DISCUSION

El examen de la fracción arcillosa de las muestras reproducidas en la Figura 1 evidencia una pobre cristalinidad de los individuos minerales estudiados. Esta característica es atribuida a la manifiesta agresividad química del ambiente post-deposicional establecido por la naturaleza del agua subterránea. Es un hecho conocido que los minerales arcillosos tratados con álcalis o ácidos fuertes sufren una "rotura" parcial de sus estructuras cristalinas, liberando sílice y/o alúmina en estado amorfo (Carroll, 1959). Esta conclusión se vería robustecida por el hecho de que sedimentos genética y mineralógicamente similares, según la Figura 2, no atacados por aguas de naturaleza parecida, manifiestan una degradación menor.

Debe señalarse que fenómenos mineralógicos tales como los descriptos, han sido observados en arcillas en contacto próximo con mantos de "tosca" (De Francesco e Iñiguez Rodríguez, comunicación personal, 1969) y en sedimentos de fondo de lagunas altamente salinas (Laguna Melincué, Pcia. de Santa Fe).

Se descarta la posibilidad de que el bajo índice cristalino de las arcillas se deba a procesos de neoformación incipiente a partir de descomposición de

silicatos, puesto que el examen microscópico de feldespatos y vidrios volcánicos evidencia una relativa carencia de alteración. Las arcillas poseerían, por lo tanto, un origen detrítico fundamental.

Por otra parte, desde el punto de vista termodinámico (equilibrio agua-minerales), las condiciones ambientales alcalinas, la baja presión de anhídrido carbónico libre y la alta concentración de sílice (Cuadro 3) favorecerían a la illita como mineral estable, dejando a la montmorillonita y caolinita en condiciones metaestables, (Kramer, 1968).

Agradecimientos. — Los autores desean expresar su reconocimiento a los Dres. Adrián M. Iñiguez Rodríguez y César Cortelezzi del Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas por facilitar los medios para hacer posible el examen de las muestras mediante difracción de rayos X y por sus constructivos comentarios sobre el trabajo. Al Dr. Argentino A. Bonetto, Director del Instituto Nacional de Limnología, se le agradecen sus comentarios y las facilidades suministradas para la realización del mismo.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- APHA, 1960. *Standard methods for the examination of water and wastewater*. 11ª Ed. American Public Health Association, New York.
- Biscaye, P. E., 1965. *Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas oceans*. Geol. Soc. Amer. Bull., 76: 803-832.
- Carroll, D., 1959. *Ion exchange in clays and other minerals*. Geol. Soc. Amer. Bull., 70: 749-780.
- Depetris, P. J., 1968. *Mineralogía de algunos sedimentos fluviales en la Cuenca del Río de la Plata*.
- González Bonorino, F., 1965. *Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico*. Rev. Asoc. Geol. Arg., 20 (1): 67-148.

- 1966. *Soil mineralogy of the Pampa Plains, Argentine*. Jour. Sed. Pet., 36 (4): 1026-1035.
- Hathaway, J. C., 1956. *Procedure for clay-mineral analyses used in the Sedimentary Petrology Laboratory of the U.S. Geological Survey*. Clay Min. Bull., 3: 8-13.
- Kramer, J. R., 1968. *Mineral-water equilibria in silicate weathering*. XXIII Int. Geol. Cong. 6: 149-160.
- Pierce, J. W. y Siegel, F. R., 1969. *Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks*. Jour. Sed. Pet., 39 (1): 187-194.
- Reinoso, M. S. y Mirré, J. C., 1969. *Suelo y loess. Su relaciones genéticas a través del estudio de los minerales de arcillas*. Rev. Asoc. Geol. Arg., 24 (3): 211-222.
- Teruggi, M. E., 1957. *The nature and origin of the Argentine loess*. Jour. Sed. Pet., 27 (3): 322-332.

Recibido el 26 de mayo de 1970.

LOS SEDIMENTOS DE LA CUEVA DE LAURICOCHA (PERU)

Por MARIO E. TERUGGI, RENATO R. ANDREIS y LUIS A. GALLINO¹

RESUMEN

Sobre la base de un nuevo estudio sedimentológico, se reinterpretan los sedimentos de la cueva de Lauricocha (Perú). Estos se caracterizan por una composición muy singular, representada por la abundancia de cutina y humus, con escasa participación de minerales detríticos. Las variaciones, verticales y laterales, en el contenido de carbonato de calcio (detrítico y químico) permiten la interpretación de las influencias climáticas ejercidas sobre los sedimentos durante los últimos diez mil años. Son discutidos los cambios de humedad y temperatura, como asimismo la participación antropológica en los procesos sedimentarios ocurridos en la caverna.

ABSTRACT

A re-interpretation of Lauricocha Cave (Perú) is made, on the basis of a new sedimentological study. The spelean sediments are characterized by a singular composition, with detrital cutine and humic substances as the major constituents; detrital minerals are on the whole scarce. Vertical and lateral variations in calcium carbonate contents (both clastic and chemical) are used to determine climatic variations during the last ten thousand years. Changes in humidity and temperature are discussed, as well as anthropological participation in the cave sedimentation.

The results of a previous work are thus confirmed, but new interpretative bases are added.

INTRODUCCION

En 1964, Teruggi y Cetrángolo efectuaron un breve estudio sedimentológico de nueve horizontes de la caverna de Lauricocha (Perú) que habían sido muestreados por A. Cardich en una campaña realizada en 1962. Los resultados de esa investigación preliminar demostraron que los sedimentos de Lauricocha presentaban una composición muy singular, caracterizada por la abundancia de cutina y humus, con escasa participación de minerales detríticos. Además, se registraron variaciones en el contenido de carbonato de

calcio que, en dicho trabajo, se vincularon con posibles cambios climáticos que afectaron la zona donde está emplazada la caverna.

Ante lo novedoso de los hallazgos sedimentológicos, y en vista de la importancia que tiene la cueva para la arqueología y prehistoria andinas, se decidió, por iniciativa de A. Cardich, efectuar un nuevo estudio, más detallado, sobre las muestras de un nuevo perfil, obtenidas por dicho investigador en una campaña realizada en 1967.

El objetivo fundamental de la nueva investigación — cuyos resultados se ofrecen al lector interesado — es el de comparar los datos anteriores con los obtenidos con una serie de muestras

¹ Cátedra de Sedimentología. Fac. Cienc. Nat. y Museo La Plata (R. A.).

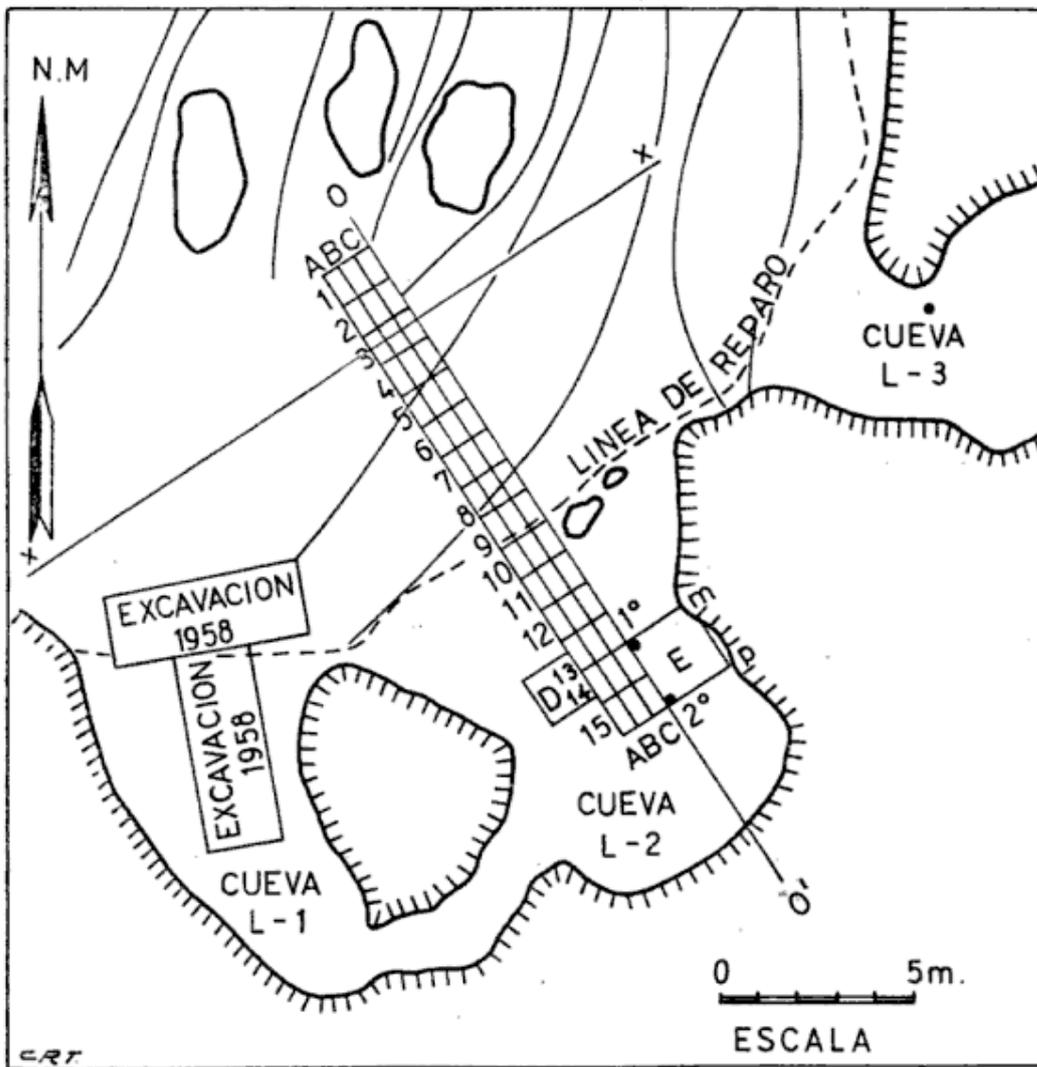


Fig. 1. — Plano de la cueva con la ubicación de los perfiles (1º, el de 1962; 2º, el de 1967)

mucho más numerosas y, por ello, mucho más representativas de la sedimentación espélica de ese yacimiento arqueológico. Se pretende, además, mediante dicha comparación, encarar con bases más amplias, el análisis de la posible influencia climática sobre los sedimentos en cuestión, con las naturales limitaciones que esta técnica de investigación presupone.

El presente trabajo confirma en buena parte los datos y conclusiones del estudio precedente, pero a la vez ofrece mayor documentación y permite ajustar algunos detalles de la interpretación primera.

PROCEDENCIA DE LAS MUESTRAS

Las muestras fueron obtenidas por A. Cardich a lo largo de la trinchera original, pero unos dos metros hacia el fondo de la cueva L-2.

La figura 1 (tomada de Cardich, 1964) muestra la posición del perfil estudiado, y también la del anterior (Teruggi y Cetrángolo, 1964).

TECNICAS DE INVESTIGACION

La determinación del contenido de humus se efectuó en la misma técnica que en el trabajo anterior, o sea por

ataque de la muestra secada a estufa con peridrol y cálculo del porcentaje mediante diferencia de peso.

Igualmente, el carbonato de calcio fue determinado volumétricamente, por medio de ataque con ácido clorhídrico diluido normal 10, utilizándose un calímetro de...

COMPOSICION DE LOS SEDIMENTOS

En la tabla I se han registrado las composiciones de las 31 muestras analizadas.

MATERIA ORGÁNICA

Las sustancias de origen orgánico son muy abundantes, al punto que llegan a constituir el 62,32 % de la composición de la totalidad de las muestras.

Las sustancias orgánicas se presentan bajo las formas de humus, cutina, carbón, colofanita, granos de polen y diatomeas.

Humus

El contenido de materia húmica es elevado, alcanzando al 10,48 %. La abundancia de esta sustancia es la que confiere el color oscuro a negro a la mayoría de las muestras, especialmente a aquellas en las que supera el 40 % (números 1, 2 y 3).

El tenor alto de humus concuerda en líneas generales con lo determinado en el estudio anterior.

Cutina

Nuevamente, el contenido de cutina resulta sorprendentemente elevado, con un promedio de 45,40 %, o sea casi la mitad de la composición de las muestras. En algunos niveles, el contenido de esta sustancia sobrepasa el 70 %.

La cutina aparece en su forma típica de fragmentos de cutículas de gramíneas. Al microscopio se observa perfec-

tamente la estructura celular de la epidermis, en la que se reconocen ocasionales estomas.

La mayoría de los fragmentos irregulares de cutina miden alrededor de 0,1 milímetro de diámetro, pero hay trozos mucho mayores que llegan a medio milímetro y a un milímetro. También existen trozos muy pequeños (0,01 mm), que son meras paredes celulares.

Carbón

Como novedad con respecto al estudio anterior, se registra la presencia de pequeños fragmentos carbonizados, de forma irregular o alargada, opacos o débilmente traslúcidos con tonos castaños. En muchos casos, la estructura de los fragmentos parece indicar que son trozos de epidermis. El contenido promedio de esta sustancia es de 3,8 %.

Colofanita

Esta sustancia ósea se encuentra en todas las muestras, en cantidades reducidas (promedio: 2,64 %). El contenido verdadero es difícil de evaluar con exactitud, ya que puede haber ocasionales trozos de tamaño grande, que no han sido tenidos en cuenta para el presente estudio (ver Cardich, 1964).

Al microscopio, la colofanita es incolora o bien coloreada en tonos amarillentos o castaños; a veces es isótropa, mientras que en otros casos es anisótropa, con ligera birrefringencia. En la mayoría de los fragmentos es posible reconocer la estructura ósea, con canalículos de Havers.

Otros materiales orgánicos

En algunas muestras, especialmente en las de los niveles superiores del perfil (Nos. 1, 2, 4, 5, 6, 16 17 — donde llega al 1 % —, 18, 19 y 27) se observaron granos de polen.

También se vieron raras diatomeas en las muestras 1, 3, 4, 6, 16 y 17.

TABLA I
Composición de los sedimentos de Lauricocha

Muestras	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	32			
Humus	47	49	46	5	7	1	17	9	8	5	3	3	10	3	2	2	10	1	2	1	2	5	6	13	24	6	5	17	6	8	2			
Materia carbonosa .	x	8	4	10	10	1	5	5	2	2	3	x	2	7	6	11	6	3	1	1	7	5	x	3	7	7	1	x	x	1				
Cutina	2	2	5	15	8	5	3	49	65	73	58	43	60	57	56	63	51	60	50	72	71	61	56	58	41	56	45	54	69	74	23			
Colofanita.....	3	3	6	5	7	1	5	2	1	1	1	2	3	1	1	1	x	1	6	4	2	3	2	2	3	x	2	2	1	2	10			
Granos de polen ...	x	x	x	x	x	x									x	1	x														x			
Diatomeas	x	x	x	x	x	x										x	x																	
Cuarzo.....	23	26	23	40	41	27	40	13	6	7	9	16	13	7	10	9	10	17	13	6	2	9	8	2	7	10	20	12	9	2	5			
Cuarzo policristalino	5	4	5	3	3	x	3	1			1	2	1			x	3	2	3	x		x	x	x		x	2	x	x					
Ftanita.....	x	x	x	x	1	1	1				x	x				x	x	x			x	x												
Ortoclase	x	x	2	1	3	2	3	x		2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	x	x	x		x	x	x	x	x				
Microclino.....	x	x	x	x	x	x	1									x	x																	
Plagioclasa.....	3	x	3	2	7	x	2	1	2		1	x	z	x	x	1	1	2	1	1	x	x	x	x	1	x	x	x	x	x				
Agregados arcillosos	2	4	3	x	2	37	2	x		x	6			3	4	6	10	4	6	4	7	8	11	15	10	10	7	9	6	4	45			
Litoclastos	2	x	x	x	1	x	x																											
Vidrio volcánico ...	2		2	1	x																													
Minerales pesados..	x	x	x	x	1	x	x				1														1	1	x							
Alteritas	2	x	x	x	x																													
Calcita química.....	5	2	x	x		3	2		11	2	6	18	5	2	10	4	1	3	3	4	4	3	6	4	4	3	6	2	5	4	6			
Calcita clástica	3	1	x	19	8	7	15	18	5	6	18	14	4	4	6	5	x	3	10	5	10	3	5	4	5	6	3	3	2	4	7			
Calcita organógena.			x			x	x	1					x		1	1	x				1	2	1	x	x	x	1	2	x	x	x			
Yeso.....																																		

MINERALES DETRÍTICOS

Los minerales detríticos, como consecuencia de la abundancia de materiales orgánicos, son poco frecuentes, aunque su porcentaje resulta mayor que el revelado en el primer estudio. Porcentualmente, forman el 24,10 % de los sedimentos.

Cuarzo

El cuarzo, más algunas otras formas de la sílice, es el mineral detrítico más abundante, ya que constituye el 15,28 % de la composición total de los sedimentos.

Los clastos cuarzosos son por lo general angulosos o subangulosos, rara vez redondeados. La extinción es de tipo normal, a veces moderadamente ondulante. Las inclusiones más comunes son las fluidas no orientadas, aunque las hay también orientadas en planos. Tampoco faltan las inclusiones cristalinas de apatita y moscovita.

En algunas muestras (Nos. 18, 20 y 27) se observó la presencia de individuos euedrales de cuarzo, con núcleos turbios, que evidentemente representan crecimientos autógenos en un ciclo sedimentario anterior al de la depositación espélica.

La superficie de los granos es limpia, aunque unos pocos tienen pátinas de óxidos de hierro.

Cabe consignar que un porcentaje reducido corresponde a cuarzo policristalino, constituido por un agregado de individuos vinculados por contactos suturales rectos.

Se ha notado además la presencia de escasos clastos de ftanitas, principalmente en la mitad superior del perfil. En las muestras 5 y 7 esta sustancia llega al 1 %. También se observaron escasísimos trocitos de calcedonia en las muestras 5 y 7.

Feldespatos

Los feldespatos están pobremente representados, pues apenas constituyen el 1,50 % de la composición total de los sedimentos estudiados.

Las plagioclasas y los feldespatos potásicos se distribuyen en forma pareja, con ligero predominio de las primeras, representadas por oligoclasa media (An 20 %) y rarísima andesina ácida. Los granos de plagioclasas son habitualmente subangulosos, presentan maclas de la albita y por lo general no tienen zonabilidad. Las plagioclasas están constantemente frescas.

Los feldespatos potásicos están representados por ortoclasa (a veces peritíticas) y microclino. Ambas especies están frescas, aunque la ortoclasa puede presentar señales de alteración alofánica. Los clastos son angulosos o subangulosos y ocasionalmente tienen pátinas ferruginosas, en particular el microclino.

Agregados arcillosos

Los agregados arcillosos constituyen el 7,32 % de la composición de los sedimentos. Su máxima concentración se encuentra en el nivel más inferior (muestra 32), donde alcanzan al 45 %; hay otra concentración notable en la muestra 6.

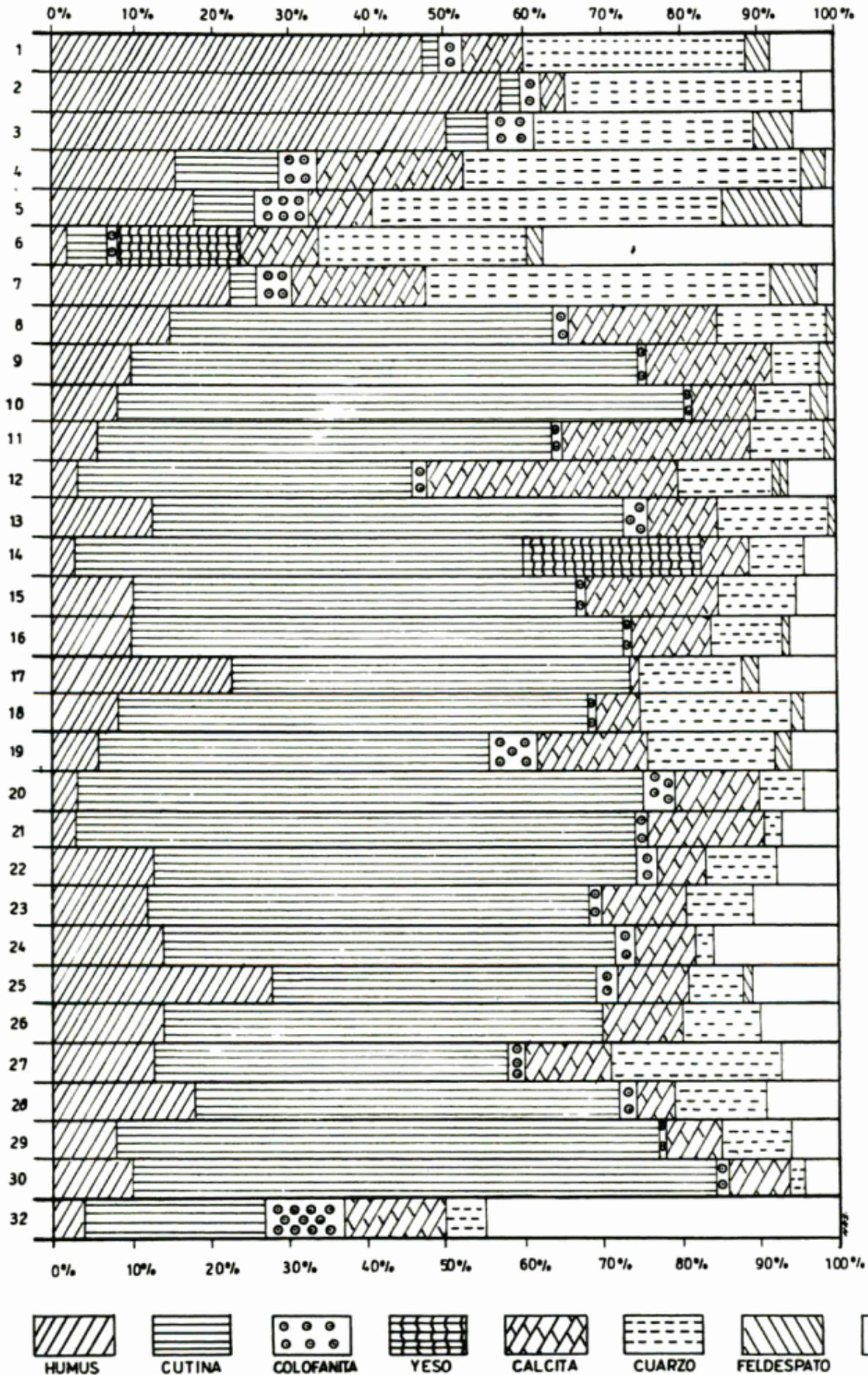
Los agregados arcillosos están pigmentados de rojo por óxido de hierro. Por su baja birrefringencia parecen pertenecer al grupo de la caolinita con partículas finas de cuarzo.

