

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 50 N° 1-4 1995



50 1-4

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

1-304

30 Noviembre 1995

ISSN

0004-4822

Buenos Aires
Argentina

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA
(1993-1995)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. Vicente Méndez.
Secretaria: Dra. Paulina Nabel.
Tesorero: Lic. Norma E. Pezzutti.
Vocales titulares: Dra. Susana Damborenea.
Dr. Sergio Matheos.
Dr. Haroldo Vizán.

Vocales suplentes: Dra. Milka K. de Brodtkorb.
Dr. Belarmino Antelo Pérez.
Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.
Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.
Dr. Alberto C. Riccardi
Dr. Haroldo Vizán.

COMITE EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix González Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo Llambías, Dr. Norberto Malumián, Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti.

Delegados en el interior

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Facultad de Tecnología, Universidad Nacional de Catamarca, Maximino Victoria 55, 4700 Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Raúl Giacosa, Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia, 9000 Comodoro Rivadavia.
Córdoba: Dra. Zarela Herrera, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CECOAL, C.C. 291, 3400 Corrientes.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, Av. Bolivia 1313, 4600 S.S. Jujuy.
La Plata: Lic. A. Benialgo, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata.
Mar del Plata: Lic. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Funes 3350, C.C. 722, 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Dra. Matilde Beresi, CRICYT, C.C. 131, 5000 Mendoza, Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.
Neuquén: Lic. Nérida Casali, Lab. Suelos y Hormigones, Fac. Ingeniería, U.N. Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén.
Plaza Huincul: Lic. M.A. Rebasa, Campamento 1 YPF, 8319 Plaza Huincul, Neuquén.
Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT, Boulevard Brown 3500, 9120 Puerto Madryn, Chubut.
Río Cuarto: Lic. A.M. Esparza de Suralonga, Ciudad Universitaria, Ruta 8 Km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto, Córdoba.
Río Gallegos: Lic. Pedro Tiberi, Manchuria 50, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional del Litoral, Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe.
Salta: Dra. R. A. Marquillas, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta.
San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, Apartado 47, 8400 San Carlos de Bariloche, Río Negro.
San Juan: Dra. Lucía Ruzycski de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan, Cereceto y Meglioli, Rivadavia, 5400 San Juan.
San Luis: Dra. Graciela Sosa, Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, San Martín 895, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, C.C. 495, 3000 Santa Fe.

Santa Rosa: Lic. Silvio Casadío, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Tucumán: Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC, C.C. 92, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.
Zapala: Lic. J.C. Danieli, Dirección Provincial de Minería, C.C. 101, 8340 Zapala, Neuquén.

Delegados Institucionales en Buenos Aires

Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180, 1001 Buenos Aires.
CIRGE: Dr. Juan P. Spikermann, Juan Ramírez de Velazco 839, 1414 Buenos Aires.
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Av. Libertador 8250, 1429 Buenos Aires.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Claudio Trinca, San Martín 871, 1004 Buenos Aires.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Lic. Alberto Caselli, Departamento de Geología, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.
INGEIS: Dra. Claudia Armella, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. P. Nabel, Av. Ángel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.
Petrolera San Jorge: Dr. Carlos Gulisano, Tte. Gral. Perón 925, piso 7, 1038 Buenos Aires.
Secretaría de Minería: Lic. Eva Donnari, Julio A. Roca 651, piso 10, 1067 Buenos Aires.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto Violante, Av. Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires.
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini, Diagonal Norte 777, piso 10, 1035 Buenos Aires.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geologia, Univ. Federal do Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.
Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

TOMO 50

**Buenos Aires
1995**

This One



E8BW-UOW-Z7PU

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA
(1993-1995)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. Vicente Méndez.
Secretaria: Dra. Paulina Nabel.
Tesorero: Lic. Norma E. Pezzutti.
Vocales titulares: Dra. Susana Damborenea.
Dr. Sergio D. Matheos.
Dr. Haroldo Vizán.

Vocales suplentes: Dra. Milka K. de Brodtkorb.
Dr. Belarmino Antelo Pérez.
Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.
Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.
Dr. Alberto C. Riccardi.
Dr. Haroldo Vizán.

COMITE EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix González Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo Llambías, Dr. Norberto Malumián, Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti.

Los trabajos publicados en la Revista de la Asociación Geológica Argentina son citados en:
Bibliography and Index of Geology, Georef Thesaurus and Guide to Indexing, Geo Abstracts,
Mineralogical Abstracts y Zoological Record.

© Asociación Geológica Argentina

Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US\$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy licence by CCC, a separate system of payment has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/95 \$00.00+\$00.50.