La forma de los agregados es irregular, de subredondeada a angulosa. Es posible que algunos de estos agregados (al menos en la muestra 6) representan fragmentos de alfarería.

Vidrio volcánico

Se observaron trizas vítreas incoloras en cuatro de las cinco muestras más superiores del perfil. El vidrio volcánico

CUADRO 1



está en proceso de alteración montmorillonítica.

Litoclastos

En algunos niveles, especialmente los superiores, se vieron litoclastos en escasa cantidad. Se trata de fragmentos de ortocuarcitas (a veces con cemento de ópalo), de areniscas feldespáticas de grano fino y de muy escasas wackes cuarzosas. Muy raramente, aparecen trozos de andesitas.

Alteritas

Presentes en cantidades reducidas en varios niveles, alcanzan el 2 % en la muestra más superior.

Minerales pesados

Faltan en varias muestras, o son muy escasos, pero en ocasiones llegan a constituir el 1 %.

Los minerales pesados que se han hallado son: micas, predominantemente biotita; anfíboles, en especial hornblenda verde y castaña; zircón; zoisita; apatita y topacio. La frecuencia de la mayoría de estos minerales es prácticamente insignificante.

MINERALES DE ORIGEN QUÍMICO

Son relativamente abundantes y están representados por dos especies: calcita y yeso. Conjuntamente, llegan a formar el 12,26 % de los sedimentos. De esa cantidad, 11 % corresponde a la calcita y el resto al yeso.

Calcita

La calcita aparece bajo diversas formas:

- a) como fragmentos algo redondeados de una caliza micrítica o subesparítica, de grano homogéneo. Con cierta frecuencia, en la masa de grano fino se encuentran for-

miníferos, los que —según determinación de A. Bertels— confirman su edad cretácica.

Es evidente que ese material proviene de las paredes y el techo de la caverna, que está excavada en rocas calcáreas cretácicas (Cardich, 1964).

- b) como agregados subesparíticos finos a medianos, a veces como pequeñas rosetas o como agregados radiales de cristales.
- c) como romboedros de calcita, de unos 20 a 100 micrones de diámetro.

Se considera que estas dos formas del carbonato de calcio corresponden a precipitación química, provocada por aguas bicarbonatadas que circularon por oquedades, grietas y poros de las rocas en que está excavada la caverna. Parte de la precipitación puede haber ocurrido como gutólitos o espeleotemas.

- d) trozos de conchillas de moluscos, sumamente escasos.

En el cuadro composicional (tabla I), en base a la distinción precedente, se ha subdividido el contenido de carbonato de calcio en las tres categorías genéticas que acabamos de mencionar: clástico, químico y organógeno.

Yeso

Aparece en cristales euedrales de hasta 100 micrones y en agregados rosetiformes. Sólo se lo ha registrado en dos niveles (6 y 14).

NATURALEZA DE LA COMPOSICIÓN DE LOS SEDIMENTOS

Con el objeto de ilustrar la composición de los sedimentos estudiados y ofrecer una visión de conjunto al lector, se ha confeccionado el cuadro I, sobre la base de los datos de la tabla I.

Tal como quedó demostrado en el primer estudio, la mayoría de las muestras de la caverna están formadas predominantemente de materiales de origen orgánico. En efecto, los niveles desde 30 a 8 inclusive contienen por lo menos un 50 % de estos materiales, llegando este contenido, en algunos casos, al sesenta y aún al setenta por ciento. En la muestra 32, y en los siete niveles superiores, el tenor de materiales orgánicos se reduce, pero de todos modos es siempre considerable.

La mayoría de los sedimentos, por lo tanto, son de naturaleza organógena. Además, en base a los datos exhibidos, se puede comprobar que, más específicamente, son sedimentos fitógenos, con poca participación zoógena. En efecto, el contenido de fosfatos provenientes de tejidos óseos (colofanita) es discreto, en tanto que hay un amplio predominio de la materia vegetal.

Lo más sorprendente es la abundancia de cutina, que aparece bajo la forma de fragmentos epidérmicos, que confieren un carácter muy singular a la sedimentación de Lauricocha. Para todos los fines prácticos, la cutina actúa como material detrítico y su elevadísima concentración sólo puede explicarse admitiendo una introducción copiosa de pasto en la caverna, efectuada indudablemente por el hombre, ya sea para que sirviera de pienso para las bestias, para rellenar el suelo de la caverna y hacerla así menos húmeda y más muflida, o para otros fines. La resistencia a la destrucción química de la cutina (Molisch, 1945), ha asegurado su preservación en los perfiles, a partir de esa acumulación efectuada por el hombre. Los fragmentos cuticulares están más o menos desechos, lo que puede deberse a acciones mecánicas (pisoteo de animales) o a desintegración bajo acción del agua del suelo u otros agentes. Como quiera que sea, es evidente que, sobre el nivel de base (nº 32) se acumuló un verdadero colchón de pasto

hasta el cese de la depositación en el nivel 8.

El humus y la materia carbonizada constituyen el resto del material fitógeno. La materia carbonizada es casi siempre cutinosa y está muy ennegrecida; posiblemente represente restos de combustiones incompletas. Las sustancias húmicas predominan en los niveles superiores, en particular los denominados 1, 2 y 3, en los que alcanzan el 50 %. Su porcentaje disminuye en forma irregular hacia abajo, pero sus valores son generalmente altos, ya que en muchos casos superan el 10 %. Dado el hecho de que el complejo coloidal denominado humus puede ser redistribuido por el agua, no es posible determinar si el contenido de esa sustancia en los horizontes inferiores es de formación autóctona o es el resultado de su migración vertical.

Los abundantes materiales organógenos están acompañados de detritos minerales y sustancias de precipitación química. Los primeros constituyen una porción reducida de los sedimentos, salvo en algunos niveles (1, 7 y 32), en los que se hacen abundantes y en algunos casos llegan a predominar. El nivel más inferior (nº 32) presenta abundancia de material arcilloso y posiblemente corresponda a remoción de los sedimentos glacialacustres del piso. Otra acumulación arcillosa es visible en el nivel 6, pero en el resto del perfil su porcentaje es bajo, por lo común menos del 10 %. El cuarzo y los feldespatos, los minerales detríticos por excelencia, son poco abundantes, salvo en los siete niveles superiores, donde su concentración contrasta con la del resto del perfil. En todos los casos, el cuarzo predomina netamente sobre los feldespatos.

Los minerales de origen químico están presentes en casi todos los niveles. En dos de ellos (nºs 6 y 14) se ha encontrado yeso autógeno, en cantidades apreciables. Mucho más frecuente es la calcita, que, como ya se mencionara,

en parte es de precipitación química, y en parte es detrítica.

Para resumir, y antes de pasar a considerar las variaciones en la composición sedimentológica, se pueden agrupar los sedimentos de Lauricocha en los siguientes grupos:

1. Veintitrés muestras (horizontes 8 a 30) de naturaleza arenosa-limosa, formadas por "clastos" fitógenos. Los fragmentos de cutina, para los fines sedimentarios, no pueden ser considerados otra cosa que materiales detríticos. Estas veintitrés muestras poseen además cantidades reducidas de minerales clásicos y químicos.

2. Un nivel arcilloso (nº 32), con participación de materiales organógenos y escasas cantidades de calcita y cuarzo detrítico.

3. Una muestra arcillo-arenosa (número 6), con fuerte participación de sustancias químicas (yeso y calcita) y escasa materia fitógena.

4. Seis horizontes (nºs. 1 a 5 y 7) arenosos, muy húmiferos, con escasa participación de los compuestos de origen químico.

Sobre la base de este resumen, se concluye que sólo pueden ser "geológicos" los niveles 32, 7, 6, 5, 4, 3, 2 y 1. Los restantes parecen corresponder a una deposición "no geológica", o sea antropogénica, pues el hombre sería el único agente capaz de rellenar con pastos la caverna.

No es posible establecer el origen del material detrítico (cuarzo y feldspatos) que forma parte de los sedimentos, pues los autores no disponen de información sobre la naturaleza petrográfica de las rocas de la región de Lauricocha. Lo más que se puede aventurar es que esos minerales son de filiación granítica y que su transporte no ha sido muy prolongado, como lo demuestra la angulosidad de los clastos. Es posible que deriven de depósitos fluvio-glaciales.

MATERIALES PSEFÍTICOS

Aunque no han sido estudiados específicamente, debe mencionarse que en todos los horizontes existen materiales psefíticos. En general, están representados por trozos angulosos grises o blanquecinos, de 5 mm a 30 mm, de calizas micríticas con o sin foraminíferos. Además, se encuentran fragmentos astilloosos de huesos y dientes de camélidos y cérvidos (Cardich, 1964); pequeños fragmentos carbonizados de bambúceas de hasta 1 cm de largo. Se han visto, finalmente, raras valvas de gasterópodos (2 mm), esquirlas de cuarcitas blanquecinas y calcedonia, coprolitos y concreciones calcáreas grises, muy deleznales, de 5 milímetros.

VARIACIONES MINERALOGICAS

Para facilitar la comprensión, se tratarán primero las variaciones verticales y luego las laterales.

Variaciones verticales

El cuadro I permite verificar los cambios que se han registrado en el perfil.

Si se deja de lado el horizonte 32, cuya composición arcillosa ha sido atribuida a influencia de materiales del piso, es evidente que la sedimentación ha sido relativamente uniforme entre los niveles 30 y 8. El neto predominio de los fragmentos de cutina —acompañada de menores proporciones de sustancias húmicas—, y la escasez de minerales detríticos, autorizan a suponer que ese intervalo corresponde a un período caracterizado por un reducido aporte desde el exterior. Tal situación puede atribuirse, en esencia, a dos causas:

1. Una entrada reducida de la cueva, que ha impedido o dificultado el ingreso de materiales que pueden ser aportados por vientos o avenidas.

Muestras

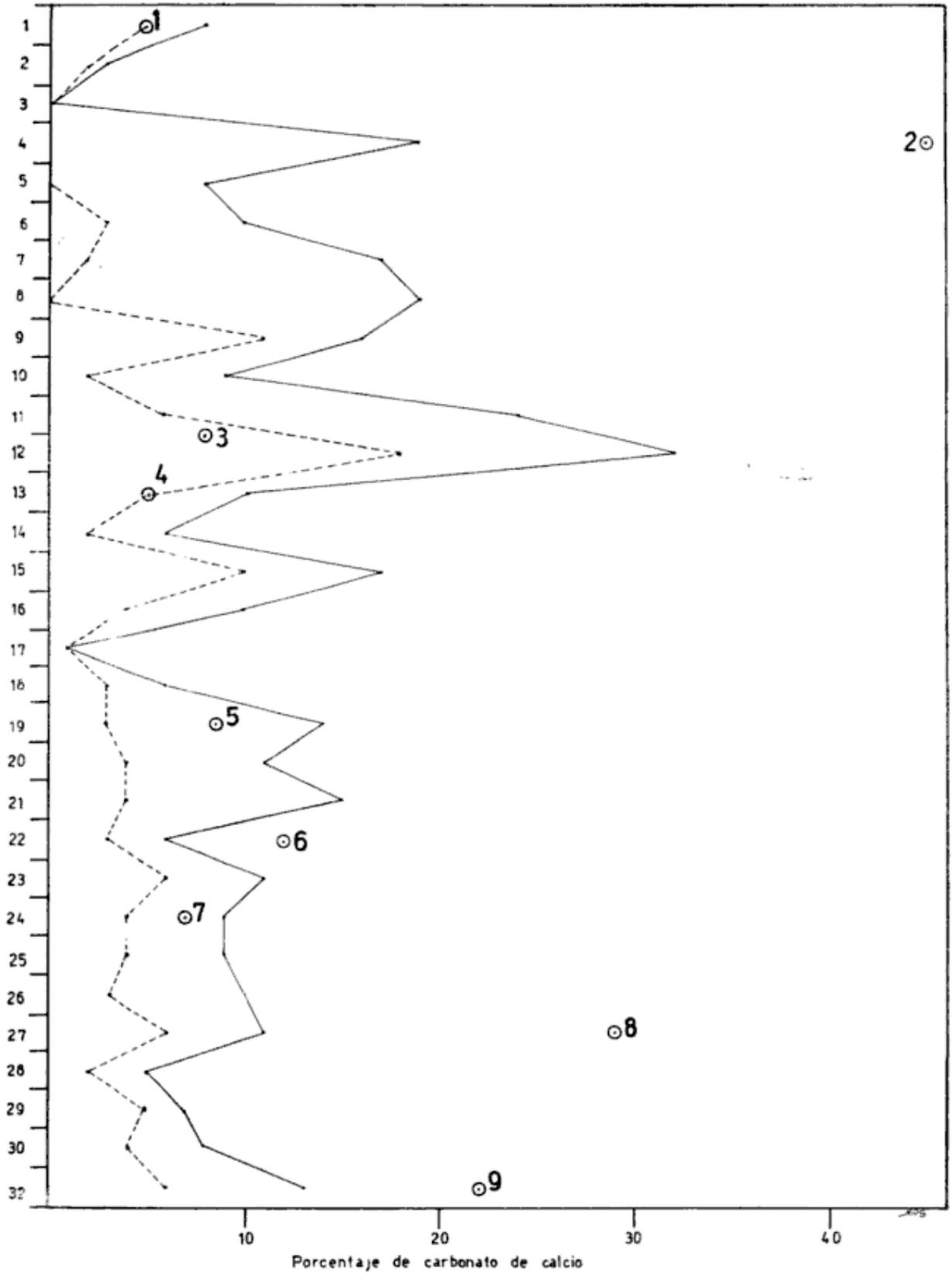


Fig. 2. — Porcentaje de carbonato de calcio (línea entera : carbonato total ;
línea cortada : carbonato de origen químico)

2. Un relleno "rápido" de la cueva en base a pastos introducidos por el hombre, lo que origina un efecto de "dilución" de los materiales detríticos externos.

La primera interpretación puede deberse a que la cueva tuvo una abertura u orificio reducido, excavado en las rocas calizas, o si no, puede considerarse el resultado de una acción de "tabique" producido por el talud postglacial, descrito e ilustrado por Cardich (1964).

De cualquier modo que sea, los niveles 8 a 30 reflejan una cierta monotonía sedimentaria, caracterizada por la abundancia de materiales de origen vegetal.

Con el horizonte 7, hasta el más superficial (1), se advierte el brusco ingreso de minerales detríticos, que llegan a constituir casi la mitad de la composición de esos niveles. En el horizonte 7, y luego en los que van del 5 al 1, predominan el cuarzo y los escasos feldspatos, pero el nivel 6 está caracterizado por la aparición de agregados arcillosos rojizos, que pueden ser restos de alfarería.

En base a la notable variación que comentamos, se infiere que la cueva comenzó a recibir, en cierto momento, los minerales procedentes del exterior. Este fenómeno, cuya iniciación está marcada por el nivel 7, puede deberse a las siguientes causas:

1. Ampliación, por derrumbe o disolución, del boquete u orificio de entrada.
2. Reducción, especialmente en altura, del talud postglacial, que deja entonces de ejercer su acción de pantalla.
3. Disminución del aporte de pastos al interior de la cueva.

Por el momento, en que se carece de observaciones geológicas y geomorfológicas detalladas de la región, no es posible tratar de dilucidar cuál de estas tres posibilidades es la más probable.

Otra comparación de particular interés es la que se refiere al contenido de carbonato de calcio de los sedimentos. Para este fin, se ha preparado la figura 2, que ilustra los cambios en el perfil.

En lo que se refiere al contenido total de carbonato de calcio (de origen químico y clástico), se nota la presencia de picos de abundancia. El más notable corresponde al nivel 12. Otros picos, menos marcados, aparecen en los niveles 4, 7, 8, 9, 15, 19, 21, 23, 27 y 32.

Por el otro lado, llama igualmente la atención la existencia de niveles en los cuales el contenido total de carbonato se reduce singularmente (niveles 1, 2, 5, 10, 14, 17, 22 y 28) o incluso llega casi a desaparecer (nivel 3).

Las variaciones en el contenido de carbonato de calcio al que se ha asignado un origen químico concuerdan en general con las variaciones del carbonato de calcio total, pero se notan diferencias interesantes. Así, ese carbonato falta o es muy escaso en los niveles 3, 4, 5, 8 y 17, en tanto que se hace realmente abundante en los niveles 9, 12 y 15. En el resto del perfil, sus variaciones son mucho más pequeñas.

En base a lo demostrado, se puede concluir que las variaciones en el contenido de carbonato de calcio son independientes de la sedimentación clástica, pues en el espesor de composición uniforme que abarca los niveles 8 a 30, aparecen acentuados ritmos que no guardan relación con el contenido de cutina, humus o materiales detríticos.

En la parte interpretativa se tratará de analizar la razón de estas variaciones.

Variaciones laterales

El único elemento de juicio para considerar las variaciones laterales es el estudio anterior efectuado por Teruggi y Cetrángolo (1964). La separación entre ambos sitios de muestreo es sólo de 2 metros, pero suficiente para comprobar el comportamiento de los sedimentos.

La primera investigación tiene el inconveniente de que fue basada solamente en nueve muestras, en tanto que el estudio actual, para un espesor similar, contiene treinta y una.

La identificación de niveles equivalentes entre uno y otro sitio de muestreo no es fácil. Las muestras son megascópicamente muy semejantes, sin que existan verdaderos horizontes diferenciados. Por ello, salvo el nivel más superior (1 en ambos muestreos), la correspondencia es sólo aproximada. Según Cardich — el verdadero conocedor de los sedimentos de Lauricocha y quien efectuó el perfilaje en ambos casos —, el nivel 4 del presente estudio equivale al 2 del anterior; el 11 es igual al 3; el 13 corresponde al 4; el 19 al 5, el 22 al 6, el 24 al 7, el 27 al 8 y el 32 al 9. Resultan seguros, por lo tanto, los horizontes más superior y más inferior.

Sin embargo, las comparaciones sedimentológicas parecen indicar que hay ligeras discrepancias, lo que puede atribuirse a que los niveles no son estrictamente horizontales, sino que buzan hacia el interior de la cueva. En general, sobre esas bases, la correspondencia sería a un nivel más arriba del señalado anteriormente.

La variabilidad en los dos perfiles ha resultado ser mayor de lo esperado. Ante esos resultados, y con el objeto de obtener mayor seguridad en las correlaciones, se efectuó un nuevo análisis de las 9 muestras anteriores. Los nuevos resultados fueron concordantes con los anteriores, pues las variaciones están dentro de los límites de los métodos y de los factores aleatorios del muestreo. Con todo, se registró en el nuevo estudio la presencia de yeso, en las muestras 2 a 9, en cantidades apreciables (2 % hasta un 15 %). Este mineral no había sido hallado en el estudio anterior, por lo que es evidente que su aparición en los sedimentos es esporádica y localizada. Esta interpretación se ve corroborada por el hecho de que, en la presente investigación el yeso sólo aparece

en dos (6 y 14) de los 31 niveles, y no por lo menos en ocho, como sería natural si su distribución fuera ubicua. Ello, y la forma sistemáticamente cristalina y aún maclada de los cristales de ese mineral, demuestra su génesis autógena, en pocos centros de crecimiento dentro de los sedimentos.

De mucho mayor interés son las variaciones en el contenido de carbonato de calcio (calcita). A tal efecto, en la figura 2, se ha marcado con un círculo, y el número correspondiente al nivel, el contenido en carbonato de calcio del primer estudio.

Se puede apreciar que, en algunos casos, la concordancia es buena entre la nueva y la vieja serie de datos (muestras 1, 3, 4, 5, 6, 7), pero en otras (2, 8 y 9), el porcentaje de esa sustancia en el primer perfil es mucho mayor que el que corresponde al segundo.

Estas discrepancias, que afectan casi exclusivamente a los minerales de origen químico, pues los detríticos mantienen una distribución más regular, obedecen a una serie de variables (permeabilidad, pH local, situación en el interior de la cueva, etc.). De ahí, entonces, la necesidad de usar suma cautela en las interpretaciones.

CONCLUSIONES

El presente estudio de los sedimentos de Lauricocha confirman los resultados en la investigación previa en los que se refiere a la composición global de los sedimentos y en lo que atañe al ambiente de sedimentación. Resumiendo lo comentado en párrafos anteriores, se tendría el siguiente cuadro general:

1. Relleno de la caverna por la introducción de pastos realizada por el hombre, habitante del lugar. Este hecho explica la abundancia de restos de cutina y humus.
2. Poca participación de detritos provenientes del exterior, repre-

sentados por cuarzo, feldespatos y otros minerales en escasa proporción.

3. Los minerales detríticos aumentan bruscamente su participación a partir del nivel 7, lo que implica que han comenzado a desaparecer las causas que impedían los aportes del exterior o, como alternativa, que disminuyó o cesó la aportación de pastos,
4. Los minerales autóctonos (calcita y yeso) son elementos constitutivos importantes de los sedimentos.

Ya se han efectuado las posibles interpretaciones en torno al punto 3, por lo que se tratará de analizar aquí el significado de la calcita.

Este mineral no aparece formando costras, sino que se halla diseminado en los sedimentos sin que llegue a cementarlos. En base al estudio microscópico se ha reconocido que parte de la calcita se ha originado *in situ*, por precipitación de aguas bicarbonatadas que se infiltran y gotean del techo y paredes. Otra parte, en cambio, representa fragmentos y trozos caídos directamente de las calizas en que ha sido excavada la caverna.

Es bien sabido que la presencia de carbonato de calcio autógeno se interpreta comúnmente como indicadora de condiciones de humedad climática, tal como fue inferido en el estudio anterior (Teruggi y Cetrángolo, 1964; cf. igualmente Bryan, 1941; Hunt, 1953; Schmid, 1958). En cuanto a los fragmentos caídos de techos y paredes, se juzga que representan la misma acción de las aguas circulantes, que producen los desprendimientos, favorecida o combinada por un clima frío que provoca la congelación y, con ella, el efecto de cuña del hielo (Flint, 1957).

La vinculación entre sedimentación espélica y clima requiere un análisis cauteloso, ya que estudios climáticos actuales de cavernas ponen de mani-

fiesto que una serie de factores pueden influir en ese juego (Andrieux, 1969); entre otros, debe tenerse presente la forma de la caverna, el tipo de entrada, el régimen de circulación del aire o ventilación, la inclinación del piso, etc. De allí, entonces, la posibilidad de variaciones en la sedimentología, que han sido comentadas más arriba.

Hechas estas salvedades, la inspección de la figura 2 permite extraer las siguientes conclusiones, en base a la distribución del carbonato de calcio:

1. Los niveles 2 y 3, particularmente este último, son indicadores de un breve episodio de sequía, tal vez combinado con temperaturas superiores a las actuales. Esta situación parece repetirse en el nivel 17 y, en menor proporción, en el 14, donde se produce además depositación de yeso.
2. Desde el nivel 4 (2 de la investigación anterior) hasta el nivel 12 (aproximadamente equivalente al 3 del estudio anterior) hay un aumento progresivo en el contenido de carbonato de calcio, con picos que culminan en el último nivel citado. Este fenómeno sería indicador de un clima más húmedo que el actual y, a la vez, más frío, aunque con oscilaciones en ambas características. El estudio anterior permitió detectar el fenómeno en el nivel 4, pero no su prolongación hacia los niveles más inferiores como consecuencia de lo espaciado del muestreo.
3. Del nivel 13 hasta el piso se registran condiciones de humedad algo superiores a las actuales, con oscilaciones que parecen marcar climas fríos (niveles 15, 19, 20, 21, 34, 27 y 32). Las variaciones apuntadas difieren poco de la situación climática actual, salvo en lo que se refiere a las condiciones de mayor frigidez.

Este panorama climático es provisorio y podrá ampliarse cuando se cuente con sedimentos de varias de las cavernas de la región, acompañadas de buenos fechados con radiocarbono.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Andrieux, C., 1969. *Étude du climat de la grotte de Sainte-Catherine en Ariège selon le cycle 1967*. Ann. Spéléologie, t. 24, fasc. 1, 19-74.
- Bryan, K., 1941. *Evidences of early occupation in Sandia Cave, New Mexico, and other sites in the Sandia-Manzano Region*. Apéndice en Smithsonian Miscellaneous Coll., vol. 99, n° 23.
- Cardich, A., 1964. *Lauricocha. Fundamentos para una prehistoria de los Andes Centrales*. Studia Prehistorica, III, Bs. As.
- Flint, R. F., 1957. *Glacial and Pleistocene geology*. 553 pp., J. Wiley & Sons, Nueva York.
- Hunt, C. B., 1953. *Pleistocene-Recent boundary in the Rocky Mountain Region*. Bull. U.S. Geol. Surv., 996-A.
- Molish, H., 1945. *Fisiología Vegetal*. 394 pp., Barcelona.
- Schmid, E., 1958. *Höhlenforschung und Sedi-mentanalyse*. Schriften des Institutes für Ur- und Frühgeschichte. 186 pp., Basilea, Suiza.
- Teruggi, M. E. y Cetrangolo, Z. C. de, 1964. *Estudio sedimentológico de los depósitos de la caverna L-2 de Lauricocha*. Apéndice en Cardich (1964), 163-171.

La Plata, 6 de mayo de 1970.

SOBRE LA PRESENCIA DEL GENERO *ROUDAIREIA*
EN EL CRETACICO SUPERIOR DEL SALITRAL DE LA AMARGA
(DPTO. CHICALCO), PROVINCIA DE LA PAMPA,
REPUBLICA ARGENTINA

POR ARMANDO F. LEANZA¹ Y MARIO A. HÜNICKEN²

RESUMEN

Se registra por primera vez la presencia del género *Roudaireia* en la Argentina en los estratos del Cretácico Superior aflorante en la parte occidental de la Provincia de La Pampa (Salitral de La Amarga, Dpto. Chicalco) y en el Cerro Alquitrán (El Sosneado, Provincia de Mendoza). Todos los especímenes corresponden a *Roudaireia pampaensis* que se describe como nueva especie, siendo referida a edad Maestrichtiana por estar asociada a *Eubaculites*.

ABSTRACT

The presence of the genus *Roudaireia* is recorded for the first time from Argentina in the Upper Cretaceous strata outcropping in the western part of the La Pampa Province (Salitral de La Amarga, Dpto. Chicalco) and in the Cerro Alquitrán (El Sosneado, Provincia de Mendoza). All the specimens belong to *Roudaireia pampaensis* which is described as new species, being referred to Maestrichtian age, for it is associated with *Eubaculites*.

INTRODUCCION

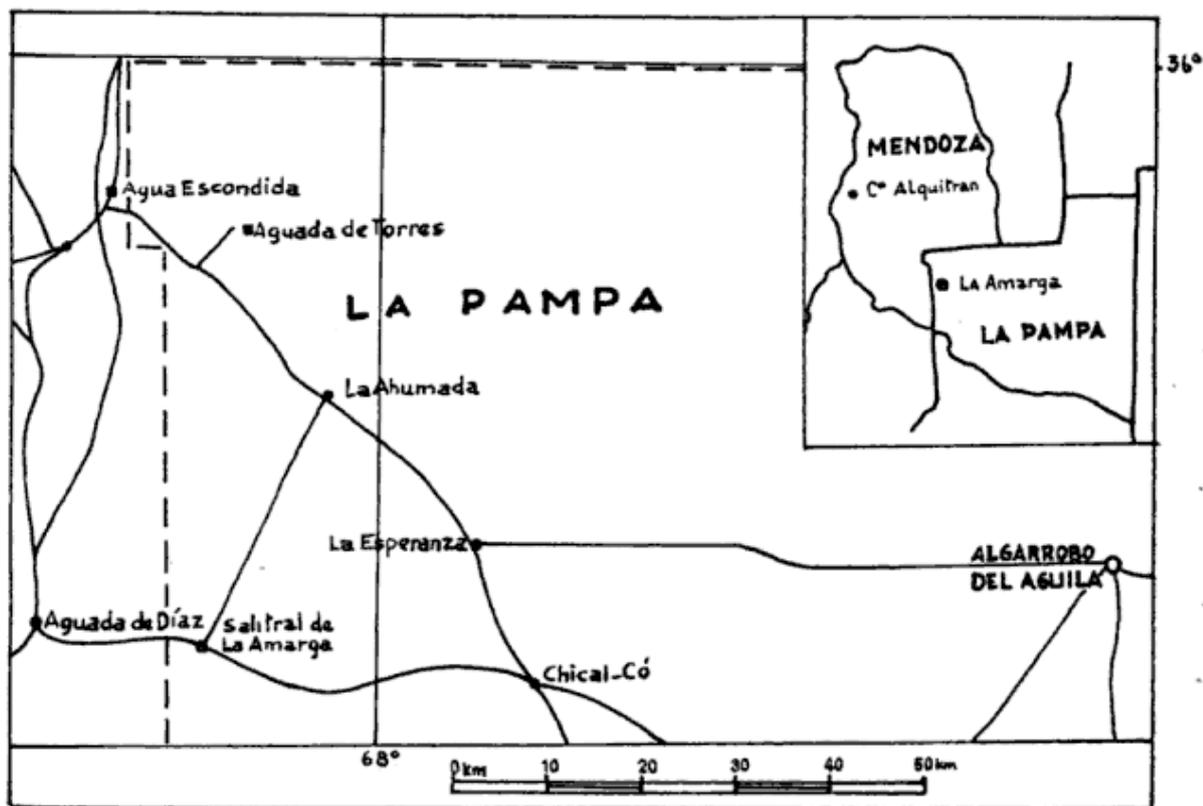
En la Cátedra de Paleontología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, se conservan varias colecciones de

¹ Miembro de la Carrera del Investigador Científico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de la Dirección Nacional de Geología y Minería (Buenos Aires).

² Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.

fósiles provenientes de la región oeste de la provincia de La Pampa. Primeramente coleccionaron los geólogos de esa provincia, señores C. A. Seara, E. Scotta y H. Martínez, y luego, a fines de 1966, los autores de este trabajo en compañía del Dr. G. F. Aceñolaza y en 1968, uno de nosotros (M. H.) juntamente con el Sr. Geólogo R. R. Leguizamón. En ambas ocasiones con la asistencia y apoyo del Sr. Jefe de Hidrogeología de la provincia de La Pampa, Geol. C. A. Seara.

Bordeando el Salitral de La Amarga



Ubicación de las localidades fosilíferas

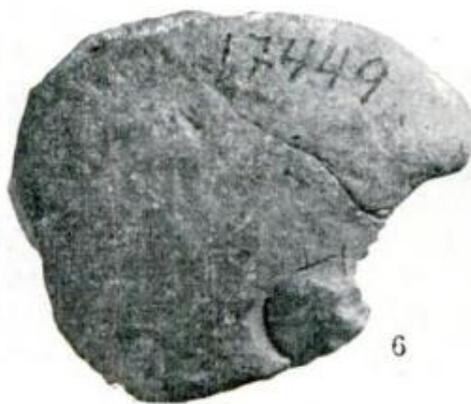
(departamento de Chicalc6), como ya lo señalara Sobral (1942, p. 50), afloran en una barranca de alrededor de 10 metros y coronadas por una coquina de 0,60 m de espesor, areniscas calcáreas y arcillosas de color rojizo, que son portadoras de abundantes restos fósiles, con frecuencia al estado de moldes, de pelecípodos y gastrópodos principalmente, asociados con *Baculites* y *Eubaculites* (Leanza, 1967). Entre los elementos más conspicuos de la fauna coleccionada se destacan los especímenes

de *Roudaireia pampaensis* sp. nov., cuya descripción es motivo de esta nota.

Entre los fósiles coleccionados por el Dr. Ramón de la Vega en sedimentitas del Cretácico Superior del Cerro Alquitrán, región de El Sosneado, provincia de Mendoza, que también se encuentran en la Cátedra de Paleontología (U. N. de Córdoba) hay numerosos ejemplares de *Roudaireia*, que corresponden indudablemente a la especie aquí descripta como nueva.

EXPLICACION DE LA LAMINA

Figs. 1-7. — *Roudaireia pampaensis* Leanza y Hünicken n. sp.; 1-3, vistas súpero-posterior, lateral, anterior del Holotipo (CORD-PZ n° 17718). Salitral de la Amarga; 4, molde en plastilina de la impresión muscular del Holotipo; 5, detalle de la ornamentación del flanco de un Paratipo (CORD-PZ 17778). Salitral de la Amarga (La Pampa); 6-7, vistas súpero-posterior y lateral de otro Paratipo (CORD-PZ 17449). Cerro Alquitrán (Mendoza). Todas las figuras en tamaño natural.



DESCRIPCION DE LOS FOSILES

Familia **CYPRINIDAE** Lamarck

Género **ROUDAIREIA** Mun.-Chalm 1881¹

Roudaireia pampaensis sp. nov.

(Lám. I, figs. 1-7)

Material examinado.

Disponemos de varios ejemplares, todos al estado de moldes internos, algunos muy fragmentados, e incorporados a las colecciones de la Cátedra de Paleontología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba (CORD-PZ).

Holotipo: CORD-PZ, N° 17718. Paratipos: Ejemplares CORD-PZ, N° 17778 (molde valva derecha), N° 17920 (molde completo) y N° 17922 (molde valva izquierda fragmentada). Ejemplares adicionales números 17921, 17923, 17924 y 17701 (CORD-PZ). Todos provienen de la localidad Salitral de La Amarga, departamento Chicalcó, provincia de La Pampa. Un último ejemplar (CORD-PZ, N° 17449), proveniente del Cretácico Superior del Cerro Alquitrán, El Sosneado, provincia de Mendoza, corresponde sin lugar a dudas a esta misma especie.

Las dimensiones en mm del holotipo y paratipos son las siguientes:

	Paratipos		
	Holotipo N° 17718	N° 17778	N° 17920
Longitud.....	67	?	45
Altura.....	67	40	45
Ancho de la concha	55	—	29

Descripción

Concha con moldes de contorno triangular pronunciado, tanto en vista late-

ral, como en las vistas anterior o póstero-inferior; en vista súpero-posterior muestra un contorno oval alargado, acoazonado. Fuertemente oblicua en sentido transversal y marcadamente inequilátera; equivalva; umbones muy curvados y prosogiros. El borde anterior redondeado pasa en curva al borde inferior, casi recto, con una pequeña inflexión hacia arriba en la parte posterior. La unión de los bordes inferior y posterior forma una fuerte angulosidad. Ambas valvas son recorridas desde el ápice de los umbones hasta el ángulo póstero-inferior por una carena saliente y angulosa, que en molde del holotipo, no deformado, coincide casi con el máximo espesor de la concha. El área es ancha, oval-alargada, limitada por una suave elevación y muestra una ligera prominencia en la línea media, en coincidencia con la unión de ambas valvac.

La ornamentación, visible en los paratipos N° 17778 y N° 17920 y en el ejemplar N° 17921, que corresponde a individuos de menor desarrollo, consiste en gruesas costillas concéntricas en el flanco, en número de 10 a 12; son más salientes en la zona umbonal, haciéndose progresivamente más suaves y espaciadas hacia el borde inferior, donde casi desaparecen.

Vestigios de charnela hemos podido descubrir en dos fragmentos de valvas izquierdas, estando claramente visible un diente cardinal central, grande y en forma de triángulo, con el vértice hacia adelante; el diente cardinal anterior, visible con dificultad, tiene forma de V invertida; el cardinal posterior es largo y fuerte.

Las impresiones musculares en el molde son muy elevadas. Las anteriores debieron estar profundamente excavadas en la conchilla, sobre todo en su porción anterior, que en el molde es marcadamente sobresaliente; su borde póstero-inferior está limitado por un surco en arco, que en la conchilla corresponde a una pequeña cresta. Las

¹ Cox (1952, p. 18) siguiendo el criterio de Rennie, interpreta que el género *Roudaireia* Munier-Chalmas es idéntico a *Veniella* Stoliczka, dando prioridad a este último. Los autores estiman conveniente mantener el género *Roudaireia* Munier-Chalmas.

impresiones musculares posteriores resultan muy características en el molde, por el profundo surco que las limita en el borde látero-posterior; en el holotipo, este surco está excavado en el extremo posterior algo más de 4 mm, haciéndose progresivamente menos profundo, en una longitud total de 4 cm. Este surco corresponde en la conchilla a una cresta muy elevada, que delimita la inserción muscular.

Observaciones

Roudaireia pampaensis sp. nov. muestra un gran parecido con *R. hourcqi* Collignon (1948, pág. 57, lám. X (III), figs. 1-4), del Maestrichtiano de Ambastry (Madagascar), sobre todo en la charnela que es casi idéntica, en el contorno general, tanto en vista lateral como anterior, en la posición de los umbones y la oblicuidad transversal de la concha. Se diferencian en la ornamentación, por el costillamiento concéntrico más fuerte de *R. pampaensis* sp. nov. Además en ésta, la parte de la concha entre la carena y el borde posterior, forma con el flanco de la valva un ángulo agudo, en cambio en *R. hourcqi* es obtuso. Esta misma diferencia puede señalarse respecto de *R. forbesi* (Stoliczka) (1871, Vol. III, The Pelecypoda, pág. 197, lám. IX, figs. 2-8) del Maestrichtiano de la India Meridional ("Trichinopoly group"), que además es bastante más inflada, con una ornamentación de costillas concéntricas más numerosas que en *R. pampaensis* sp. nov. En la charnela hay cierto parecido, aunque en la especie índica, los elementos son menos desarrollados.

Mayores diferencias pueden señalarse respecto de *R. cordialis* (Stoliczka) (op. cit. pág. 199, lám. X, fig. 1-2), por su concha muy convexa y sus proporciones relativas. *Roudaireia jamaicensis* Trechmann (1926, pág. 58, lám. II, fig. 1-2) del Campaniano-Maestrichtiano de Jamaica, resulta muy próxima de *R. pampaensis* sp. nov. en el contorno general

y proporciones de la concha, pero difiere por su ornamentación de costillas concéntricas más numerosas. *Roudaireia intermedia* Brüggén (1910, pág. 756, lám. XXIV, fig. 2 a-b), del Coniaciano-Santoniano de Perú, alcanza un desarrollo mucho menor que la especie que se describe, siendo su concha proporcionalmente de menor ancho y la ornamentación de costillas más regular. En *R. pampaensis* sp. nov. la frecuencia de costillas es mayor en la zona umbonal. *Roudaireia brasiliensis* Maury (1930, pág. 224-225, lám. VIII, fig. 10) del Campaniano de Parahyba do Norte, Brasil, tiene una concha más alta y convexa que *R. pampaensis*, siendo además diferente la ornamentación.

Edad y distribución

El género *Roudaireia* tiene una amplia distribución geográfica, pues su presencia fue señalada en Australia, Asia, Africa y América, estando confinado en depósitos del Cretácico Medio y sobre todo Superior, Campaniano y Maestrichtiano, donde es más abundante.

Es ésta la primera vez que se señala la existencia en la Argentina, resultando este hecho de mucha importancia por tratarse de un fósil frecuente en sedimentitas del Cretácico Superior del oeste de la provincia de La Pampa y de la zona de El Sosneado en la provincia de Mendoza.

Del examen comparativo de *R. pampaensis* sp. nov. con diversas especies de *Roudaireia*, quedó establecido que las mayores afinidades se encuentran con las descritas para el Cretácico más alto, especialmente con *R. hourcqi* Collignon del Maestrichtiano de Madagascar y *R. jamaicensis* Trechmann del Campaniano-Maestrichtiano. Por lo tanto, basados en estos antecedentes y la circunstancia de encontrarse asociada *R. pampaensis* sp. nov. con *Eubaculites* sp. (Leanza, 1967, p. 55, lám. I, fig. 6-7), podemos referirla con certeza al Maestrichtiano.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Brüggen, H., 1910. *Die Fauna des unteren Senons von Nord-Perú*. Beitr. z. Geol. und Paleont. v. Süd-Amerika, XVI, pág. 715-788, lám. XXV-XXIX, Stuttgart.
- Collingnon, M., 1949. *Faune Maëstrichtienn de la Côte d'Ambatry (Province de Betioky), Madagascar*. Annales Géol. Ser. des Mines de Madagascar. Fasc. XIX, pág. 45-71, lám. VIII (I)-XII (V).
- Cox, L. R., 1952. *Cretaceous and Eocene fossils from the Gold Coast*. Gold Coast Geological Survey, Bull. 17, pág. 1-68, lám. I-V.
- Leanza, A. F., 1967. *Los Baculites de la Provincia de La Pampa, con notas acerca de la edad del Piso Rocanense*. Bol. Acad. Nac. Ciencias, T. XLVI, 1, pág. 49-49, 1 lám., fig. 1-7, Córdoba.
- Mauzy, C. J., 1930. *O Cretáceo da Parahyba do Norte*. Serv. Geol. e Mineral. do Brasil. Monographia N° VIII, pág. 1-305, 1 mapa, lám. 1-35. Rio de Janeiro.
- Sobral, J. M., 1942. *Geología de la Comarca del Territorio de La Pampa situada al Occidente del Chadi-Leuvú*. Bol. Inf. Petrol. XIX, N° 212, 33-80, 2 mapas. Buenos Aires.
- Stoliczka, F., 1870-1871. *Pelecypoda of the Cretaceous Rocks of Southern India (Cretaceous Fauna of Southern India)*. Mem. Geol. Surv. India. *Paleontol. Indica*, Vol. III, Part. 1-4, pág. 1-224, lám. I-XII; Part. 5-8, pág. 225-409, lám. XIII-XXVIII; Part. 9-13, pág. 410-538, lám. XXIX-L. Calcuta.
- Trechmann, C. T., 1927. *The Cretaceous Shales of Jamaica*. The Geological Magazine, LXIV, pág. 27-42 y 49-65, lám. I-IV. Londres.

SOBRE EL « PISO PATAGONIANO » Y LA REPRESENTACION DE LA EPOCA DEL OLIGOCENO EN PATAGONIA AUSTRAL, REPUBLICA ARGENTINA

POR ALWINE BERTELS¹

RESUMEN

El trabajo concierne al estudio estratigráfico de los afloramientos de las secuencias marinas del Terciario a lo largo de la costa atlántica en la provincia de Santa Cruz, Argentina, conocidas bajo el nombre de "Piso Patagoniano", el cual en parte comprende los pisos Juliense y Leonense de Ameghino (1898).

Se han reconocido dos formaciones: la *Formación San Julián* y la *Formación Monte León*.

Se presenta preliminarmente una zonación utilizando foraminíferos planctónicos con los microfósiles guías *Globigerina ampliapertura*, *Globigerina ciperoensis/Globorotalia opima*, *Globigerina angulisuturalis*, los cuales indican una edad correlacionable con la del Piso Chattiano europeo (Oligoceno Superior).

ABSTRACT

The paper concerns with the stratigraphic study of the outcropping Tertiary marine sequences along the Atlantic coast in the Santa Cruz Province, Argentina, known as the "Patagonian Stage" which in part comprises the Julian and Leonian Stages of Ameghino (1898).

Two formations are recognized: the *San Julian Formation* and the *Monte Leon Formation*.

A zonation using planktonic Foraminifera is presented preliminarily with the guide microfossils *Globigerina ampliapertura*, *Globigerina ciperoensis/Globorotalia opima* and *Globigerina angulisuturalis* which indicates an age correlative with that of the european Chattian Stage (Upper Oligocene).

INTRODUCCION

Los resultados del estudio efectuado y que constituyen el motivo de la presente entrega fueron tratados en la Reunión de Comunicaciones, auspiciada por la Asociación Geológica Argentina, realizada con fecha 27 de agosto de 1970.

¹ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Miembro de la carrera del Investigador Científico, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Las capas objeto del estudio son las denominadas *Pisos Juliense y Leonense*, designadas por Ameghino (1898), conocidas asimismo bajo el término "*Patagoniano*"; la investigación se llevó a cabo desde el punto de vista micropaleontológico exclusivamente.

Las finalidades de la presente entrega son:

1. Efectuar una breve referencia sobre el origen de los términos *Patagoniano*, *Juliense* y *Leonense*.
2. Sintetizar los últimos aportes que

sobre el límite Oligoceno-Mioceno se conocen.