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina
deberá ser dirigida a:
Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina

Asociación Geológica Argentina

1945 - 1995

Hace 50 años, el 30 de junio de 1945, por decisión de siete precursores, los doctores Osvaldo Bracaccini, Félix González Bonorino, Horacio Harrington, Armando Leanza, Cristian Petersen, Carlos Storni, y el Ing. Victorio Angelelli, se redactaba y aprobaba el acta fundacional de la ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA, cuyo Estatuto y Reglamento de Publicaciones, redactados por los doctores Storni y Leanza, sería aprobado pocos días después.

La revista comenzaría a salir ese mismo año y en poco tiempo sería ampliamente conocida, dentro y fuera del país. Cinco años más tarde la asociación contaría ya con más de 300 socios, incluyendo entre ellos a la totalidad de quienes en los últimos 50 años contribuyeron al avance del conocimiento geológico argentino.

Visto a la distancia, el momento elegido para fundar esta asociación podría parecer poco propicio. En circunstancias en las que en el país y el mundo se producían grandes transformaciones, cuyo futuro era difícil visualizar, un grupo de entusiastas creaba de la nada una sociedad destinada a nuclear a los miembros de una profesión numéricamente poco representativa.

Pero los fundadores no se equivocaron. Pues es precisamente en el terreno de los cambios y modificaciones sociales importantes donde casi siempre nacen empresas y proyectos cuyo destino estará signado por la visión y la fuerza de quienes los concibieron.

El crecimiento y avance de la asociación y de nuestra profesión respondió, a lo largo de cinco décadas, a las expectativas de aquellos siete entusiastas.

Sin embargo, al cumplirse medio siglo de vida de esta asociación, y en una época que también parece estar signada por grandes cambios, tal vez sea oportuno comenzar a repensar objetivos y caminos. Con el mismo entusiasmo y la misma fe en el porvenir que tuvieron nuestros fundadores.

Tal vez ese sea el mejor homenaje a la fe y a la visión de quienes participaron y ayudaron al nacimiento y crecimiento de esta institución, en la esperanza de que la misma fe y visión nos permita afrontar con éxito los años venideros.

QUINCAGESIMO ANIVERSARIO DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

ACTOS OFICIALES

El 30 de junio de 1995 a las 17:00 horas en la Casa del Geólogo, Maipú 645, 1er piso, con la presencia de autoridades y representantes de diferentes instituciones, miembros de la Asociación, colegas, familiares y amigos, dio comienzo el programa de actos con el que se festejó el Quincuagésimo Aniversario de la Asociación Geológica Argentina. Tras unas breves palabras del Presidente de la Asociación, Dr. A.C. Riccardi, se desarrolló una Mesa Redonda sobre el tema "Geología: presente y futuro", con la participación de los Doctores Pedro Lesta, Wilfredo Lyons y Alberto Riccardi. A continuación el Dr. Marcelo Yrigoyen expuso sobre "Los Grandes Maestros de la Geología Argentina". Posteriormente los Dres. P.N. Stipanovic y M. Yrigoyen descubrieron una placa de Homenaje a los Grandes Maestros de la Geología y los Presidentes de la Asociaciones Geológica y Paleontológica y del Consejo Superior Profesional de Geología, Dres. A. Riccardi, H. Leanza y R. Moreno hicieron lo propio con una placa de homenaje a los Impulsores y Fundadores de la Casa del Geólogo. Tras un intervalo los Dres. H.H. Camacho y P.N. Stipanovic presentaron una reseña sobre la historia de la Asociación Geológica Argentina y la compra de la Casa del Geólogo. Seguidamente se hizo entrega de los Premios "50 Aniversario de la AGA". Los Dres. S. Archangelsky y R. Caminos lo hicieron con las Menciones a los Dres. M.K. de Brodtkorb y a J.A. Saadi por sus presentaciones de material gráfico mural, y el Dr. P.N. Stipanovic lo hizo con el Premio al Dr. M.F. Schiuma, por la Tesis Doctoral 1994, sobre el tema "Intrusivos del valle del río Grande, Provincia de Mendoza. Su importancia como productores de hidrocarburos". Posteriormente los Presidentes de la Asociación Paleontológica Argentina y del Consejo Superior Profesional de Geología, pronunciaron unas palabras e hicieron entrega de plaquetas recordatorias al Presidente de la Asociación Geológica Argentina. Como culminación del acto dos Presidentes de la Asociación Geológica, el más antiguo de los vivientes y el actual, Dres. H.H. Camacho y A.C. Riccardi, en representación de todos los miembros de la Asociación, procedieron a descubrir una Placa de Homenaje a los Fundadores de la Asociación Geológica Argentina. Finalmente el Presidente de la Asociación hizo entrega, en ausencia, de un

plato de homenaje al único miembro fundador viviente, el Dr. Félix González Bonorino. Como cierre del acto se realizó un brindis. Posteriormente tuvo lugar una cena en los salones de la Asociación de Magistrados de la Capital Federal.