3. Adecuar la terminología de las unidades estratigráficas estudiadas de acuerdo a los conceptos de nomenclatura estratigráfica y dar a conocer los resultados estratigráficos preliminares del estudio efectuado sobre la base de investigaciones micropaleontológicas.

BREVE REFERENCIA SOBRE EL ORIGEN DE LOS TERMINOS PATAGONIANO, JULIENSE Y LEONENSE

El término "*Patagoniano*" al igual que los de *Juliense* y *Leonense*, han sido utilizados repetidamente en nuestra literatura geológica.

Así, nos son conocidos bajo los nombres de Sistema Terciario y Época Patagoniana, por d'Orbigny (1842), Formación Patagónica, por Darwin (1846) y por Ameghino bajo los nombres de Formación Patagónica (1894), Formación Patagoniana y Pisos Juliense y Leonense (1898).

Se hace necesario efectuar una breve referencia al sentido que cada uno de los científicos mencionados más arriba le dieron a los términos por ellos empleados.

Alcides d'Orbigny (1842) denominó a las capas, por él consideradas, *Terciario Patagoniano* (*Tertiaire patagonien*), porque los terrenos que la forman se desarrollan sobre todo al sur de las Pampas propiamente dichas, componiéndose de una alternancia de capas marinas y de capas conteniendo huesos de mamíferos y vegetales, incluyendo en él también a las capas aflorantes en la provincia de Entre Ríos, estas últimas conocidas actualmente, merced a la denominación de Ameghino (1889), bajo el nombre de Formación Entre Ríos (Formación Entrerriana de Ameghino).

D'Orbigny (op. cit.) consideraba que el *Terreno Patagoniano* integraba su *Gran Sistema Terciario* y pertenecía a la época del *Terciario Patagoniano*.

Por sus propias observaciones, por los fósiles que poseía de lugares que no visitó y por las observaciones de Charles Darwin, tenía la certeza de que las mismas capas que él observó en Entre Ríos y en el norte de la provincia de Río Negro, sobre la región costera, se extendían sin interrupción hasta el estrecho de Magallanes.

D'Orbigny no hizo mención de pisos; no designó áreas ni perfiles tipo; en lo referente a edades, el Terreno Patagoniano le parecía antiguo y correspondiente a todo el período anterior a nuestra época, manifestando que podría existir contemporaneidad con aquellos de la Cuenca de París.

Charles Darwin (1846) visitó nuestra Patagonia más austral y refiriéndose a las capas objeto de este estudio consideró una *Formación Terciaria Patagónica*.

Estableció (1844), por otra parte, una diferenciación, sobre la base de caracteres mineralógicos, entre las capas en la región de la desembocadura del río Negro, denominando a las capas de máximo desarrollo "areniscas del Río Negro", conocidas actualmente por Formación Río Negro. Refiriéndose a la continuidad física de los afloramientos marinos del Terciario manifiesta que en el río Negro éstas se presentan en un solo lecho, extendiéndose sin interrupción desde Santa Cruz hasta cerca del río Colorado y reapareciendo sobre una extensa área en Entre Ríos y la República Oriental del Uruguay.

Darwin (1846) emite su opinión acerca de la antigüedad de la Formación Terciaria diciendo que "quizás corresponde a la de los depósitos Eocenos de Europa"; no menciona localidades tipo ni áreas clásicas.

Desde Darwin y hasta 1887 la secuencia marina de la Época Patagoniana del Sistema Terciario de d'Orbigny o la Gran Formación Patagónica de Darwin, era referida por el mayor número de autores al Eoceno.

Es en ese año, 1887, en que Florenti-

no Ameghino observa que los terrenos de los alrededores de Paraná son más jóvenes que los aflorantes en la Patagonia y propuso conservar entonces el nombre de Formación Patagónica para los depósitos marinos terciarios más antiguos de las costas de la Patagonia, dándole (1889) a la formación más reciente, representada por el Terciario de Paraná y que se extiende sobre la mayor parte de la provincia de Entre Ríos, el nombre de Formación Entrerriana.

Para una mejor comprensión es necesario señalar que Ameghino empleaba el término formación para designar una serie de capas pertenecientes a un mismo período geológico, que por una parte de sus seres se distingue de los que les han sucedido o precedido, pudiendo contener depósitos de distinta naturaleza: terrestre, marinos, de agua dulce, etcétera, vale decir, equivalente aproximadamente al concepto de piso actual.

En 1894 y de acuerdo a nuevas investigaciones, Ameghino limitó el nombre de *Formación Patagónica* a las capas marinas del Terciario Inferior que se extienden a lo largo de las barrancas de la costa del Atlántico, desde Chubut hasta Monte Observación.

En 1898 Ameghino dividió la Formación Patagónica en dos partes:

- a) el *Piso Juliense* o *Piso Inferior*, que aflora en las barrancas que limitan la depresión que lleva el nombre de Bajo de San Julián, caracterizado por la abundancia de restos de braquiópodos y equinodermos, entre otros, y
- b) el *Piso Leonense* o *Piso Superior*, representado en Monte León y en la desembocadura del río Santa Cruz, caracterizado por *Ostrea hatcheri* y en menor abundancia braquiópodos y equinodermos.

En 1900 distinguió, entre los ríos Santa Cruz y Gallegos, dos pisos perte-

necientes a la *Formación Santacruceña*:

- a) el *Piso Superpatagoniano*, o *Inferior*, de origen marino, y
- b) el *Piso Santacruceño*, o *Superior*, de origen dulceacuícola, con su parte inferior interestratificada con los bancos superiores del Superpatagoniano.

En lo referente a las edades asignadas a estos terrenos, Ameghino sostuvo que la fauna superpatagónica de Santa Cruz se la puede considerar extinguida y que consecuentemente no se la puede referir a una época más reciente que al Eoceno Superior: la Formación Patagónica, era considerada por él Eoceno Inferior.

BREVE COMENTARIO SOBRE EL LIMITE OLIGOCENO/MIOCENO

Durante muchos años el límite Oligoceno-Mioceno, como también el de los pisos Chattiano y Aquitaniano ocasionó varios problemas, habiéndose hecho numerosos intentos para reconocer y definir esos límites, lo que originó un sinnúmero de discusiones y debates por más de un siglo.

Esta reseña se hace necesaria, debido a que para las capas estudiadas en las regiones del Gran Bajo de San Julián, Monte León, Monte Entrance y desembocadura del río Santa Cruz, se concluye una edad correlacionable con el Oligoceno Superior, más precisamente aún, Chattiano.

Beyrich, en 1854, creó el nombre de Oligoceno para comprender en él el período de la historia terrestre representado por sedimentos de edad intermedia entre el Eoceno y el Mioceno. Por otra parte Lyell, en 1833, reconoció el Mioceno.

Actualmente, los pisos europeos que

se aceptan como válidos para ambas épocas son:

Mioceno	{	Langhiano Burdigaliano Aquitaniense
Oligoceno	{	Chattiano Rupeliano

Debido a que era notoria una equivalencia lateral entre algunos términos de los Pisos Chattiano y Aquitaniense y siendo determinativas en este sentido cuestiones de prioridad, se suscitaron marcadas controversias, pues prácticamente se desconocían o se complicaron algunos aspectos importantes, pudiendo mencionar entre otros: año de la denominación del Piso Aquitaniense, autor del mismo, área o perfil tipo, etc., para solo mencionar los más importantes. Inclusive, como ha sido el caso de algunos estratígrafos franceses, se consideraba el Chattiano como un sinónimo del Aquitaniense.

En la reunión efectuada en Berna, en 1964, por el Comité del Estudio del Neógeno del Mediterráneo, se propuso que los foraminíferos planctónicos debieran jugar un rol importante en la zonación del Terciario.

Esta vía también presentó sus dificultades, ya que, por una parte, la aplicación en el área del mediterráneo de las zonaciones sobre la base de foraminíferos planctónicos establecidas para zonas tropicales y subtropicales (Bolli, 1957, 1966) y la presentada para Nueva Zelanda (Jenkins, 1965, 1967) les presentaba serias dificultades debido a la escasez o ausencia de algunos indicadores zonales. Por otra parte, los estudios efectuados por Jenkins (1964-65) en la zonación mediante foraminíferos planctónicos en las áreas tipo del piso europeo Aquitaniense y aquéllos efectuados en el norte de Europa por Berggren (1967), indicaban una equivalencia parcial en algunas de las biozonas del Chattiano y del Aquitaniense.

En ocasión del 4º Congreso del Neógeno Mediterráneo, que tuvo lugar en Bologna en 1967, se propuso efectuar una reunión a fin de intentar establecer una zonación válida para el área mediterránea, o de los estratotipos europeos; la reunión tuvo lugar en el Instituto de Geología de la Universidad de Bologna, en mayo de 1968. En ella se propuso fijar la base del Mioceno con la zona de *Globigerinita dissimilis*, definida desde la aparición de *Globigerinoides primordius* y se correlacionó con las zonas de *Globigerina woodi conecta* de Nueva Zelanda y con la de *Globorotalia kugleri* del área del Caribe (Cati y col., 1968). Este es el límite que también se acepta para las conclusiones del presente trabajo.

Ultimamente Blow y Berggren (en Berggren, 1969 a y b) presentaron una zonación efectuada mediante foraminíferos planctónicos, en la cual el límite Oligoceno/Mioceno está dado por las zonas de *Globigerina angulituralis - Globigerinoides quadrilobatus primordius / Globorotalia (Truborotalia) kugleri*, o sea, entre las zonas N3/P22-N4 de Banner y Blow (1965). Los mencionados autores aceptan además una edad absoluta para el citado límite de 22,5 millones de años, sobre la base de los resultados obtenidos por Turner (en Berggren, 1969 b) en una serie de mediciones radimétricas efectuadas en sedimentos del Mioceno de California.

TERMINOLOGIA Y RESULTADOS ESTRATIGRAFICOS

Se hace necesario reiterar que en la costa atlántica de la provincia de Santa Cruz se ha encarado el estudio de los pisos Juliense y Leonense, designados por Ameghino, exclusivamente.

Las conclusiones preliminares más importantes son expresables en función de unidades estratigráficas y edad.

a) *Unidades litoestratigráficas.*

En principio ha sido posible delimitar en el área estudiada dos unidades litoestratigráficas, netamente diferenciables entre sí, para las que se proponen los nombres de *Formación San Julián* y *Formación Monte León*.

La primera de ellas — *Formación San Julián* — aflora en el Gran Bajo de San Julián, vale decir la localidad clásica del Piso Juliense de Ameghino; esta secuencia está integrada en su base por arcillas a las que le siguen hacia el techo areniscas y calcáreos, siendo en su totalidad muy fosilífera. El área tipo es el Gran Bajo de San Julián; como perfil tipo se propone el que aflora en el Gran Bajo, que conforma la meseta denominada Meseta Chica e integrado con otra secuencia aflorante en las inmediaciones — unos 500 m al NE de la meseta mencionada — que representa la base de la misma. Esta sección sedimentaria, con la cual se integra el perfil, se apoya sobre pórfidos y pórfidos alterados, a la que le continúan una sucesión de arcillas grises y areniscas pardas de la Formación San Julián, con las cuales culmina el afloramiento.

Por su parte, la *Formación Monte León* aflora en las barrancas de la costa atlántica frente a la isla Monte León y en la desembocadura el río Santa Cruz, con sus máximos desarrollos, vale decir las áreas clásicas del piso Leonense de Ameghino. Está integrada esencialmente por bancos arcillosos con un gran aporte piroclástico, el que en algunos casos es tan predominante que forma bancos; sus colores son gris claro en su base y amarillentos hacia el techo. Se propone como área tipo de la Formación Monte León, la región costanera atlántica desde la desembocadura del río Santa Cruz hasta la isla Monte León, hacia el sur. Como perfil tipo se sugiere el que aflora en la margen derecha del río Santa Cruz, a 1 km de su desembocadura.

Ambas formaciones — San Julián y

Monte León — no representan facies laterales de una misma transgresión, vale decir, no son sincrónicas, sino que son entidades que se hallan superpuestas.

Las formaciones San Julián y Monte León, fueron depositadas durante la época del Oligoceno Superior y su edad es equivalente a la del Piso Chattiano de Alemania.

b) *Unidades cronoestratigráficas.*

Se propone continuar utilizando la nomenclatura introducida por Ameghino (1898), modificada solamente en la terminación que deben llevar los nombres de pisos, según el Código de Estratigrafía norteamericano (1961). Vale decir, se propone utilizar los nombres de *Piso Juliano* y *Piso Leoniano* en términos de unidades cronoestratigráficas.

Si bien sólo existe un cambio gradual en la microfauna, se observa un cambio más bien notable en la composición microfauística en la base de la Formación Monte León.

Este cambio faunístico es atribuible a dos razones fundamentales:

- i) Profundización de la cuenca.
- ii) Distinta edad.

Pero la real justificación de aceptar la existencia de los pisos Juliano y Leoniano como tales, radica esencialmente no tanto en una edad distinta, que si bien existe es leve, sino en otros acontecimientos geológicos de importancia que ocurrieron coetáneamente — posiblemente en la región cordillerana patagónica — simultáneamente a la depositación de la Formación Monte León; ello está demostrado en parte por el gran aporte piroclástico.

Entre la depositación de las formaciones San Julián y Monte León, no existe un hiato paleontológico detectable de importancia, ni discordancias de ninguna naturaleza.

Tentativamente se aceptan como localidades y áreas tipo de los pisos Juliano y Leoniano de Ameghino (1898) a

las localidades y áreas del Gran Bajo de San Julián y zona costera atlántica entre la desembocadura del río Santa Cruz y la isla Monte León, respectivamente.

El primero de ellos —Piso Juliano— presenta sus límites coincidentes con la Formación San Julián; el segundo —Piso Leoniano— presenta sus límites coincidentes con la Formación Monte León.

c) *Unidades bioestratigráficas.*

Tentativamente es posible establecer tres zonas bioestratigráficas de foraminíferos planctónicos (de abajo-arriba):

- i) Zona de *Globigerina ampliapertura* cuyo rango es coincidente con la Formación San Julián.
- ii) Zona de *Globigerina ciperoensis-Globorotalia opima*.
- iii) Zona de *Globigerina angulisuturalis*.

Las dos últimas zonas mencionadas se limitan a la Formación Monte León.

Estas zonas son correlacionables con las de *G. ampliapertura*, *G. angulisuturalis* - *G. (T.) Opima* y *G. angulisuturalis* establecidas por Banner y Blow (1965) y Blow y Berggren (en Berggren, 1969 a y b) para el Piso Chattiano del norte de Europa.

d) *Edad de las formaciones San Julián y Monte León.*

La edad atribuida a las formaciones estudiadas es correlacionable con la Epoca del Oligoceno Superior, más precisamente con la del Piso Chattiano del norte de Europa.

Si se acepta el nuevo dato redimétrico de una edad absoluta de 22,5 millones de años para la base del Mioceno (en Berggren, 1969 a y b) y si tenemos en cuenta que la base de la Formación Santa Cruz (Piso Santacrucense de Ameghino) ha sido datada en 21,7 millones de años, los resultados que se obtienen en el presente trabajo son en un todo

compatibles; más aún, son los lógicos dado el esquema estratigráfico actual del Terciario de la Argentina.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Ameghino, F., 1889. *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina*. 4º, 1028 págs., 98 láms. Buenos Aires.
- 1894. *Énumération synoptique des espèces mammifères fossiles des formations éocènes de Patagonie*. 8º, 196 págs. Buenos Aires.
- 1898. *Sinopsis geológico-paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina*. T. I, págs. 111-225, 104 grabados, 4º, Buenos Aires.
- 1906. *Les formations sédimentaires du Crétacé Supérieur et du Tertiaire de Patagonie*. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires, Serie III, Tomo VII, pp. 1-568, 3 láms., 358 figs. de texto.
- American Commission on Stratigraphic Nomenclature. 1961. *Code of Stratigraphic Nomenclature*. The Bulletin American Association of Petroleum Geologists, Vol. 45, N° 45, pp. 645-665.
- Banner, F. T., and Blow, W. H., 1965. *Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene*. Nature, Vol. 203, N° 5016, pp. 1165-1166.
- Berggren, W. A., 1967. *Paleogene Biostratigraphy and Planktonic Foraminifera of Northern Europe*. 1st. Planktonic Conference, Geneva.
- 1969 a. *Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera*. Micropaleontology, Vol. 15, N° 3, pp. 351-365, 7 cuadros, 13 figs. texto.
- 1969 b. *Cenozoic chronostratigraphy, Planktonic Foraminiferal Zonation and the Radiometric Time scale*. Nature, vol. 224, págs. 1072-1075, 4 cuadros.
- Bolli, H. M., 1957. *Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua Formations of Trinidad, B.W.I.*, U.S.Nat. Mus. Bull. 215, pp. 97-123; láms. 22-29; figs. texto 17-21.
- 1966. *Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on Planktonic Foraminifera*. Bol. Inf. Asoc. Venez. Geol., Minería y Petróleo, Vol. 9, N° 1, pp. 3-32.
- Cati, M. L., Colalongo y col., 1968. *Biostratigrafía del Neogene Mediterráneo basada sui foraminíferi planctónicos*. Boletín Società Geologica Italiana, 87.
- Darwin, Ch., 1844. *Geological Observations on the Volcanic Islands and parts of South America*.

- 1846. *Geological observations on South America*.
- D'Orbigny, A., 1842. *Voyage dans l'Amérique Méridionale*, 3er. tomo, 3ª parte: Geología.
- Jenkins, G. D., 1964. *Preliminary account of the type Aquitanian-Burdigalian Planktonic Foraminifera*. Contrib. Cushman Foundation for foraminiferal research. Vol. XV, Part 1, p. 28-29, 1 cuadro.
- 1965. *Planktonic Foraminiferal Zones and new taxa from the Danian to Lower Miocene of New Zealand*. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, Vol. 8, N° 6, pp. 1088-1126, 15 figs.
- 1966. *Planktonic Foraminifera from the type Aquitanian-Burdigalian of France*. Contrib. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Vol. XVII, Part 1, págs. 1-15, 1 cuadro, 3 láms.
- 1967. *Planktonic Foraminiferal Zones and New taxa from the Lower Miocene to the Pleistocene of New Zealand*. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, Vol. 10, N° 4, pp. 1064-1078, 4 figs.

NOTA BREVE

HALLAZGO DE MINERALES DE TUNGSTENO EN EL BAJO DEL GUALICHO, RIO NEGRO, REP. ARGENTINA

POR O. LOSADA, C. VILLEGAS, R. SCHILIZZI Y P. BOTELLÉ

Como parte de un amplio trabajo de prospección geoquímica del área que nos ocupa, se inició un relevamiento topográfico y muestreo de sedimentos, en forma simultánea, sobre el flanco sur de la salina del Gualicho, en un perfil de diez kilómetros de extensión, con dirección general este-oeste. Este perfil complementa a dos anteriores con rumbo norte-sur realizados sobre ambos extremos de la depresión y cuyos resultados sirven para comparación de tenores entre el borde y el centro de la depresión propiamente dicha.

Los rasgos geológicos del área ya han sido citados por N. Ré y A. Brodtkorb¹ mencionando para el flanco sur de la salina, afloramientos aislados de filita de color verde oscuro, seguidas por cuerpos pegmatíticos y aplíticos y pórfidos cuarcíferos, todos cubiertos discordantemente por sedimentos terciarios, rodados y relleno moderno.

En esta área y hacia el SW del bajo, los autores han hallado vetas de cuarzo de una potencia de 0,80 m a 1,50 m en superficie o casi a ras del suelo, por lo que se destacan escasamente sobre el relieve y enmascaradas además por la vegetación.

El rumbo de estas vetas varía entre N 38 E y N 47 E y el buzamiento vertical a subvertical. Estos afloramientos

en número de seis se pueden seguir sin dificultad dentro de un ambiente de rocas pegmatíticas que en parte pasarían a cataclasitas y cuyos afloramientos son difíciles de delimitar.

El cuarzo es portador de una marcada mineralización de wolframita, particularmente los tres primeros cuerpos de este a oeste, observándose cristales tabulares de color pardo oscuro y brillo bléndeo aislados o en nidos, de aspecto y forma muy similar a los observados en la mina San Martín de Valcheta, en la época de su descubrimiento.

El mineral fue estudiado con rayos X y los valores obtenidos corresponden a una Hübnerita, acompañada de Scheelita en menor proporción.

Todo el ambiente parece enclavado dentro del basamento y los fragmentos rocosos ricos en feldespato potásico y carentes de mafitos son comparables al granito alaskítico de Valcheta.

Aunque la mineralización es más pobre que en la mina San Martín, es válido afirmar que la Formación San Martín, de Valcheta, podría extenderse hasta el Bajo del Gualicho, donde se hallarían sus afloramientos más septentrionales, en base a las similitudes petrográficas, al ambiente geológico y la forma de presentarse la mineralización.

Estudios posteriores revelarán la importancia definitiva de esta zona y posiblemente permitan la determinación de otras asociaciones de minerales.

¹ Los Depósitos salinos del Bajo del Gualicho y de la Pen. de Valdez. Ias Journ. Geol. Arg. Actas T. III págs. 307-328, Bs. As., 1962.

Bahía Blanca, 2 de diciembre de 1970.

INAUGURACION DE LA CASA DE LOS GEOLOGOS

La Comisión de la Sede Propia que preside el doctor Pedro N. Stipanovic decidió inaugurar la Casa de los Geólogos el día 28 de agosto ppdo., a cuyo efecto cursó las invitaciones a los colegas que contribuyeron a la adquisición de la sede propia, piso primero del inmueble de la calle Maipú 645 de esta Capital.

Entre la numerosa concurrencia de asociados se hallaban el Secretario de Estado de Minería, el Subsecretario, altos funcionarios de reparticiones oficiales y privadas del quehacer geológico, los presidentes de las asociaciones geológicas de Córdoba y Mendoza, doctores Mario Hünicke y A. Ortega Furlotti, respectivamente, las autoridades de las cuatro entidades reunidas en la casa y otros.

En la oportunidad inició el acto el Dr. Stipanovic declarando inaugurada la Sede Social de los Geólogos, donde en adelante tendrán sus oficinas y desarrollarán sus actividades el Consejo Superior de Geología, la Asociación Geológica Argentina, la Asociación Paleontológica Argentina y el Centro Argentino de Geólogos, feliz realización que ha sido posible por el esfuerzo mancomunado de la gran mayoría de los integrantes de las entidades mencionadas e instituciones oficiales y privadas vinculadas a la actividad profesional.

El acto inaugural fue aprovechado para rendir homenaje al vigesimoquinto aniversario de la Asociación Geológica Argentina y a su presidente, a cuyo propósito el Dr. Stipanovic pronunció el siguiente discurso.

Señoras, Señores, Colegas:

En el mes de junio se cumplieron dos años y medio desde el momento en que las cuatro Asociaciones Profesionales y un grupo de colegas resolvieron concretar el viejo anhelo de todos nosotros, el de disponer de una Sede Propia.

En dicha fecha, y de acuerdo con la programación que se estableció en principio, se efectuó el pago de la última cuota correspondiente a la compra del edificio, por lo que la meta que nos habíamos fijado alcanzar ya estaba por entero en nuestras manos.

Pero a tan feliz acontecimiento se sumó otro no menos importante: nuestra querida Asociación Geológica cumplió 25 años de vida. Por ello, todos resolvimos, de común acuerdo y frente a la significación de ambos hechos, el de realizar un solo acto para festejar los dos eventos.

Hoy, mis estimados colegas y amigos, en nombre de la Comisión Pro Sede Propia, me toca el gran privilegio de entregar esta Casa a sus dueños naturales, es decir la Asociación Geológica Argentina, el Consejo Superior Profesional de Geología, la Asociación Paleontológica Argentina y el Centro Argentino de Geólogos.

Hemos cumplido así con la honrosa misión que nos encomendaron nuestras entidades, pero por cierto es muy escaso el mérito que nos corresponde, pues esta gesta, que a muchos parecía irrealizable, sólo se hizo posible gracias al esfuerzo y apoyo de todos Uds., quienes son los que realmente la concretaron.

Pero en todo esto, que ya de por sí es magnífico, hay otro aspecto digno de destacar, y es el que demuestra la total unión que reina entre los geólogos y paleontólogos del país en pos de cualquier gestión que tienda a dignificar nuestras profesiones. Me refiero, con profunda satisfacción, al eco que encontramos en el interior del país, pues numerosos colegas de distintas provincias se sumaron voluntariamente y de inmediato al programa de Sede Propia.

A la fecha, esta Casa, que es la casa de Uds. y de las cuatro asociaciones profesionales ya está totalmente pagada, como así también los arreglos que se hicieron en la misma (pintura y cambio de instalación eléctrica) y el amueblamiento de los lugares de reunión.

A tales fines se destinaron m\$N 17.000.000 (§ 170.000 Ley 18.188) y mantenemos una deuda del orden de m\$N 1.000.000 (§ 10.000 Ley 18.183) con dos de las Asociaciones, las que efectuaron adelantos para hacer frente a compromisos de pago en momentos en que las recaudaciones sufrieron una leve merma.

Quedan aún varias cosas para hacer, como la instalación de la biblioteca, completar el amueblamiento, instalar ciertas dependencias, etc., tareas que demandarán una inversión del orden de m\$N 5-6.000.000 (§ 50 a 60.000 Ley 18.188), pero lo interesante del caso es que tal cifra prácticamente coincide con la suma que debería recaudarse en concepto de aportes comprometidos por distintas personas.

Señoras y Señores, con este acto queremos testimoniar el sincero reconocimiento a todos los amigos y colegas que permitieron, gracias a su apoyo económico y a sus gestiones, concretar nuestros anhelos. En igual sentido, quedamos asimismo reconocidos a numerosas empresas e instituciones que también compartieron nuestras inquietudes y nos hicieron llegar sus aportes.

Señores Presidentes de la Asociación Geológica Argentina, Consejo Superior Profesional de Geología, Asociación Paleontológica Argentina y Centro Argentino de Geólogos, les ruego tengan a bien recibir en propiedad, de parte de todos los geólogos y paleontólogos del país, esta Sede para cada una de las instituciones citadas.

Al finalizar el acto y dirigiéndose al Dr. Storni le hizo entrega de una medalla de oro que testimonia el reconocimiento de los geólogos por la eficiente acción desarrollada al frente de la institución que preside. A su vez el Dr. Italo Simonato, presidente interino del Centro de Geólogos hizo entrega de una medalla de oro al Dr. Walter Cefaly por la obra tesonera desarrollada durante largo tiempo como miembro directivo de esa entidad.



A continuación el Dr. Hünicken expresó que la institución que preside resolvió rendir homenaje a la Asociación Geológica Argentina en su vigesimoquinto aniversario, concretado en el pergamino que ponía en manos del Dr. Storni y que lleva la firma de todos sus miembros integrantes, agregando después:

Séame permitido dar lectura a la resolución dictada por la C. D. de la Asociación que presido, por la cual se designa Primer Miembro Honorario de la Asociación Geológica de Córdoba al Dr. Carlos D. Storni por la obra que realiza al frente de la entidad que preside, al propio tiempo que le entregaba un pergamino firmado por los asociados de aquella entidad.

A su vez, el Dr. Armando Ortega Furlotti manifestó su satisfacción por hacer entrega al Dr. Storni; 1º de un pergamino con la firma de los integrantes de la Asociación de Geólogos de Mendoza a la entidad rectora, la Asociación Geológica Argentina, en su veinticinco aniversario y otro pergamino con las correspondientes firmas, que los geólogos de Mendoza ofrecen al Dr. Storni como testimonio de respeto y consideración por la obra que realiza en su gestión al frente de la Asociación que preside.

Ambos homenajeados agradecieron con emocionadas palabras las distinciones recibidas, tanto como representantes de las entidades a que pertenecen, como en el orden personal.

A continuación se sirvió un cocktail, prolongándose la amena reunión hasta horas avanzadas de la noche, contribuyendo a estrechar vínculos y acentuar la solidaridad de los profesionales.

LEXICOLOGIA GEOLOGICA ¹

Plegamiento confinado. Las fajas plegadas tomadas en su conjunto, pueden ser simétricas y asimétricas. En este último caso la intensidad del plegamiento adquiere su máximo en un lado de la faja plegada y luego la magnitud del plegamiento, tiende a decrecer paulatinamente hasta que se extingue.

En estos casos se produce un verdadero acortamiento de la corteza terrestre, a la vez que un desplazamiento lateral desde la parte más intensamente deformada, hacia el antepaís de la porción plegada. Las sierras subandinas del norte argentino constituyen un ejemplo ilustrativo de este tipo de deformación.

En otros casos en cambio, la magnitud del plegamiento se mantiene sin mayores variantes, a todo lo ancho de la porción deformada.

Además el efecto esencial de la deformación que también acorta la faja deformada, se traduce en movimientos verticales de la corteza, sin que haya traslación horizontal. En consecuencia se produce un verdadero apilamiento de las estructuras que están cortadas por fallas inversas de más de 45 grados, inclinadas alternativamente hacia uno y otro lado.

Ejemplos de estos han sido descriptos por el autor en áreas localizadas de la Precordillera Sanjuanina (ver Bracaccini - Estudios Tectónicos de la Precordillera sanjuanina). En la fosa del Agrio este tipo de deformación adquiere la mayor magnitud y extensión que se conoce en Argentina.

Zona crenulada. Faja de límites algo irregulares donde se asocian e intercambian en cortas distancias fracturación y plegamientos genéticamente vinculados. En general estas manifestaciones estructurales, de corto a moderado recorrido se intersectan entre sí con ángulos que varían desde 45 grados hasta 60 grados en el plano horizontal. Estos últimos son los más habituales. El autor los interpreta como el ajuste de una cubierta más plástica a un sustratum algo rígido que se desplaza a lo largo de cicatrices tectónicas parcialmente soldadas.

Diapirismo. Caso extremo de plegamiento disarmónico. Un ejemplo lo constituyen los domos salinos de origen tectónico, v.gr. los de la región de Hannover en Alemania.

En el caso que aclaramos, se refiere al comportamiento diferencial de plutonitas encerradas en cuerpos de rocas sedimentarias. Al ser estas últimas plegadas con cierta intensidad, aquellas ascienden verticalmente perforando y arrastrando a parte de los terrenos de su envoltura sedimentaria. Ver Osvaldo I. Bracaccini, Revista, tomo XXV, n° 2.

Con frecuencia los geólogos deben intervenir en reuniones especiales para tratar problemas de investigación que le son propios y así se indican en anuncios y decisiones, designaciones especiales de las que creemos útil aclarar el concepto.

¹ Las expresiones y vocablos que aquí se comentan, se hallan en el trabajo indicado al final.

Nos ajustaremos para ello a ACUERDOS tomados por la Academia Argentina de Letras y de cuyo Boletín tomo XXXIII, n^o 129-130, pág. 377-379 extraemos los datos siguientes.

Panel. La palabra panel, documentada en nuestra lengua desde comienzos del siglo xvii para denominar a los compartimientos en que se dividen los lienzos de pared, las hojas de puertas, etc., es un galicismo incorporado a nuestro idioma, como se ve a partir del Renacimiento y proviene del latín *pannus* “paño”.

El mismo galicismo se introdujo en el inglés desde el siglo xiv tanto con el valor que acaba de señalarse en castellano, como con el de pieza de pergamino, unida a un documento judicial, en el que figuraba la lista de miembros de un jurado; de ahí derivó, en el mismo siglo, el valor de “jurado”.

Este valor ha resurgido en el siglo xx, en el lenguaje de la radio y la televisión, con el sentido no solo de *jurado*, si no con el de “conjunto de especialistas que debaten un problema”, e incluso con el de “grupo de personas cualesquiera que discuten un asunto en público”.

También en la Argentina se usa en este sentido el vocablo que nos ocupa, que ha adquirido gran difusión merced al periodismo, a la televisión y a la radiodifusión, incluso con su derivado *panelista*, que hace alusión a las personas que participan del panel.

Simposio. La R. Academia Española, en el vol. 41 (1961), p. 370 de su Boletín ha declarado que esta palabra tiene “adecuada aplicación cuando se trata de un reducido grupo de especialistas que se juntan para tratar materias de su particular competencia”.

Por otra parte, Alfaro, en su *Diccionario de anglicanismos*, Madrid, 1964, s.v., dice: “No existe dicción castellana que equivalga a *symposium* en el sentido tropológico preciso que tiene en la lengua inglesa. *Miscelánea* es antónimo y *compilación* es género del cual simposio es interesante especie. Estimo muy deseable enriquecer con esta bella palabra el repertorio de nuestro idioma”.

Como bien dice Seco, *Dicc. de dudas*, 1964, s.v., *symposium*, no habría inconveniente en emplear la palabra para designar —como ocurre en inglés y lo recuerda Alfaro en la cita que antecede— una “colección de artículos sobre un tema de importancia o interés”; pero hasta ahora no hay ejemplos suficientes de tal empleo en nuestro país, en el cual se prefiere decir *actas*.

**COMITE ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA
CON EL AUSPICIO DE LA ASOCIACION
GEOLOGICA ARGENTINA**

Reunidos los profesionales elegidos en Asamblea General llevada a cabo en ocasión de realizarse las IV Jornadas Geológicas Argentinas en la Ciudad de Mendoza en el mes de abril de 1969, constituyóse la Mesa Directiva de dicho Comité el 4 de agosto del corriente año, quedando los cargos distribuidos de la siguiente manera:

Presidente: Dr. Edgardo O. Rolleri
Vice-Presidente: Dr. Juan C. M. Turner
Secretario: Dr. Alfredo J. Cuerda
Vocales titulares: Dr. Pedro N. Stipanovic
Dr. Armando F. Leanza
Dr. Marcelo Yrigoyen
Dr. Rosendo Pascual
Dr. Pedro Criado Roque
Dr. Horacio H. Camacho
Dr. Alberto Mingramm
Vicales suplentes: Dr. Enrique de Alba
Dr. Eduardo J. Methol
Dr. Sergio Archangelsky

Por renuncia del Dr. Guillermo Furque, Vocal titular, pasó a integrar la Mesa Directiva, en ese carácter, el Dr. Pedro Criado Roque, según lo resuelto en la mencionada Asamblea.

El Comité, cumpliendo con los Reglamentos vigentes, oportunamente dados a conocer en las páginas de la Revista de la Asociación Geológica Argentina (Tomo XXIV, n° 3) ha constituido las distintas Subcomisiones de trabajo, para lo cual se invitó a los colegas que en ella figuran, los que, gentilmente han accedido a integrarlas. Dichas Subcomisiones, que según lo establecido funcionará bajo la presidencia de un Miembro Titular del Comité, han quedado integradas así:

Subcomisión de Adopción de Código

Presidente: Dr. Edgardo O. Rolleri
Secretario: Dr. Marcelo Yrigoyen
Vocales: Dr. Juan C. M. Turner
Dr. Alberto Mingramm
Dr. Roberto Caminos

A esta Subcomisión se invitó a participar al Dr. Pedro N. Stipanovic, quien gentilmente accedió a integrarla. La Subcomisión trabaja desde el día 4 de agosto y a la fecha está concluyendo con la adaptación del Código de Nomenclatura Estratigráfica elaborado por la Comisión Americana de Nomenclatura Estratigráfica, con miras de que ese documento, al que se da el carácter de preliminar sirva para comenzar la tarea hasta tanto se elabore el instrumento definitivo adaptado a nuestras necesidades.

Subcomisión de Documentación

Presidente: Dr. Alberto Mingramm. **Secretario:** Dr. Alfredo J. Cuerda.
Vocales: Dres. Pedro Lesta, Wolfgang Volkheimer, Alwine Bertels y Regina Levi de Caminos.

Subcomisión del Antecámbrico

Presidente: Dr. Pedro Criado Roque. Secretario: Dr. Bernabé Quartino.
Vocales: Dres. Raúl Zardini, Mario E. Teruggi, Emilio González Díaz y Roberto Caminos.

Subcomisión de Cámbrico-Ordovícico

Presidente. Dr. Juan C. M. Turner. Secretario: Dra. Hildebranda A. Castellaro.
Vocales: Dres. Angel V. Borrello y Guillermo Furque.

Subcomisión de Silúrico-Devónico

Presidente: Dr. Alfredo J. Cuerda. Secretario: Lic. Bruno A. Baldis.
Vocales: Dres. Guillermo Furque y Aniello Russo.

Subcomisión de Carbónico-Pérmico

Presidente: Dr. Edgardo O. Rolleri. Secretario: Dr. Arturo J. Amos.
Vocales: Dres. Alberto Mingramm y Sergio Archangelsky.

Subcomisión de Triásico

Presidente: Dr. Marcelo Yrigoyen. Secretario: Dr. Miguel A. Flores.
Vocales: Dres. Pedro N. Stipanivic y Edgardo O. Rolleri.

Subcomisión de Jurásico

Presidente: Dr. Pedro N. Stipanivic. Secretario: Dr. Wolfgang Volkheimer.
Vocales: Dres. Pedro Lesta, Alberto Mingramm y Carlos A. Menéndez.

Subcomisión de Cretácico

Presidente: Dr. Horacio H. Camacho. Secretario: Dr. Roberto Ferello.
Vocales: Dres. Rosendo Pascual, Pedro Lesta, Sergio Archangelsky y Aniello Russo.

Subcomisión de Terciario

Presidente: Dr. Marcelo Yrigoyen. Secretario: Dr. Pedro Criado Roque.
Vocales: Dres. Enrique de Alba, Rosendo Pascual, Horacio H. Camacho, Alwine Bertels y Carlos A. Menéndez.

Subcomisión de Cuaternario

Presidente: Dr. Rosendo Pascual. Secretario: Dr. Francisco Fidalgo.
Vocales: Dres. Jorge Polanski, Wolfgang Volkheimer, Emilio González Díaz y Juan C. Riggi.

Comité Arbitral

Dres. Carlos D. Storni, Osvaldo I. Bracaccini, Armando F. Leanza, Angel V. Borrello, Pedro N. Stipanivic y Edgardo O. Rolleri.

Las Subcomisiones de trabajo mencionadas fueron citadas para el día 20 de noviembre del corriente año, a las 17 horas en el local de la Asociación Geológica Argentina, Maipú 645, piso 1º, con el objeto de planificar la labor futura.

Es propósito del Comité mantener periódicamente informado al Cuerpo Geológico Argentino sobre las actividades a desarrollar por las referidas Subcomisiones de Trabajo en los temas específicos asignados a las mismas.

CRONICA DE LA ASOCIACION

La Comisión Directiva

A partir del 1º de octubre se halla a cargo de la presidencia de la Comisión Directiva el Vicepresidente Doctor Pedro N. Stepanicic, en virtud de un necesario descenso a que debe someterse el presidente titular Dr. Carlos D. Storni.

Todas las actividades societarias proseguirán normalmente y se ha decidido aumentar el volumen de los próximos tomos y números de la Revista, en razón de la existencia y afluencia de trabajos para incluir en ella, si la calidad e importancia así lo aconseja.

Cambios de domicilio

Se encarece a los señores asociados, que comuniquen a la Asociación, Maipú 645, piso 1º, el cambio de domicilio, a fin de mantener actualizadas las direcciones postales y muy especialmente para evitar el extravío o pérdida de ejemplares de la Revista, que actualmente se realiza con la franquicia de *porte pagado* que ha sido concedida a la entidad.

Importe de la cuota mensual

En virtud del aumento en el costo de la impresión de la Revista y de los gastos originados para atender las gestiones que hasta fecha reciente estaban a cargo personal del principal miembro de la Comisión Directiva, ésta ha resuelto aumentar la cuota mensual a cuatro pesos ley a partir del 1º de enero de 1971 para los miembros activos y dos pesos ley para los miembros adherentes y recomendar a los señores asociados mantener actualizados los pagos de las mismas, para evitar supresiones de envíos.

Recomienda asimismo muy especialmente a quienes se mantienen en mora, en algunos casos de muchas mensualidades, se esfuercen por actualizar sus pagos, invocando para ello, el elevado concepto que de cada asociado se tiene y en virtud de la razón que le asiste, para requerir igualdad de cumplimiento en tal sentido.

Traslado de la sede social

Está previsto para fin del corriente año 1970 o principios del siguiente, el traslado de la sede social a la Casa de los Geólogos, calle Maipú 645, piso 1º, donde deberá dirigirse la correspondencia.

Se recomienda tener presente que los cheques, giros bancarios o postales, etc., deben ser tomados a nombre de Asociación Geológica Argentina.

El Porte Pagado

Las gestiones iniciadas por la Asociación Geológica ante el Correo Central desde principios del año 1970 para obtener franquicias postales, finalizaron acordándose a la entidad el *Porte pagado* con vigencia hasta el 31 de diciembre de 1972. En esa fecha se renovarían las gestiones y nada ha de oponerse a una nueva y reiterada concesión. Los ejemplares del nº 3 del tomo XXV han sido remitidos ya usando esta franquicia, a consocios del interior del país, de la Capital Federal y del extranjero, comprendiendo América latina y Estados Unidos de Norte América. Los beneficios que se obtienen con esta franquicia, son primordialmente de orden económico, muy favorables a la entidad.

Reunión de Comisiones

La Comisión Directiva ha resuelto realizar reuniones de Comisiones durante los días 24 y 25 de junio de 1971, las que se efectuarán en la Casa de los Geólogos, Maipú 645, piso 1º. Oportunamente se anunciarán los temas a tratar, el horario y otros datos pertinentes.

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Miembros Honorarios

- † Prof. Dr. JUAN KEIDEL
- † Prof. Dr. FRANCO PASTORE
- † Prof. Dr. JOAQUÍN FRENGUELLI
- † Prof. Dr. PABLO GROEBER
- Prof. Dra. EDELMIRA MÓRTOLA
- Prof. Dr. HORACIO J. HARRINGTON
- Prof. Dr. ARMANDO F. LEANZA
- Prof. Dr. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO
- Prof. Dr. JORGE POLANSKI
- Prof. Dr. PERCY QUENDEL (Suecia)
- Prof. Dr. OSVALDO I. BRACACCINI
- Prof. Ing. VICTORIO ANGELELLI
- Prof. Dr. ANGEL V. BORELLO
- Prof. Dr. RICHARD FOSTER FLINT (U.S.A.)

Miembros Correspondientes

- † Prof. Dr. ARNOLDO HEIM (Suiza)
- Prof. Dr. VÍCTOR M. LÓPEZ (Venezuela)
- Prof. Dr. LUCIANO JACQUES DE MORAES (Brasil)
- Prof. Dr. ENRIQUE GERTH (Alemania Occidental)
- † Prof. Dr. ABEL HERRERO DUCLOUX
- Prof. Dr. GUILLERMO ZULOAGA (Venezuela)
- Prof. Ing. HÉCTOR FLORES WILLIAMS (Chile)
- † Prof. Ing. JORGE MUÑOZ CRISTI (Chile)
- Prof. Ing. CARLOS RUIZ F. (Chile)
- Prof. Dr. RODOLFO MÉNDEZ ALZOLA (Uruguay)

Miembros Protectores

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UBA.
Yacimientos Petrolíferos Fiscales.
Dirección Nacional de Geología y Minería.
Fabricaciones Militares.
Yacimientos Carboníferos Fiscales.
Esso S. A. P. A.
Shell C. A. P. S. A.
Pan American Argentina.
Tennessee Argentina.

Miembros Activos

Abait, Juan P., Calle 55, N° 541. 9°, dep. 1, La Plata.
Aceñolaza, F. G. Pasaje 1° de Mayo 767, Dep. L, San Miguel de Tucumán.
Achen, Héctor, T. Luzuriaga 219, Mendoza.