Los festejos del Quincuagésimo Aniversario de la Asociación, contaron con la adhesión explícita de muchos delegados y miembros honorarios, correspondientes y activos. Se recibieron también notas y telegramas de autoridades de diversas instituciones y empresas: Secretario de Minería, Dr. A.E. Maza; Rectores de las Universidades Nacionales de Río Cuarto (Prof. A. Cantero Gutiérrez), de Salta (Cdor. N.R. Gallo), del Sur (Dr. R.R. Gutiérrez); Presidente de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Dr. M. Mariscotti; Director de la Fundación Miguel Lillo, Dr. J.A. Haedo; Presidente del INTA, Ing. M. Ferre; Decano de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Plata, Dr. M. Caballé; Director del Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata, Dr. M. Iñiguez; Presidente de la Cámara Argentina de Empresarios Mineros, Ing. J.A. Fillol Casas; Presidente del Foro Bonaerense de Ciencia, Tecnología y Producción, Dr. A. Sofía; Presidente de Ingeoma S.A., Dr. R. Auriemma.

El Presidente de la Nación, Dr. Carlos S. Menem, hizo llegar el siguiente telegrama: "El Señor Presidente de la Nación agradece muy especialmente la atenta invitación para asistir a los actos con motivo del 50° Aniversario de la fundación de la Asociación Geológica Argentina. Lamentablemente no podrá estar presente en esta oportunidad, no obstante, hace llegar sus más sinceras felicitaciones por cumplirse un nuevo aniversario, al tiempo que hace llegar sus cordiales y afectuosos saludos a todos los presentes".

La Honorable Cámara de Diputados de la Nación, a propuesta del diputado Dr. Florencio G. Aceñolaza aprobó la siguiente declaración: "La Honorable Cámara de Diputados de la Nación DECLARA Su homenaje a la Asociación Geológica Argentina con motivo del 50 Aniversario de su creación y expresa su reconocimiento a la fecunda tarea de difusión de la temática de dicha especialidad en beneficio del crecimiento del país".

MESA REDONDA

GEOLOGÍA: PRESENTE Y FUTURO

Yacimientos minerales y minería

Wilfredo A. LYONS

El desarrollo de la geología en la Argentina se ha caracterizado por estar desequilibrado en lo que se refiere a los campos de aplicación que le son propios.

La industria minera nacional es prácticamente inexistente pues su peso sobre la economía del país es irrelevante como lo demuestra la inserción de la misma en un sólo 0,7 % del producto bruto interno argentino. Aun cuando, aparentemente, la industria minera tiene peso en la economía de país, ello es desmentido por la dependencia argentina total en productos minerales importados. Sólo dos metales satisfacen la industria nacional, el plomo y el zinc, producidos por un único yacimiento, El Aguilar, en Jujuy. La Argentina está ausente en el campo de las exportaciones minerales.

Estas consideraciones son hechas a propósito de la influencia ejercida por esta débil industria minera en el campo profesional de la geología. Al no haber una industria vigorosa, como lo es el petróleo por ejemplo, mal puede emplear o usar las virtudes o *metier* geológico de una actividad profesional orientada en una de sus especialidades al específico campo del aprovechamiento de las sustancias minerales.

Geólogos orientados al estudio de yacimientos minerales o desarrollo minero han sido los menos, pues las oportunidades de aplicar los conocimientos geológicos en desentrañar los diversos aspectos de un yacimiento no estaban dados. Llenos están los anaqueles de numerosas reparticiones oficiales, de informes de yacimientos, o de afloramientos mineralizados, que fueran caminados por numerosos y ávidos geólogos que daban lo mejor que tenían, pero a los que no les estaba permitido ni comprobar sus ideas ni, menos aún, conocer dichas acumulaciones minerales en su tercera dimensión. Toda la actividad geológico-minera se centraba en redactar escritos pero sin concretar el desentrañar su estructura o su valor económico. Un paso más avanzado de la frustración del geólogo argentino fueron los diversos megaplanes de prospección que no llegaron más allá de coleccionar informes sobre los ya vistos yacimientos.

Muchos geólogos optaron por buscar nuevos horizontes en otros países donde pudieron, muchos de ellos, demostrar sus capacidades o superar las limitaciones impuestas en su propio país. Se puede decir sin temor al equívoco que toda la historia geológico-minera argentina se desarrolló en este limitado ambiente, no dado por los geólogos, pero sí por las filosofías políticas restrictivas dominantes.

A principios del decenio de 1991 se operó un cambio en la antedicha filosofía política restrictiva argentina con una franca apertura al campo internacional de las inversiones mineras extranjeras. Este cambio se operó mediante la expresión de rechazo a viejas estructuras e ideologías estatistas con limitadas posibilidades y am-

biguas planificaciones que se debatían en una generalizada insolvencia sin promisorios horizontes.

El gran culpable de este estancamiento fue sindicado, en diversas oportunidades, al venerable Código de Minería que, al cambiar las filosofías políticas, demostró que es tan ágil y útil como el mejor. Salvo algunos afeites modernizantes y menores el Código de Minería sigue en pie.

A partir de 1991 se operó una implosión empresaria e inversora sobre lo que internacionalmente se considera la última frontera desconocida en minería. La llegada de más de un centenar de compañías internacionales, pequeñas, medianas y grandes, dio lugar a una frenética actividad prospectiva mediante la ayuda de numerosos geólogos vernáculos que se hicieron presentes desde La Quiaca, en Jujuy, hasta Ushuaia, en Tierra del Fuego tras el sueño de encontrar yacimientos minerales susceptibles de ser explorados. Los prospectos promisorios se encontraron y también los geólogos encontraron que su profesión tenía una razón de ser y una ocupación apasionante y útil.

Todas las provincias alineadas a lo largo de la cordillera de los Andes supieron entonces las posibilidades que encerraban. Los geólogos también. Las empresas que se acreditaron en el país necesitaron de ayuda local en todos los niveles, ayuda que fue provista básicamente por geólogos, sin hablar de otras actividades de apoyo. El raro fenómeno de una escasez de profesionales geólogos se hizo patente, hecho que se puso en evidencia por el hecho de que las compañías contratan en las universidades a estudiantes de geología del último curso para contar con sus servicios al finalizar éstos sus estudios. Se dio así el raro fenómeno de que los geólogos no sufrían las consecuencias del desempleo ya que estaban ubicados antes de que trabajosamente pudieran tener trabajo. Geólogos hay que ofrecen servicios en todo género de actividades relacionadas con la actividad minera, sin haber tenido experiencia previa pero que se desempeñan diligentemente.

Esta breve relación conduce a indicar que el futuro de la geología en la Argentina es promisorio, pues, la apertura política a la inversión minera está dada, esperándose que la misma sea de largo alcance y conduzca a una real producción minera. Varios ejemplos hay de proyectos en avanzado estado de desarrollo que a corto término estarán mostrando que nuestros recursos minerales son reales y al alcance de la mano si las condiciones políticas son las adecuadas.

La geología es una profesión a veces dura, pero ello no implica que en las condiciones de nuestro país ellas sean un impedimento para hacer una gratificante carrera en el aprovechamiento de nuestros recursos minerales. El futuro de la geología en la Argentina es francamente promisorio.

El marco geológico argentino en la exploración de hidrocarburos, con especial referencia al gas

Pedro LESTA

Los hidrocarburos constituyen en la actualidad el 80 % de la oferta de energía del país. A excepción de un volumen de 6 millones de m³/día, importados de Bolivia, la totalidad proviene de producción nacional.

Esta producción fue, en 1994, 38.678.000 de m³ de petróleo y 27.464.000.000 de m³ de gas. Las reservas comprobadas actuales son de 353.889.000 de m³ de petróleo y 526.218 millones de m³ de gas, lo que significan aproximadamente 9 años de abastecimiento de petróleo al consumo actual y unos 20 años para el gas. (Fig. 1)

| Contribución a la oferta de energía: aprox. 80% | |
|--|--------------------------------|
| Producción anual 1994 | |
| Gas | 27.464.000.000 m ³ |
| Petróleo | 38.678.000 m ³ |
| Reservas comprobadas actuales | |
| Gas | 526.218.000.000 m ³ |
| Petróleo | 353.889.000 m ³ |
| Relación reservas/consumo anual | |
| Gas | 20 años aprox. |
| Petróleo | 9 años aprox. |

Figura 1: Hidrocarburos (Origen: Secretaría de Energía-Anuarios)

La contribución relativa del gas y del petróleo en la oferta de energía actual es aproximadamente del 40 % para el petróleo y el 40% para el gas. Argentina es, en el orden mundial, uno de los países donde el aprovechamiento del gas como fuente de energía, es más intenso.