- Aguilera, Carlos, Independencia 258, Chilecito, La Rioja.
Alcántara, Pedro Florencio, Calle 61, N° 936 La Plata.
Alderete, Mario C., Dirección Provincial de Minería, La Rioja.
Alemanni, Amanda S., San Martín 468, dep. 2, Bahía Blanca.
Aliotta, Guida, Florida 1033, Bahía Blanca.
Altevogt, Gustavo, Geol. und. Paleontol. Inst. (der Universität) Pferdegasse 3-44
Munster, Alemania Occidental.
Amengual, Rodolfo, Esperanza 1490, 8°, Barrio Matienzo, Córdoba.
Amos, Arturo J., Museo, Paseo del Bosque, La Plata.
Andreis, Renato R., Libertad 683, Quilmes.
Andreoli, Sergio, Alsina 505, Bahía Blanca.
Angeleri, Alberto D., C. C. 181, Neuquén (Cía. Pérez Companc).
Anselmino, Adolfo M., Maipú 231, 3°, Capital Federal.
Antinori de Gutierrez, Alicia, Estafeta « Dr. García » Diamante, Entre Ríos.
Antonietti, Carlos E., Calle Chile 939, Mendoza.
Antonlioli, Jorge A. Calle 7, N° 1494, La Plata.
Antuña, Eloy J., Rivadavia 6003, Capital Federal.
Aparicio, Emiliano P., Tierra del Fuego 19, Mendoza.
Arcidiácono, Eva Carmen, Olavarría 594, 12°, G, Capital Federal.
Ardüser Silvia Rey de, Quaglia 342 (Casita Suiza) San Carlos de Bariloche.
Archangelsky, Sergio, Av. Santa Fe 3344, p. 12, dep. 27, Capital Federal.
Aristarain, Lorenzo F., Larrea 1058, 1° B, Capital Federal.
Armando, Vicente, Calle Chile 939, Mendoza.
Arrigó, Marcolín A., Santa Fe 331, Bahía Blanca.
Arrondo, Oscar, Museo, Paseo del Bosque, La Plata.
Arrospicle, Alberto, Calle 11, N° 1463, La Plata.
Asociación de Geólogos Sudpatagónica, Barrio Grial. Mosconi, Comodoro Rivadavia.
Auge, Miguel P., Calle 46, N° 331, La Plata.
Avila, Fenelón, C. 1538, La Rioja
Azcuay, Carlos Leopoldo, Somellera 5665, Capital Federal.
Azpilcueta, Juan. Calle 8, N° 281, La Plata.
Bachmann, Elsa W. de, O'Higgins 2030, 7° A., Capital Federal.
Baín, Hugo G., Virrey Loreto 1590, A. Capital Federal.
Baldís, Bruno A., Salguero 1859, Capital Federal.
Baldomir, Héctor, Juan A. García 1740, dpto. C, Capital Federal.
Balmaceda Alberto N., Goya 378, Capital Federal.
Baluszka, Juan C., San Juan de Dios 2125, Dorrego, Mendoza.
Banchocha, José C., Güemes 4629, 8° dto. A, Capital Federal.
Banks, Luis M., Tacuarí 336, 6° A, Capital Federal.
Barcat, Carlos, Y.P.F. Km. 3, Distrito Geológico, Explotación, Comodoro Rivadavia.
Barranquero, Héctor, Barrio Y. P. F. Catriel, Rio Negro.
Barrionuevo, Luis A., C. C. 127, F. M., San Luis.
Bassi, Hugo G. L., El Vergel 2748, Santiago, Chile.
Battaglia, Atilio, Piedras 1162, B, Capital Federal.
Bayarsky, Adelma, Home Astrid 5000 Gant, Bélgica.
Bedlivy, Dora, José Penna 1166, Capital Federal.
Belcastro, Humberto, Av. Libertador Grial. San Martín 8250, Capital Federal.
Belluco, Alberto E., La Plata 469, Mendoza.
Benedetto, Juan Luis, Los Palacios 509, Barrio Tres Carritos, Salta.
Bengochea, Jorge D., Av. España 866, dep. 38, piso 3° Mendoza.
Benvenuti, Juan C., San Lorenzo 4581, Rosario.
Bercowski, Felisa, Jean Jaures, 659 - 3°, Capital Federal.
Bergmann, Federico, Chacabuco 159, Bernal, F. C. R.
Bernasconi, Alfredo, Dirección Provincial de Minería, La Rioja.
Bertels, Alvine, Zabala 2434, 6° A, Capital Federal.
Bianchi, José Luis, Saavedra, 1040, Comodoro Rivadavia.
Bitar, Antonio, Congreso 1735, Capital Federal.
Bitesnik, Hugo Osvaldo, Amenabar 1930, 2°, dep. 10, Capital Federal.

- Blasco de Nullo, Graciela, Villarroel 1973, Capital Federal.
Boëhm, Karl Egon, General Roca 21, dpto. B., Villa Ballester.
Boggi, Héctor, C. C. 379, Comodoro Rivadavia.
Bohorquez, Mario, General Artigas 416, Capital Federal.
Bojanich, Mario E., Uruguay 2913, Santa Fé.
Bojarski, Salomón, Distrito Exploración Y.P.F., Gral. Mosconi, Comodoro Rivadavia.
Bolsi, Alfredo S., Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
Bonaccorso, Felipe, C. C. 246, Rio Gallegos (S. Cruz).
Bonaparte, José, Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
Bonetto, Argentino A., Alma Fuerte 3131, Santa Fe.
Bonorino, Alfredo, Salta 2726, Mar del Plata.
Bordas, Alejandro (no comunicó su dirección postal).
Borrazas, Carlos H., 25 de Mayo 560, Bernal, F. C. R.
Bosnero Hernán, A., Entre Ríos 2745, San Vicente, Córdoba.
Bosselli, Ricardo R., Pedro Morán 4420, Capital Federal.
Bossi, Gerardo (no comunicó su dirección postal).
Braidot, Jorge, San Martín 2002, Florida (Bs. As.)
Brarda, Santiago, Echeverría 1528, Capital Federal.
Brocca, Hugo Mario, Y. P. F. Campamento Vespacio, Salta.
Brodtkorb, Milka K. de, Miguel Lillo, 205 San Miguel de Tucumán.
Baeich, Norberto G., Zamudio 5250, Capital Federal.
Busignani, Vicente, Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
Bustos, Ricardo G. F., Alvarado 751, Salta.
Burnet, Bruce Ronald, Belgrano 1670, Capital Federal.
Caldironi, Carlos, Salta 330, Bahía Blanca.
Caligari, Horacio R., Larrea 738, 2º, dep. 6, Capital Federal.
Calmels, Augusto P., Viamonte 685, Bahía Blanca.
Caló, Jorge Edgardo, Casanova 528, Bahía Blanca.
Calvelo, Ríos J. Manuel, Pellegrini 1243, 2º, Capital Federal.
Camacho, Horacio H., Alsina 3203, 7º, dpto. 15, Capital Federal.
Cambra, Higinio, Rawson 533, Trelew, Chubut.
Caminos, Roberto, O'Connor 136, Ramos Mejía.
Caminos, Regina L. de, O'Connor 136, Ramos Mejía.
Cané, Tomás H., Agüero 1653, 12, Capital Federal.
Cano, Eduardo, Sáenz Peña 440, Quilmes.
Cangini, Jorge O., Y. P. F. Casa 140 Camp. 1, Plaza Huincul, Neuquén.
Capitanelli, Ricardo G., Calle Juan B. Justo 295, Godoy Cruz, Mendoza.
Cappannini, Dino A., Calle 36, N° 1029, La Plata.
Carrara, Eduardo C., C. C. 25, Neuquén.
Carriquiry, Guillermo, Güemes 4285, 9º dep. 44, Capital Federal.
Casamiquela, R., Centro de Investigaciones Científicas. Viedma (Rio Negro).
Caserta, Nicolás, Acoyte 483 2º, Capital Federal.
Castaño, Omar F., CC. 1538 La Rioja.
Castellanos, Alfredo, Alem 1626, Rosario.
Castellaro, Hildebranda, A., Esmeralda 1073 5º, Capital Federal.
Cavalié, Casimiro, Yapeyú 73 p. b. Dto. 8 Cap. Federal.
Cazau, Luis, Casa 135, Camp. 1, Plaza Huincul, Neuquén.
Cayo, Roberto M., Joaquín V. González 572, dep. 3, Capital Federal.
Ceci, José A., Calle 54, N° 1363, La Plata.
Cefaly, Walter, Hipólito Yrigoyen 1974, B., Capital Federal.
Cela, Carlos A., Calle 42, N° 754, 1º A, La Plata.
Cellini, Néstor, Bravard 752, Bahía Blanca.
Cesari, Omar, (no comunicó su dirección postal).
Cetrángolo, Zulema Ch. de, Melincué 3733, Capital Federal.
Cingolani, Carlos A., Calle 56, N° 649, La Plata.
Civalero, Horacio F., Calle Rivadavia N° 439, Pan American Oil Comp. Comodoro Rivadavia.
Clayton, Rogelio C., Clasificador 1146, Santiago Chile.

Coco, Alberto L., Cangallo 3494, 4º A., Capital Federal.
 Codignotto, Jorge O., Patricios 267, Ramos Mejía.
 Comisión de Investigaciones Científicas de la Prov. de Buenos Aires, Calle 6, N° 1136,
 La Plata.
 Coira, Beatriz, Av. Parral 587 Capital Federal.
 Conti, Luis, Callao 1253, 2º A., Capital Federal.
 Colón, Héctor, Malaver 187, Haedo, Bs. As.
 Colqui, Benito S., Francisco Portela 1255, Lomas de Zamora F. C. R.
 Corbella, Jorge H., Barrientos 1566, 5º B., Capital Federal
 Gordon, Víctor, Inspección de Riego, Cinco Saltos, Río Negro.
 Coronado, Julio, CC 15, Malargüe, Mendoza.
 Corte, Arturo, Av. de los Constituyentes 741, Bahía Blanca.
 Cortés, Julia, Mitre 337, Santiago del Estero.
 Cortezzi, César, Calle 5, N° 675, La Plata.
 Cosentino, José T., Santa Fe 2245, Capital Federal.
 Cozzi, Nestor, A., C. C. 127, F. M. San Luis.
 Cravero, Osvaldo H., Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Crouset, Alejandro, Itzaingó 333, Villa Ballester.
 Cucchi, Rubén J., Esquín 1256, B., Capital Federal.
 Cuerda, Alfredo, J., Ministro Brin 438, Block 22, 1º 6º, Capital Federal.
 Cuerno, Jorge R., Callao 1253, 3º C, Capital Federal.
 Curuchet, Jorge, Mitre 716, Tandil.
 Char, Edmundo, Leiva 4073, 2º A, Capital Federal.
 Chebli, Gualter, Joaquín V. González 1864, Godoy Cruz Mendoza.
 D'Angelo, Hugo A., Barrio Gral. Mosconi, Comodoro Rivadavia.
 Dalla Salda, Luis M., Casa 107, Destilería YPF, La Plata.
 Dalla Salda, Héctor L., Calle 18, N° 513, La Plata.
 Dangravs Nauris, Alvear y Urquiza, City Bell (F. C. R.).
 Daniel, Joaquín, Juncal 3648 5º, Capital Federal.
 Danieli, Celestino Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Dawson, Lorenzo, Calle 7, N° 66, City Bell, F. C. R.
 De Alba, Enrique, Libertador 2887, Florida, Bs. As.
 De Carlí, Josefa U. de., Alsina 164, 12º, Bahía Blanca.
 De Ferraris, Carmelo, Paraguay 3359, dep. 36, 9º, Capital Federal.
 De Francesco, Fernando O., Libertad 63, Enseñada F. C. R.
 De Ginusto, José E., Calle 59 N° 885 1/2, La Plata.
 De Golyer, and Mac Naughton Inc, 5625 Daniels Avenue, Dallas, Texas, 75206.
 Dolonay, Patricio, Rodríguez Peña 1286, Capital Federal.
 De la Motta, Cristóbal R., Calle Chile 939, Mendoza.
 De la Motta, Héctor, French 2262, 2º B. Capital Federal.
 Depetris, Pedro J., P. Centeno 877, Santa Fe.
 De Salvo, Omar, Calle 58, N° 326, La Plata.
 Delneri, Arnaldo C., Virgilio 778, Capital Federal.
 Del Monaco A. N., Marcelo T. de Alvear 1947, p. b. Capital Federal.
 Dessanti, Raúl N., General Paz 155, 5º dep. 1º, Bahía Blanca.
 Devizia (h) Carlos, Gral. Mosconi, Comodoro Rivadavia.
 Diaz, Horacio, A., 5 de Julio, 1267, Vicente López.
 Diaz Peña, Isolina, Calle 58, N° 564, La Plata.
 Dienger, Luciano, Alsina 1097, Ramos Mejía,
 Di Benedetto, Héctor J., Y. P. F., Administración. Distrito Geol. Exploración, Barrio
 Di Blassio, Raúl H., Alvarado 99, Bahía Blanca.
 Di Gregorio, José H., Guayaguil 343, (P. B.) dep. C., Capital Federal.
 Di Lens, Juan Pablo, Rivadavia 1934, Capital Federal.
 Di Paola, Eida C., Lavalleja 949, Planta Baja, Capital Federal.
 Di Persia, Carlos A., Casa 143, Y. P. F. Vespucio, Salta.

Dollner, Luis, Tucumán 2525, Capital Federal.
 Domazet, Isaac A., Miraflores 1031, Capital Federal.
 Dominguez, César, Güemes 1604, Florida, Bs. As.
 Drago, Edmundo, Sarmiento 1797, Santo Tomé, Santa Fe.
 Dujmovich, Oscar A., Calle 66, N° 2727, La Plata.
 Durango Ch. de Cabrera, Josefa, Lannudri 623, San Miguel de Tucumán.
 Duranti Nello, Vidal 2180, Capital Federal.
 Elizalde, César O., José María Moreno 1074, dep. 1, Capital Federal.
 Epelman Celia H., Saavedra 1082, Bahía Blanca.
 Erramanspe, Lorenzo S., 25 de Mayo 267, 7°, Capital Federal.
 Esparza, Ana María, Espora 218, Bahía Blanca.
 Espisua, Eduardo, Remedios de Escalada 243, Saenz Peña, F. C. G. S. M.
 Espizua, de Bengochea, Lydia Elena, Av. España 866, dep. 38, piso 3°, Mendoza.
 Esteban, Celestino M., Alsina 613, 2° B, Bahía Blanca.
 Etchart, Luis M., Av. Libertador Gral. San Martín 8250, Capital Federal.
 Etchevehere, Pedro H., Granaderos 186, Capital Federal.
 Etchichury, de Lorenzo, María C., Gral. J. G. de Artigas 416, 5°, Capital Federal.
 Fabbian, Tiberto, Núñez 1891, Capital Federal.
 Fadrigue, Adolfo, (no comunicó su dirección postal).
 Farinati, Ester A., Sarmiento 94, Bahía Blanca.
 Faroux, Roberto H., Dirección de Minería, La Rioja.
 Favero, Luis A., Roma 1462, 4-1, Olivos, Bs. A.
 Fernández, Esther, San Martín 766, Neuquén.
 Fernández, Gerardo, Pueyrredón 140, Mendoza.
 Fernández, Rubén, Clark 363 Mendoza.
 Fernández, Julián A., Plaza Güemes 167, La Plata.
 Fernández Carro, Alfredo, Cucha Cucha 35, 2°, 10, Capital Federal.
 Fernández Coria, Hugo A., Calle 49, N° 921, La Plata.
 Fernández Gianotti, Jorge, Arenales 2828, Florida, Bs. As.
 Fernández Garrasino, César, Arenales 618, Quilmes Oeste.
 Fernández Lima, J. C. R., Franca 2977, Castelar.
 Ferello, Roberto, Santa Fe 3435, 4°, P. B. Capital Federal.
 Ferreiro, Vicente J., Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Ferreyra, Raúl E., C. C. 1538, La Rioja.
 Ferrer, José A., Mansilla 3419, Capital Federal.
 Fidalgo, Francisco, Calle 119, N° 229, La Plata.
 Figueroa, León, Azcuenaga 1021, Bahía Blanca.
 Fili, Mario F., Italia 46, Bahía Blanca.
 Flores, Miguel, Mansilla 3682, 2° A. Capital Federal.
 Flores, Williams Héctor, Eleodoro Flores 2425, La Nuboa, Santiago, Chile.
 Fontanina, Carlos, (no comunicó su dirección postal).
 Franca V., Miguel, Pintos 1925, Banfield.
 Franchi, Mario R., Calle 44, N° 807, La Plata.
 Franchini, Artides, Hipólito Yrigoyen 1628, 10°, Capital Federal.
 Freytes, Eduardo, C. C. 184, Neuquén.
 Frieboe, Hans, Juan B. Justo y Olascoaga, Santa Rosa, La Pampa.
 Friz, Carlos T., José C. Paz 1658, Martínez, Bs. As.
 Fuentes, Juan, Arriola 2419 Ituzaingo, Bs. As.
 Fuentes, Alfredo, Y. P. F. Campamento Vespucio, Salta.
 Furgue, Guillermo, Comodoro Py 547, Marmol, F. C. R.
 Fuschini, Mario Carlos, Rioja 386, Salta.
 Galante, Oscar A., Y. P. F. Cañadón Seco (Santa Cruz).
 Galindez, Pablo, Calle Chile 939, Mendoza.
 Galván, Amilcar P., Saavedra 303, Quilmes.
 Gamba, Jorge Luis, Ramallo 1947, 6° C, Capital Federal.
 Gamba, Mirta A., Gaona 771, Ciudadela Buenos Aires.
 Gancedo, Francisco, Noher 1158, Adrogué, F. C. R.
 Garavilla, Raúl, El Aguilar, Tres Cruces, Jujuy.

García, Elisa del C. Rossi de, Roque Saenz Peña 1898, dep. 3, Olivos, Bs. As.

García, Héctor H., Las Heras 1333, Vicente López, Bs. As.

García, José, Bermúdez 971, La Lucila, Bs. As.

García Vizcarrá, Pedro, Belgrano 682, Lomas de Zamora.

Gastaldi, Carlos A., Y. P. F. Habitación 9, Gamela Ingenieros, Camp. 1, Plaza Huincul, Neuquén.

Gazzani, Roberto H., C. C. 25, Neuquén.

Gay, Hebe Dina, Lavalleja 975, Córdoba.

Gebhard, Jorge A., Y. P. F., Tartagal, Salta.

Gentili, Carlos A., Av. Maipú 1759, 2º, dep. 5, Vicente López, Bs. As.

Ghiorzi, Alberto, Barrio Y. P. F. Yacimiento Norte, Vespucio, Salta.

Giai, Santiago B., Calle 12, N° 486, Gral. Pico, La Pampa.

Gingins, Mario Omar, San Martín de los Andes, Neuquén.

Giovine, Alberto T. J., Av. Libertador Gral. San Martín 7790, Capital Federal.

Giusti, Alfonso B., Y. P. F. Campamento Vespucio, Salta.

Giustozzi, Carlos O., Cuadro Nacional 6702, Rodeo de la Cruz, Mendoza.

Giliani, Carlos A., Alem 206, Ucaña, Córdoba.

González, Carlos R., Calle 6, N° 938, 10º, dep. 1, La Plata.

González, Eduardo M., Echeverría 2755, Capital Federal.

González, Nilda, Canal de Reunión 23, Ensenada, F. C. R.

González, Osvaldo Edgar, Unión 158, Canals, Córdoba.

González, Omar A., Casa 231, Camp. 1, Plaza Huincul.

González, Rafael R. L., Mignel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.

González Astorquiza M., Maipú 216, 11º B. Capital Federal.

González Díaz, Emilio, Pasaje Virrey Melo 964, Capital Federal.

González Segura, Juan V., Camp. Y. P. F., Catriel, Río Negro.

González Uriarte, Magdalena, Corrientes 78, Bahía Blanca.

Gordillo, Carlos, Av. Velez Sarsfield 299, Córdoba.

Gorgas, Juan A., Seguí 3984, 4º, B. Capital Federal.

Gracia, Rubén, Corrientes 32, Río Gallegos (Santa Cruz).

Gramajo, Arnoldo, Boedo 908 LT, Capital Federal.

Greco, Romeo, Entre Ríos 2676, Olivos.

Gronona, Mario F., Eduardo Costa 1558, dep. 16, Martínez, Bs. As.

Grossi, Bartolomé S., Madero 1474, Vicente López, Bs. As.

Guerrero, Federico, C. C. 15, Malargüe, Mendoza.

Guerrero, Mignel A., C. C. 1538, La Rioja.

Guichardot, Gabriel E., Boulogne Sur Mer 345, Capital Federal.

Guichón, Martín Eduardo, Calle 64, N° 619, dep. 2, La Plata.

Guillon, Jorge, CC. 1538, La Rioja.

Gutiérrez, Casimiro, Cuiupaligüe 68, 4º, dep. 11, Capital Federal.

Halpern, Martín, Geosciences Division, P. O. Box 30365, Dallas, Texas 75230 U. S. A.

Haupt, Manfred M., Monseñor Galcagno 131, Boulogne, Bs. As.

Hayase, Kitaro, John F. Kennedy 357, Bahía Blanca.

Herbst, Rafael, Lavalle 3675, Corrientes.

Hernández, Juan Pedro, C. C. 787, Santiago, Chile.

Herreia, Hebe, Moreno 60, Ensenada, Bs. As.

Herrero, Duclou Juan José, Barrio Y. P. F. Catriel, Río Negro.

Hillar, Néstor A., Av. E. Carafía 986, Córdoba.

Hogg, Stanley, O., Dardo Rocha 264, Martínez, Bs. As.

Hutchinson, Jr., Parker Ben, 25 de Mayo 734, Mendoza.

Holmberg, Eduardo, D. F. Sarmiento 2060, Olivos.

Horak, Mario Romeo, Santa Clara entre Mitre y Viale, City Bell F. C. R.

Humphrey, William E., P. O. Box 8368, Chicago Illinois 60680, U. S. A.

Hünicken, Mario A., Tomas de Irobi 790 Barrio (Marques de Sobremonte), Córdoba.

Hurtado, Martín A., Calle 47, N° 539, La Plata.

Ibáñez, Guillermo H., Tierra del Fuego 326, Mendoza.

Imbelone, Perla A., Calle 49, N° 783, La Plata.

Incaronato, Aristides, Nicolás Videla 434, Capital Federal.

Ingrassia, Valiente, Chile 939, Mendoza.
 Iniguez Rodriguez, Adrian M., Calle 20 N° 1282, dep. 5°, La Plata.
 Iriondo, Martin, Rosario 318, Canals, Córdoba.
 Jemma, Raimundo J. A., Güemes 43, Ramos Mejía.
 Jentens, Mara, Ugartecho 3236, Capital Federal.
 Jutorán, Abraham, Lafuente 138, Capital Federal.
 Kapelus, Verena K. de, Malabia 2777, 9°, Capital Federal.
 Keith, John Franklin, C. C. 181, San Juan.
 Kerfeld, José A., Calle 72, N° 533, La Plata.
 Kerlienevich, Sara Cecilia, Gualagnay 357, dep. 6, p. b. Paraná.
 Klimuray, Jorge O., Calle 525 N° 1213, La Plata.
 Klein, Mario, Sargento Cabral 851, 6° A, Capital Federal.
 Kolomi, Pedro, Av. San Martín 336, Rio Gallegos (Santa Cruz).
 Konzewitsch, Nicolas, Cintre 1440, Hurlingham.
 Korten, Herbert, C. C. 49, Las Heras, Santa Cruz.
 Konkarsky, Magdalena, Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Kreimer, Roberto, Santa Fe 1440, Capital Federal.
 Kröger, Juan, Pueyrredón 756, Bahía Blanca.
 Lago, Alberto Baltazar, Emilio Mitre, 84, 8° A, Capital Federal.
 Lago, Juan José, Bulnes 1940, 5° A, Capital Federal.
 Lamy, Ladislao Pedro, Navarro 4103, Capital Federal.
 Lanfranco, Juan José, El Aguilar, Tres Cruces Jujuy.
 Lapidus, Alberto, Bolivia 470, 9° dep. 37, Capital Federal.
 Latorre, Carlos O., Allende 4445, Capital Federal.
 Lavandito, Eddy O. I., Dirección de Minería de la Prov. La Rioja.
 Laya, Aroldo A., Castelli 357, Bahía Blanca.
 Lanza, Héctor A., Caseros 159, Haedo (Bs. As.).
 Leguizamón de Aurenemma, María A., Av. Sarmiento esq. 25 de Mayo, San Miguel de Tucumán.
 L. E. M. I. T., Calle 52 entre 121 y 122, La Plata.
 Leiva, César O., Minería y Geología Y. P. F., Barrio Gral. Mosconi, Comodoro Rivadavia.
 Lena, Rubén, San Martín 10, Corrientes.
 Lençina, Pablo, Calle 939, Mendoza.
 Leonardi, Pedro, C. C. 46, Gral. Mosconi, Comodoro Rivadavia, Chubut.
 Lesta, Pedro, R., Buchardo 916, La Lucila, Bs. As.
 Leveratto, Miguel A., J. B. Ambrosetti 120, 6° E, Capital Federal.
 Levin, Manuel, Calle 56, N° 560, La Plata.
 Limousin, Tulio, A., Calle 6, N° 635, 2° B, La Plata.
 Linares, Enrique, Lugones 2864, Capital Federal.
 Lippmann, Marcelo, Giribone 1325, Capital Federal.
 Lizzosian, Wilfredo, Murature 985, Punta Alta, F. C. R.
 Lizoain, Fuentes Antonio, Ramón Falco 3230, Lanas O., F. C. R.
 Loguerio, Sabino, O., Los Heras 1693, 1° A, Capital Federal.
 Lombard, Ernesto, Sarmiento 778, 8°, Capital Federal.
 López, Carlos R., Triarte 1392, Temperley, Bs. As.
 López, Héctor A., Calle 124, N° 1507, La Plata.
 López Raúl Omar, Av. Turista 33, Salta.
 López, Rubén, Martín García 576, 9° F, Capital Federal.
 Losada, Oscar Alberto, Ángel Brunel 268, Bahía Blanca.
 Lucero, Hugo Néstor, Obispo Ceballos 476, Córdoba.
 Luengos Pardo, Miguel, Misiones 684, Neuquén.
 Luna Reyero, Alberto, Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Luque, Samuel, Junín 470, 2° F, Capital Federal.
 Lurgo, Carlos, C. C. 145, Salta.
 Lustig, Lidia, Melo 999, Vicente López, Buenos Aires.
 Lütters, Juan A., Del Campo 400, San Isidro, Buenos Aires.
 Lambias, Eduardo, Soler 65, 4° A, Bahía Blanca.
 Lambias, Horacio, E. Morello 637, San Andrés, Bs. As.
 Lambias, Lidia Malvicini de, Soler 65, 4° A, Bahía Blanca.

Liano, Julio A., Perito Moreno 86, Godoy Cruz, Mendoza.
 Lorente Roberto, A., Kennedy 199 El Palomar.
 Maghiana Mündet, Horacio, Villa Belgrano, de Calamuchita Córdoba.
 Magnon, Eduardo, Montes de Oca 27, Capital Federal.
 Mailhé, Arturo, Uruguay 959, Capital Federal.
 Mainardi, Enrique Carlos, C. C. 246, Río Gallegos (Santa Cruz).
 Mancini, Jorge, Cabildo 65, Capital Federal.
 Malumian, Norberto, Av. Centenario 248 San Isidro Bs. As.
 Mancuri, Carlos Daniel, Calle 48, N° 1147, La Plata.
 Manfredi, Jorge H., (no comunicó su dirección postal).
 Manzolillo, Claudio D., CC. 379, Comodoro Rivadavia.
 Maraggi, Eduardo S., Av. Santa Fe 3942, Capital Federal.
 Marcón, Víctor, C. C. 25, Neuquén.
 Marchese, Humberto, Palpa 2570, 2° C, Capital Federal.
 Marelli, Néstor G., Gral. Mosconi, Comodoro Rivadavia.
 Marinkoff, Kirilo, Diag. 74, N° 421, La Plata.
 Martínez Cal, Doris (no comunicó su dirección postal).
 Martínez, Carlos G., Calle 34, N° 717, La Plata.
 Martínez, Pablo, 27 de Abril 1090, Córdoba.
 Martignelli, Pedro L., Ferre 282, Paraná.
 Masiak, Vladimiro, Humberto 1° 380, Lanús Oeste, F. C. R.
 Mastandrea, Otto O., Canale 682, Adrogué F. C. R.
 Mauri, Enrique, Córdoba 875, 18. Capital Federal.
 Mauriño, Víctor E., Calle 7, N° 65, City Bell, F. C. R.
 Mazziari Guillermo E., Félix Olmedo 405, Córdoba.
 Mazzoni, Mario Martín, Nicolás Videla 140, Quilmes, F. C. R.
 Méndez, Luis A., Pueyrredón 1655, 1° B, Capital Federal.
 Méndez, Ignacio A., Copello 529, Banfield, F. C. R.
 Méndez, Vicente, Tres Cerritos, Monohack « C », 3° 17, Salta.
 Méndez, Eduardo J., Calle Chile 939, Mendoza.
 Menéndez, Carlos A., San Martín 259, Quilmes, F. C. R.
 Menoyo, Edgardo, Córdoba 875, 11° E., Capital Federal.
 Menzel, Margarita, Muñoz 1150, Martínez, Buenos Aires.
 Mesigos, Marcelo, Gutiérrez 2618, 7° B., Capital Federal.
 Methol, Eduardo J., Espora 434, D., Ramos Mejía,
 Meyer, Roberto Jorge, F. Spiro 184, Olivos, Bs. As.
 Mezzetti, A. M., Estados Unidos 3704, 8° 28, Capital Federal.
 Mingramm, Alberto, Remedios de Escalada 2433, Martínez, Bs. As.
 Miranda, Julio A., Casa 149, Camp. 1, Plaza Huincul, Neuquén.
 Miras, Hector, Julio A. Roca 518, Rawson, Chubut.
 Miró, Roberto, Cornelio Saavedra 278, Capital Federal.
 Mirre, Juan C., Juramento 2960, 2° A., Capital Federal.
 Mischkovsky de Ramos, Nina, Larraya 3471, Capital Federal.
 Mon, Ricardo, Mignel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Monteverde, Agustín, Palpa 2376, Capital Federal.
 Morche, Manfredo F., Santa Fe 1480, 12 A, Capital Federal.
 Morelli, Jorge, José Pedro Varela 4447, 3° B, Capital Federal.
 Morrison, Robert P., Dep. of Physic (Geophysics) Univ. of Toronto, Toronto 5, Ontario, Canada.
 Moreno, Jorge A., Rivadavia 12, Gualeguy, Entre Ríos.
 Moreno, Rodolfo L., San Martín 1118, Vespucio, Y. P. F., Salta.
 Moreno Espelta, Carlos, Gral. Güemes 342, Salta.
 Moscatelli, Gustavo N., Ituzaingo 2255 Lanús, F. G. R.
 Muhlman, Paulina, Santa Fe 3443, Piso 13 dep. A., Capital Federal.
 Mujica, Hector, Washington 864, José León Suárez, Bs. As.
 Müller, Raul A., Calera Bloekal, S. A. Sierra Bayas, Bs. As.
 Muñoz, Nobel, Pringles 994, Capital Federal.

Murici, Jorge, Belgiano 295, 2° C, Capital Federal.
 Musacchio, Eduardo, Yerbai 5488, Capital Federal.
 Museo de Historia y Ciencias Naturales, Alvear 181, Loberta, Bs. As.
 Muset, Jorge, Av. Libertador Gral. San Martín 8250, Capital Federal.
 Navarro García, Luis, Calle 143 entre 39 y 40, La Plata.
 Nicolli, Hugo B. Av. Libertador San Martín 8250, Capital Federal.
 Niederrhausen, Bartolomé Norberto de, French 3085, Capital Federal.
 Núñez, Enrique, Jean Juarez, 629, 1° D, Capital Federal.
 Nullo, Francisco E., Villarroel 1973, Capital Federal.
 Obites, Juan Carlos, Suipacha 1022, 1° C, Capital Federal.
 Olazábal, Anibal de, Zuloaga 702, Remedios de Escalada, F. C. R.
 Oliveri, Jorge Carlos, La Pampa 2258, Oeste, Desamparados, San Juan.
 Olsen, Hugo, Av. Libertador Gral. San Martín 8250, Capital Federal.
 Orchnela, Ismael Anibal, Calle 48, N° 396, 1°, La Plata.
 Orlandini, Luis F., Güemes 4426, 50, Capital Federal.
 Orlandi Filio, Victorio, (no comunicó su dirección postal).
 Orlando, Héctor, Solís 76, Quilmes, F. C. R.
 Oliver, Joaquín, Y. P. F. Tartagal, Salta.
 Ortega Furlotti, A., Francisco Alvarez 1488, San José, Mendoza.
 Ortiz, Jorge, C. C. 1538, La Rioja.
 Outon, Enrique, Casa 998, Plaza Huincul, Neuquén.
 Padula, Eduardo, Cerrito 840, 3°, Capital Federal.
 Pages, César S., Francisco de Gurruchaga 259, Salta.
 Palacios, Juan P., Casa 94, Camp. I, Plaza Huincul, Neuquén.
 Palma, Alejandro, Calle Chile 939, Mendoza.
 Panetti, Norberto, Calle 65, N° 534, 2° La Plata.
 Paoloni, Juan D., Enskaldi 66, Bahía Blanca.
 Parera, Carlos A., General Güemes 1180, Salta.
 Parker, Gerardo, L. M. Alem 291, Euseñada, Bs. As.
 Pascual Crespo, Primitivo, Casa 19, Campamento I de Y. P. F., Plaza Huincul.
 Pascual, Rosendo, Calle 60, N° 1333, La Plata.
 Pasquin, Carlos, Olazábal 5202, 8°, Capital Federal.
 Pasotti, Pierina, Av. Pellegrini 494, Rosario.
 Pavón, Andrés, Cabildo 65, Capital Federal.
 Pándola, Héctor J., Honorio Pueyrredón 669, 5°, 1, Capital Federal.
 Peña, Hugo Alberto, Balcarce 42, San Miguel de Tucumán.
 Peralta, Edmundo, Barrio Y. P. F. Catriel Prov. Rio Negro.
 Peralta, Eduardo, Dirección de Minería de la Provincia, La Rioja.
 Perazzo, Juan Carlos, Independencia 3427, 3°, Capital Federal.
 Pérez, Emilio N., Jaramillo 2296, Capital Federal.
 Pérez, Oscar M., (no comunicó su dirección postal).
 Pereira, Emma M. T. de, Daniel Cerrí 1071, Capital Federal.
 Perinetti, José, Y. P. F., Godoy Cruz, Mendoza.
 Pernas, Ricardo D., Castelli 1660, Lomas de Zamora, F. C. R.
 Perrot, Carlos José, General Güemes 973, 8° piso, Comodoro Rivadavia.
 Perry Lawrence Ecuadorian Gulf, Oil Comp. Calle Rio de Janeiro 139, P. O., Box 1087, Quito, Ecuador.
 Petersen, Cristian, Alberdi 651, 1° A, Olivos (Bs. As.).
 Petrarca, G. D., Y. P. F., Casa 19, Camp. I, Plaza Huincul, Neuquén.
 Pezzi Eduardo E., Y. P. F., Comodoro Rivadavia.
 Pezutti, Norma, Republiquetas 2542, 2° dep. 11, Capital Federal.
 Planas, Federico H., Dirección de Minería de la Provincia, La Rioja.
 Plaza, David, Calle Chile 939, Mendoza.
 Pissetta, Jorge Luis, Marcelo T. de Alvear 1185, 10° A, Capital Federal.
 Pomar, Hatty L. Bertoldi de, Grand Bourg 4352 Santa Fe.
 Porro, Néstor, Uriarte 2330, dep. B, Planta Baja, Capital Federal.
 Porto, Juan C., Suipacha 588, San Miguel de Tucumán.
 Pozzo, Anibal, Orcadas 3567, Barrio Gral. San Martín, Comodoro Rivadavia.

Prelat, Alfredo, Diag. 74, N° 867, La Plata.
 Prieto, Alfredo O., Chile 939, Mendoza.
 Primo, Leandro, Y. P. F. Camp. 1, Plaza Huincul, Neuquén.
 Proserpio, César Angel, Azcuénaga 2176, Martínez Bs. As.
 Prozzi, César R., Córdoba 686, Bahía Blanca.
 Pucci, Juan C., Suipacha 280, 7°, Capital Federal.
 Quartieri, Paulina, Leandro N. Alem 1597, Bahñeld, F. C. D. F. S.
 Quartino, Bernabé J., Olazábal 1367, Ituzaingo, F. C. D. F. S.
 Ramón, Fernando, Rivera Indarte 638, Capital Federal.
 Ramos, Víctor, Larraya 3471, Capital Federal.
 Raposo, Emilio, Calle Chile 939, Mendoza.
 Raskovsky, Mario A., 3 Cerritos, dep. 14, Monoblock A., Salta.
 Ravazzoli, Ivan A., Calle 7, N° 3214, La Plata.
 Regatraz, Alberto, C. C. 109, Mendoza.
 Reinstein, Carlos E., Castilla 3310, Quito, Ecuador.
 Reiberber, Oscar, J. J. Diaz 2023, Becar (Bs. As.).
 Reyes, Félix Celso, Alvear 232, Salta.
 Reyes, Julio César, Plaza 1553, Capital Federal.
 Riccardi, Alberto C., Calle 8, N° 693, La Plata.
 Riggi, Remigio, Vitrey Melo 1895, Capital Federal.
 Riggi, Juan Carlos, Rivadavia 2516, 7°, 31, Capital Federal.
 Rimoldi, Horacio V., Almirante Daniel Solier 1152, Capital Federal.
 Rinaldi, Carlos A., Sarmiento 2334, Olivos, Bs. As.
 Rodio, S. A., Córdoba 1367, 7°, Capital Federal.
 Rivas, Roche, Carlos H., C. C. 25, Neuquén.
 Rivera, José A., Av. Carralla 1395, Córdoba.
 Rizzolo, Ernesto, Santa Fe 2245, 10° D, Capital Federal.
 Roberts, Franklin S., Av. Arenas y 19, Villa Elisa (Bs. As.).
 Robbiano, Juan Alberto, Casa 140 Gral. Mosconi, Comodoro Rivadavia.
 Robles, Daniel Edmundo, Casa 208, Camp. 1, Plaza Huincul, Neuquén.
 Rodrigo, Félix, Ladislao Martínez 148, 5°, Martínez, Bs. As.
 Rodríguez, Eduardo J., Granaderos 2143, Mendoza.
 Rodríguez, José M., Chile 470, Capital Federal.
 Rodríguez, Raúl, Pasteur 192, Río Gallegos, Santa Cruz.
 Rodríguez Saravia, F. M., Vicente López 2251, 7° D, Capital Federal.
 Roellig, Federico, Calle 16, entre 503 y 504, B. Goumet, F. C. R.
 Rollieri, Edgardo O., Calle 40, N° 1271 ¹/₂, La Plata.
 Romani, Remo R., Teniente 1° Ibañez 330, Mendoza.
 Romero, Rolando, Calle Chile 939, Mendoza.
 Roseman, Héctor L., Av. Meeck 1393, Temperley.
 Rossi, Natalia J., Las Heras 381, Ituzaingo, F. C. D. F. S.
 Rousseau, Carlos A., Av. San Martín 77, San Rafael, Mendoza.
 Ruiz Huidobro, Oscar, Av. Libertador Gral. San Martín 836, 10° B, Capital Federal.
 Russo, Aníello, Francisco Bilbao 2384, Capital Federal.
 Saccone, Ernesto, Mitre 216, Trelew, Chubut.
 Saenz Ferreyra, José Alberto, Calle 119, N° 1710, La Plata.
 Sala, José M., Calle 58, N° 629, La Plata.
 Salazar Lea Plaza, Juan C., Calle 122, N° 530, La Plata.
 Salado, Luis, Alberdi 196, Neuquén.
 Salas Costas, José A., Avenida General Paz 675, 50, Vicente López.
 Salecido, Elío Noé, Rogier Balet 317, Desamparados, San Juan.
 Salinas, Hipólito A., Gral. Güemes 1180, Salta.
 Salinas, Rubén, Alvarado 1566, Morón, Bs. As.
 Salfity, José A., Catamarca 129, Salta.
 Salso, Jorge H., Rivadavia 5586, 4°, Capital Federal.
 Sánchez, Roberto Omar, Yerbal 2365, 1° C, Capital Federal.
 Sanchez, Teodoro, Calle 50, N° 461, A. La Plata.
 Sander, Walter, Billinghamst 1843, Becar, Bs. As.

Sanguinetti, José Antonio, Chile 460, Capital Federal.
 Santa Cruz, Jorge N., Vieytes 7, Ciudadela, Bs. As.
 Santeliz Belli, D. H., Av. Colón 652, San Miguel de Tucumán.
 Santomero, Angel, Av. Libertador Gral. San Martín 8250, Capital Federal.
 Sardina, Antonio, C. C. 25 Neuquén.
 Scalabrini Ortiz, Jorge, Calle 503, entre 19 y 20, Gounet, F. C. R.
 Scanavino, Raúl A., Calle 60 N° 408 B. La Plata.
 Scoppa, Carlos O., Concordia 4099, Capital Federal.
 Schalamuk, Isidoro B., Libertador, Gral. San Martín 8250, Capital Federal.
 Schauer, Osvaldo, Diag. 79, N° 689, La Plata.
 Schmid, Juan A., Calle 17, N° 1160, La Plata.
 Schneck, Enrique J., Calle 45, N° 422, La Plata.
 Schillizzi, Roberto, Av. Colón 777, Bahía Blanca.
 Schwab, Klaus, A. Geol. Institut. Saartnasse 21, 65 Mainz, Alemania Occidental.
 Sesana, Fernando L., Federico Lacroze 2336, 3° B., Capital Federal.
 Serraiotto, Alfonso A., C. H. Rodríguez 675, Neuquén.
 Siegel, Federico R., University George Washington, Washington D. C. 20006 U. S. A.
 Sill, William, Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Simonato, Italo B., Chacabuco 166, Haedo, F. C. D. F. S.
 Siragusa, Alfredo, Sanabria 2471, 1° A., Capital Federal.
 Slatyer, Raúl A., C. C. 1538, La Rioja.
 Somaruga, Juan B., Libertador Gral. San Martín 8250, Capital Federal.
 Soria, Beatriz O., Rondau 1047, San Miguel de Tucumán.
 Sorocco, Luis A., Calle 3, N° 1376, La Plata.
 Södic, Mario J. V., Islas Malvinas 478, Quilmes, F. C. R.
 Soto, Adrián, Av. Colón 664, Mendoza.
 Sourrouille, Ernesto A., Necochea 1059, Hurlingham.
 Spallietti, Luis Antonio, Calle 24 N° 620, dep. 6, La Plata.
 Sperati Pinero, Oscar, Cranwell 767, Capital Federal.
 Spigelman, Alicia, Bernardo de Irigoyen 760, 8° E, Capital Federal.
 Spikermann, Juan P., Berni 2862, Capital Federal.
 Stipanovic, Pedro N., Av. Libertador Gral. San Martín 8250, Capital Federal.
 Stormi, Carlos D., H. Yrigoyen 1578, 2° dep. 7, Capital Federal.
 Strelezonia, Victor B., Calle 84, 13 y 14, La Plata.
 Suarez, Mario T., Yrigoyen 79, La Rioja.
 Suarez Ruprescht, Guillermo, Libertador Gral. San Martín 8250, Capital Federal.
 Suayter, Luis E., Pasaje Garcia 1409, San Miguel de Tucumán.
 Sunesen, Arne A., Calle 511 entre 20 y 21, Estafeta « La Josefa », La Plata.
 Tabacchi, Martín H., Alem 424, 6° Of. 603, Capital Federal.
 Taddel, Héctor P. P., Estación Experimental del INTA, Pergamino Bs. As.
 Taddo, Osvaldo, M. Pelliza 2486, Olivos Bs. As.
 Tanber, Marta Y. Romeri de; Azenhaga 89, 7° B, Capital Federal.
 Taverna, María R., Irigoyen 537, Punta Alta, F. C. R.
 Taldi, Osvaldo L., San José 1964, 1° E, Capital.
 Terrero, Juan M., Las Heras 2107, 1°, Capital Federal.
 Teruggi, Mario E., Calle 59, N° 685, La Plata.
 Tezón, Roberto V., Peru 743 3°, Capital Federal.
 Thiede, Jörn, Geologisk Institut, Aarhus Universitat, Aarhus Danmark.
 Tineo, Alfredo, Ortiz Ocampo 1700, La Rioja.
 Tipping, Enrique Aiza, 25 de Mayo 146, City Bell, F. C. R.
 Tonel, Héctor N., San Lorenzo 444, 3°, 50 Mendoza.
 Torrea, Aniceto H., Ciudad de La Paz 1544, 3° A, Capital Federal.
 Torres, Horacio A., Machado 1706, Castelar.
 Toselli, Alejandro, Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Toubes, Roberto O., Av. Libertador Gral. San Martín 8250, Capital Federal.
 Trainini, Douglas, Rodríguez Peña 1544, Capital Federal.
 Turazzini, Guillermo E., Quito 4150, Cap.
 Turner, Juan C. M., Arroyo 1015, Capital Federal.

Turic, Mateo Alberto, C. C. 246, Río Gallegos, Santa Cruz.
 Ubaldini, Marta S., Rondeau 185, Bahía Blanca.
 Ugarte, Félix E. R., Y. P. F. Casa 226, Camp. 1 Plaza Huinca, Neuquén.
 Ubrieh, Horstpeter, Bontito 1611, Berkeley, California 9472.
 Uliana, Miguel Ángel, Sargento Cabral 64, Neuquén.
 Urdaneta Hortigoza, A., Av. Colón 595, A. San Miguel, de Tucumán.
 Urteaga, Carlos E., Av. Alem 619, Cía. Astra, Capital Federal.
 Urien, Carlos M., Albarello 2494, Martínez, Bs. As.
 Valencia, Rafael F., French 2741, 7º G, Capital Federal.
 Valencio, Daniel, Juncal 3648, Capital Federal.
 Valenzuela, Alberto, Chile 939, Mendoza.
 Valdez, Raúl, Perú 562, Capital Federal.
 Valdiviezo, Alberto, Chile 939, Neuquén.
 Valenti, Vicente, 25 de Mayo 683, Azul, (Bs. As.).
 Vallés, Jorge Manuel, C. C. 57, Centro Minero Alamos, San Antonio Oeste (Río Negro).
 Vallejos, Gustavo R., Urquiza 1059, Santa Fe.
 Vallejos, Rubén H., Calle 14, entre 5 y 7, Renelagh, F. C. R.
 Vanhovan, Ricardo, Y. P. F. Camp. 1, Plaza Huinca, Neuquén.
 Varela, Ricardo, Domingo F. Sarmiento 548, Ensenada (Bs. As.).
 Vargas Gil, José R., French 2741, 3º B, Capital Federal.
 Vázquez, Juan B., 2º Congreso 137, Barrio Maipú, Córdoba.
 Venier, Alberto J., Calle 42, N° 414, 1º E., La Plata.
 Vergara, M. Mario, Suecia 3137, dep. 2º, Santiago, Chile.
 Vergara, Espejo César, Casilla 3, C, Concepción, Chile.
 Vervoorst, Federico, Bulnes 55, Villa Luján, Tucumán.
 Viand, Jorge, L. Méndez 3612, Remedios de Escalada, F. C. R.
 Vicente, Jean Claude, Casilla 13518, Santiago, Chile.
 Vicente, Omar, C. C. 379, Comodoro Rivadavia.
 Videla, Juan Ramón, Emilio Joré 228, Mendoza.
 Vilela, César R., Luis María Campos 1160, 4º B, Capital Federal.
 Vilioni, Eugenio, Maipú 942, 5º Capital Federal.
 Villar, Luisa M., Arias 2070, Capital Federal.
 Villafañe, David E. R. de, Y. P. F. Plaza Huinca, Casa 230, Camp. 1, Neuquén.
 Villanueva García, Arturo, Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Villegas, Carlos, Pueyrredón 540, Bahía Blanca.
 Vivers, Marta C., Matenzo 740, Ciudad Jardín, Lomas del Palomar, Prov. de Bs. As.
 Volkheimer, W., Jorge Newbery 1650, dep. 23, Capital Federal.
 Voza, Osvaldo, Sarmiento 24, 7º B, Bahía Blanca.
 Wart, David van, Santa Fe 1480, 12º, Capital Federal.
 Wilco, Simon, Goya 378, Capital Federal.
 Xrigoyen, Marcelo R., Obligado 1240, 4º, Capital Federal.
 Xicoy, Alfredo, Roque Saenz Peña 1190, 2º, Capital Federal.
 Zambrano, Juvenal, Maipú 215, 8º, Capital Federal.
 Zanetti, Juan C., Centro América 1168, Barrio Gral. Paz (Córdoba).
 Zanon, de Tonel Estela M., San Lorenzo 444, 3º 50, Mendoza.
 Zardini, Raúl A., Perú 222, 3º, Capital Federal.
 Zeballos, Raúl A., (no comunicó su dirección postal).
 Zolezzi, Roberto E., Salta 140, Ruffino.
 Zuccolillo, Ubaldo, Diag. 80, N° 829, La Plata.
 Zuzek, Andrés B., Bolívar 1969, Ramos Mejía.
 Zunino, Juan José, Arroz 2725, Capital Federal.

Miembros Adherentes

Abruzky, Héctor, Entre Ríos 1213, 13 A. Capital Federal.
 Adur, Augusto O., Teodoro García 3217, Capital Federal.

Achilli, Jorge, Calle 74, N° 662, La Plata.
 Alvarez, Rubén, Alsina 3039, dep. 20, Capital Federal.
 Ambasch, Mario, Calle 70, N° 190, La Plata.
 Ardolino, Alberto, Viamonte 208, Ciudadela (Bs. As.).
 Ange, Miguel P., Calle 46, N° 331, La Plata.
 Avila, Julio C., Monteaundo 574, San Miguel de Tucumán.
 Balán, Ana Esther, Calle 7, N° 1745, La Plata.
 Beertra, Bazán Wilfredo, Calle 7, N° 943 dep. 32, La Plata.
 Bejarano Napoleón, Calle 9, N° 205, La Plata.
 Benítez, Aldo F., Alvarado 737, Bahía Blanca.
 Biagione, Rubén, (no comunicó su dirección postal).
 Bianchini, Juan J., Calle 11 N° 1348, La Plata.
 Borelli, David, M. Rodríguez y C. Boyjes, Adrogué.
 Botellé, Prospero, Villiegas 1806, Gral. Roca (Río Negro).
 Bötcher, Graciela, Florida 1219, Bahía Blanca.
 Bravo, Marcela, Estrada 4085, La Lucila (Bs. As.).
 Brussa Rosanna, Alberdi 654, Punta Alta, F. C. R.
 Cacauri, Carlos D., Luigi, 1040, Punta Alta, F. C. R.
 Calderón Campos, Juan M., Gral. Paz. 1672, San Miguel de Tucumán.
 Calmels, Stela Maris, Viamonte 685, Bahía Blanca.
 Campero Zabalaaga, Jaime, Diag. 73, N° 312, La Plata.
 Canta, Mario Pablo, Iriarte 1589, Capital Federal.
 Carrica, Carlos M., Calle 16, N° 440, La Plata.
 Casanova, Ricardo M., Las Heras 2417, Capital Federal.
 Casajús, Guillermo, Calle 48, N° 324, dep. 4, La Plata.
 Casajús, Jorge A., Calle 51, N° 459, 1° B., La Plata.
 Castaño, Héctor, Machain 3627, Lands Oeste F. C. R.
 Celn, Carlos A., Calle 42, N° 754, 1° A., La Plata.
 Centro de Estudiantes de Geología, Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Cionchi, José Luis, San Martín 111, Arroyo Seco, Santa Fe.
 Claver, Mariano A., Diag. 74, N° 2514, La Plata.
 Carlos Vera, Carlos A., Calle 17, N° 1123, La Plata.
 Contreras, Julio R., Matienzo 1305, Berazategui, F. C. R.
 Cruz Zulueta, Gonzalo G., Crisóstomo Alvarez 2191, San Miguel de Tucumán.
 Cuitino, Oscar, Cangallo 1736, 2° 13, Capital Federal.
 Chiama, Carlos A., Maipú 3, Capital Federal.
 Dangavs, Nauris, V., Alvear y Urquiza, City Bell, F. C. R.
 Del Valle, Rodolfo, Suipacha 505, Haedo, Bs. As.
 De la Barra Vázquez, Rodolfo, Calle 26, N° 1413, La Plata.
 De Martino, Iris Ada, Acevedo 1917, Bannefeld, F. C. R.
 De Ormaechea, José A., José Evaristo Uriburo 1059, 7° 43, Capital Federal.
 Dirección general de Minería, San Martín 671, San Luis.
 Di Salvo, Carlos A., San Nicolás 3648, Capital Federal.
 Donnarri, Eva Isabel, Alvear 321, Bahía Blanca.
 Dorado, Eduardo, Calle 56, N° 621, La Plata.
 Dores, Oscar, Melo 151, Partido de la Matanza, (Ba. As.).
 Fallet, Juan, Calle 38 N° 415, La Plata.
 Ferrandi, Elba Lidia, Roca 654, Bahía Blanca.
 Fernández, Adolfo, Sarmiento 2046, 1° dep. 8, Capital Federal.
 Fernández Casson, Roberto, Calle 126, N° 1380, La Plata.
 Fernández, Jorge, Mina Aguilár, Tres Cruces, Infuy.
 Franchi, Mario R., Calle 44, N° 807, La Plata.
 Gallino, Luis A., Sarmiento 178, Lomas de Zamora, F. C. R.
 Gandrup, Raúl P., Calle 3, N° 1449, La Plata.
 García, Alicia María, Chacabuco 1578, Bahía Blanca.
 García, Carlos Alberto, Chacabuco 482, Bannefeld, F. C. R.
 García, Carlos Cirio, Moreno 567, Bahía Blanca.
 García, Eduardo R., Blandengues 373, Bahía Blanca.

García, Froilan, Diag. 78, N° 444, La Plata.
 Gawron, Ricardo E., Liniers 2036, Olivos Bs. As.
 Gentili, Mario, San Martín de los Andes, Neuquén.
 Gobelian, Luis, Calle 17, N° 1506, La Plata.
 Gondar, Dolores, Calle 15, N° 329, La Plata.
 Gómez, Juan Carlos, Calle 61, N° 482, La Plata.
 Gómez, Verónica, C., Calle 5, N° 521, La Plata.
 González, Carlos R., La Piedras 1178, San Miguel de Tucumán.
 Grandi, Pedro, Calle 2, N° 519, La Plata.
 Greco, Ernesto A., O'Higgins 141, Bahía Blanca.
 Guibazú, José R., Juramento 8769, Capital Federal.
 Guzmán Moreira, Héctor, Calle 25, N° 869, La Plata.
 Guzmán Pérez, Víctor, Calle 51, N° 611, La Plata.
 Heredia, Tomás Manuel, Chiclana 1666, Bahía Blanca.
 Henninger, (no comunicó su dirección postal).
 Iglesias, Víctor, H., Senillosa 84, Dto. 8, Capital Federal.
 Jurio, Raúl L., Calle 8, N° 1328, La Plata.
 Kauffmann, Nora, Maipú 444, Gral. Roca, Río Negro.
 Koloszyk, Antonio Dionisio, Bahía Blanca 95, Lavallol F. C. R.
 Labud a, Carlos Horacio, Brown 1083, Bahía Blanca.
 Lage, Julio, Acaassuso 5723, Carapachay, Bs. As.
 Laplaca, Elida Ester, Mayor Buratovich, Bs. As.
 Lemn, Hebe Adriana, Labardén 110, 6° E, Capital Federal.
 Lizarraga, A., Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 López, Ricardo, Patrón 5869, Capital Federal.
 Lorence, Jorge, Juan Bautista Alberdi 7025, dep. 5°, Capital Federal.
 Loza, José Santiago, Mitre 1345, San Antonio de Padua (Bs. As.).
 Malán, José M., Sixto Laspiur 65, Bahía Blanca.
 Mandolesi, Angel J., Ing. Luggi 146, Bahía Blanca.
 Manera, Teresa, Brown 1463, Bahía Blanca.
 Marcos, Oscar R., Calle 7, N° 1725, La Plata.
 Marinelli, Raúl V., Calle 40, N° 676, La Plata.
 Martinet, Roberto P., Calle 2, N° 1520, dep. 4, La Plata.
 Mas, Graciela R., Córdoba 77, Bahía Blanca.
 Massabie, Armando, Industria 245, Villa Ballester.
 Mendia, José E., Martín Fierro 522, Wilde, Bs. As.
 Migliore, Carlos, Chiclana 348, Bahía Blanca.
 Mira, Abelardo E., Franco 2924, Capital Federal.
 Mollón Palacios, José M., Perú 1066, Capital Federal.
 Moreno, Juan P., Adolfo de la Vega (norte) 291, San Miguel de Tucumán.
 Moriones, Susana, Farías 726, Bahía Blanca.
 Monzo, Félix H., Calle 44, N° 258, La Plata.
 Muglia, Vicente H., Calle 12, N° 1390, La Plata.
 Nabel de Erlich, Paulina Esther, French 2727, 8° G, Capital Federal.
 Nacuchio, Horacio, P., Juan B. Alberdi 433, Capital Federal.
 Odreman Rivas, Oscar, Calle 8, N° 889, La Plata.
 Okretic, Albino, Echeverría 5792, Capital Federal.
 Ortega, Enrique, Colombia 4939, Capital Federal.
 Otronello, Rubén E., Centroamérica 1315, Barrio Rivadavia, Córdoba.
 Palamarczuk, Eduardo A., Calle 7, N° 250, El Palomar, F. C. G. S. M.
 Palmeyro, Manuel E., Agustín Alvarez 2202, Florida, Bs. As.
 Pantorrilla, Ernesto M., Congreso 850, San Miguel de Tucumán.
 Pazos, Jorge A., Villiegas 282, Cinco Saltos, Río Negro.
 Perel, Hebe, Chiclana 281, Bahía Blanca.
 Pérez, Alicia H., Caronti 710, Bahía Blanca.
 Pérez, Antonio, Alvarado 123, Bahía Blanca.
 Perce, Abel H., Aliende 381, Ramos Mejía.
 Petrelli, Salvador, Dr. Pedro J. Rivera 5772, dep. 4, Capital Federal.



Püger, Jorge Carlos, Pampa 3046, Capital Federal.
 Ponte, Héctor, L., Rivadavia 46, San Nicolás.
 Puente, Idelfonso F., Calle 1 N° 1121, La Plata.
 Quatrocochio, Mirta, Juan Molina 15, Bahía Blanca.
 Radosztá, Alberto, Gral. Urquiza 3425, Florida, Bs. As.
 Ramírez, María G., Calle 62, N° 919, La Plata.
 Rapela, Carlos W., Calle 37 N° 645, La Plata.
 Raposo, Roberto, Italia y 9 de Julio Cipulletti, Río Negro.
 Ribera S. Clay, Calle 51 N° 1290, La Plata.
 Ricci, Héctor Italo, Bolivia 571, San Miguel de Tucumán.
 Risiga, Amílcar Hugo, Agustín Alvarez 1482, Bahía Blanca.
 Ridríguez Alvarez, E., CC 312, La Plata.
 Rodríguez Saravia, F. M., Melo 2977, Capital Federal.
 Ronco, Alicia, Brasil 374 1/2, Ensenada, F. C. R.
 Rojo Rufo, Mateo, Av. Mate de Luna 2428, San Miguel de Tucumán.
 Ruiz, Dora, Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Ruiz, Emilio Hugo, Stroeder 218, Saliqueló, F. C. R.
 Rutkowski, Esteban J. D., Libertad 640, Quilmes.
 Sabelli, Néstor Martín, Pampa 2087, 5° A., Capital Federal.
 Salas, Armando A., Rivadavia 5854, Capital Federal.
 Saneristóbal, Jorge O., Calle 5 N° 26, dep. 4, La Plata.
 Sánchez Ruiz, Carlos E., Gral. Paz 1672, San Miguel de Tucumán.
 Sarasa, Margarita S. de, Bravard 303, Bahía Blanca.
 Sarudiansky, Roberto M., Esmeralda 640, Capital Federal.
 Silveira, Aníbal, Rawson 226, o C. G. 419, Comodoro Rivadavia.
 Simini, Jorge A., San Martín 454, Trenque Lauquen, F. C. R.
 Solís, Rolando J. O., Calle 121 y 43 bis, N° 175, La Plata.
 Soruco Mendoza, Carlos, Calle 49 N° 1482, La Plata.
 Taltlhanser, Tatiana, Massenet 653, Hurlingham.
 Torre, Beatriz de la, Rondeau 317, Bahía Blanca.
 Tofalo, Ofelia, Santa Fe 1563, 2°, Capital Federal.
 Tucillo, Ricardo A. Antonio, Machado 560, Capital Federal.
 Tujchneider, Ofelia Clara, Libertador 354, Punta Alta, F. C. R.
 Varela, Ricardo, Independencia 242, San Miguel de Tucumán.
 Valdez, Felipe Oscar, Av. Exodo 883, San Salvador, Jujuy.
 Vergara, Guillermo Amílcar, Condarco 1368, Capital Federal.
 Villa, Roberto, Campamento 1 de Y. P. F., Plaza Huincul, Neuquén.
 Vonesch, Teodora L., Canning 1552, Capital Federal.
 Wartenleben, Erica, Corrientes 127, Capital Federal.
 Woroszylo, María E., Casa 4, Ciudad Gral. Belgrano, Manzana 7, Sección 2ª Cincens-
 cripción 2ª Bs. As.
 Yelin, Rosa, Avda. de los Incas 4239, Capital Federal.
 Zagalsky, Ruth Sofía, 9 de Julio 174, Avelaneda Bs. As.
 Zeballos Bonet, Luis M., Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán.
 Zetti, Jorge, Calle 42, N° 822, La Plata.
 Zibecchi Roberto Omar, Soler 130 dep. 1, Bahía Blanca.

INDICE ALFABETICO DEL TOMO XXV

182	últimos veinticinco años
510	ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA. LISTA DE MIEMBROS
405	El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones
495	BRETJES, ALWIN, Sobre el « Piso Patagónico » y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral (Rep. Argentina)
5	BORRILLO, ANGEL V., El proceso geotectónico de la consolidación
275	BRACACCINI, OSVALDO I., Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina
307	BRODNIKOV, MILKA K. DE, La cobalto-pentlandita del yacimiento de Salamanca, provincia de Mendoza, República Argentina
444	COIRA, BEATRIZ L. L. Y KORUKHARSKY, MAGDALENA M. L., Geología y petrología de la Sierra Brava. Provincia de La Rioja (Rep. Argentina)
386	COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS
507	COMITÉ ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA CON EL AUSPICIO DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
509	GRONICA DE LA ASOCIACION
358	CORRIENDA
467	DEPRITS, P. J., VASSALLO, M. C. Y SCHERKMA, G. L., Arcillas en sedimentos Loosidos de Canals, Prov. de Córdoba. (Rep. Argentina)
111	DI PAOLA, ELDA C. Y MARCHEWSKI, HUMBERTO G., Relaciones litostратigraphicas entre las Formaciones Rayoso, Candeleros y Huinca, provincia de Neuquén, República Argentina
100	DR. FRANCISCO JOSE RAMON TORRES (1922-1969)
101	EMBERTON, BRIAN J. J., Nuevos estudios paleomagnéticos del Neopaleozoico (Paganzo II) de la República Argentina
347	EMBERTON, BRIAN J. J., Resultados paleomagnéticos del basalto de la base de la Formación La Colina (Paganzo Medio), La Rioja, República Argentina
430	FIDALGO, FRANCISCO Y RIGGI, JUAN CARLOS, Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos
311	FUERTES, J. G., Significado de las novedades petrológicas del basamento cristalinio de Olavarría, provincia de Buenos Aires, República Argentina
319	GALLINO, LUIS A., ver TERUGGI, MARIO E. Y ANDRÉS, RENATO R. Geología del yacimiento tipo Pórbido Cuprífero « Bajo Las Pampitas », departamento Belén, provincia de Catamarca, República Argentina
86	GROL. ELIER EVANS MORGAN
262	GONZALEZ BONORINO, FELIX, Migmatitas : bases para una nomenclatura
303	HALPERN, MARTIN Y LINARES, ENRIQUE, Edad rubidio-estronio de las rocas graníticas del basamento cristalinio del área de Olavarría, provincia de Buenos Aires, República Argentina

	VASSALTO, M. G., ver DEPERTRIS, P. J. y SCHERKMA, G. L.
87	VILLAR, LUISA MARIA, Petrogénesis del complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, Mendoza, República Argentina.....
329	VIVERS, MARTA CLAUDIA, Rocas básicas de los cerros Pastel y Particelli, provincia de Chubut, República Argentina y los fenómenos de diferenciación.....
	NOTAS BREVES :
	BOTTELLE, P., ver LOSADA, O., VILLEGAS, R. y SCHILIZZI, R.
	DI PAOLA, ELBA CRISTINA, Resultados preliminares del estudio sedimentológico del Grupo Paganzo, en el área tipo Paganzo-Amana, provincia de La Rioja...
383	GARCÍA, HÉCTOR H., Calizas cristalinas en la Puna Austral.....
384	LOSADA, O., VILLEGAS, R. y BOTTELLE, P., Hallazgo de minerales de tungsteno en el Bajo del Gualicho, Río Negro, Rep. Argentina.....
502	SCHILIZZI, R., ver LOSADA, O., VILLEGAS, R. y BOTTELLE, P.
	VILLEGAS, C., ver LOSADA, O., SCHILIZZI, R. y BOTTELLE, P.

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

ESTE NUMERO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 18 DE DICIEMBRE DE 1970
EN LA IMPRENTA CONTI, S.A. C. I. F. I., PERU 684
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente*: DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente*: DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Secretario*: DR. ROBERTO CAMINOS; *Tesorero*: DR. J. C. FERNÁNDEZ LIMA; *Vocales*: DR. HORACIO H. CAMACHO, BERNABÉ J. QUARTINO, ENRIQUE LINARES; *Vocales Suplentes*: DR. JUVENAL ZAMBRANO, LIC. HÉCTOR J. PÉNDOLA, DR. JORGE SCALABRINI ORTIZ.

DIRECTOR DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI.

COMISION DE LA REVISTA: La integran todos los miembros de la C. D. y aun puede recurrirse a consocios por especialidad.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

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

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

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

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

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

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

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

MAIPU 645, Piso 1º, Buenos Aires (Rep. Argentina)

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos. — C. D.

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTÍFICAS ARGENTINAS

Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRILLO, 1966, 638 págs., con aproximadamente 4500 citas comentadas.

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico. Componen el trabajo más de 4500 citas de autor con sumaria explicación del contenido Bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini	CAMBRIICO por Dr. A. V. Borrello
ORDOVIGICO por Dr. J. C. M. Turner	SILURICO por Dra. H. A. Castellano
DEVONICO por Dr. G. Furgue	CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos
PERMICO por Geól. R. D. Pernas	TRIASICO por Dr. J. A. Cuenda
	JURASICO por Geól. O. C. Schauer
	CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferraris
	TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y C. I. C. de Ferraris
	CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)

B U E N O S A I R E S

T. E. 31 - 4368

Dirección Posta

Casilla de Correo 5047

Toda 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.