Ahora, analicemos comparativamente las diferencias que, desde muchos puntos de vista, (exploración, producción, distribución) existen entre el petróleo y el gas.

Primero, el gas permite un margen mayor para la exploración, porque la denominada "ventana del petróleo" referida al rango de condiciones en las que este fluido se puede formar, es considerablemente menos amplia que la "ventana del gas".

Segundo, las porosidades y permeabilidades requeridas para producir ambos fluidos son menores en el gas que en el petróleo. Ambos factores llevan a que se puede explorar por gas a mayor profundidad que por petróleo. Por otra parte, obviamente, la exploración profunda también da información de niveles más someros, aptos para alojar petróleo.

Tercero, la producción de un yacimiento de petróleo se puede incrementar mejorando el factor de recuperación, estimado aproximadamente en el 20% hasta más del 30%, con métodos de recuperación asistida, lo que en cierta forma atenúa la dependencia inmediata del éxito de exploración. En el caso del gas, en cambio, no hay posibilidad de recuperación asistida, por lo cual el incremento de reservas depende exclusivamente de la exploración.

Cuarto, el petróleo es una "commodity", es decir, por su facilidad de transporte, hay un comercio mundial a precio internacional, y se puede, llegado el caso, importar. En cambio el gas, cuyo principal medio de transporte es el gasoducto, tiene un valor más local y se necesita mucho más tiempo para planificar su distribución.

Como conclusión de lo anterior se puede deducir que si no se llegara a descubrir más petróleo, se puede seguir obteniendo hasta cierto límite perfeccionando la recuperación de los antiguos yacimientos y en el peor de los casos importarlo. En cambio el gas, si se agotara, no podría ser substituido por gas importado, ya que Argentina está rodeada de países pobres en gas y no es posible pensar en gasoductos desde Venezuela o Colombia. El caso de la importación de gas en forma de metano licuado podría resultar muy costosa.

Todo esto me lleva a considerar que es mucho más importante analizar la situación del país con respecto al gas que con respecto al petróleo, máxime si Argentina quiere y yo creo que puede, ser un país exportador de gas en la región.

Para facilitar la presentación del tema, utilizaremos como medida de volumen el TCF, o trillón de *cubic feet* como se aplica en países de habla inglesa. 1 TCF equivale aproximadamente a 28 mil millones de m³ de gas, volumen que por casualidad es aproximadamente lo que produce Argentina en un año (Fig. 2).

TCF es trillion (uso EE.UU.) de pies cúbicos de gas, es decir: 1 TCF: 1.000.000.000.000 cu/ft.

1 TCF corresponde aproximadamente a 28.000.000.000 m³, que es aproximadamente la producción anual de Argentina

Figura 2: Relación TCF/m³

Si observamos el cuadro de Marcelo Yrigoyen en su presentación en el Bureau of Economic Geology de la Texas University: Natural Gas Resources in Argentina (1994) se ve que las reservas probadas, probables y posibles se pueden estimar para el total del país en unos 50 TCF (Fig. 3). En general, coincido ampliamente con este cuadro, exceptuando en la parte referida a Cuenca Austral, donde, por comprobaciones posteriores a la fecha en que Yrigoyen lo confeccionó podemos decir que las reservas probadas y probables llegan fácilmente a los 10 TCF y las posibles, en mi propia estimación, a unos 6 TCF.

Veamos ahora qué se puede esperar como incremento del consumo en Argentina y los dos países con mayores requerimientos de energía del Cono Sud: Brasil y Chile. Estas figuras provienen de una conferencia dada por Alejandro Bulgheroni en el "Latinamerican Gas Round Table" (Bariloche, Abril de 1995).

Para los próximos 15 años, la demanda global de energía en Argentina, Brasil y Chile se estima que tendrá, comparada con la de 1990, las características mostradas en la Fig. 4 mientras que la proyección de la demanda estimada de gas se muestra en la Fig. 5.

Estas figuras, trasladadas a TCF, significan que Ar-

| Cuenca | Comprobada (1) | | | Probable (2) | | | Posible (3) | | | Total Cuenca (1)+(2)+(3) | | | Potencial Exploratorio | |
|-------------------|-------------------|--------------|-----------|-----------------|--------------|------------|----------------|--------------|-----------|-----------------------------|--------------|-----------|---------------------------|-----|
| | Bm3 | (%) | Tp3 | Bm3 | (%) | Tp3 | Bm3 | (%) | Tp3 | Bm3 | (%) | Tp3 | Bm3 | Tp3 |
| Noroeste | 127.4 | (24) | 4.5 | 14 | (9) | 0.5 | 286 | (41) | 10.1 | 427 | (31) | 15.6 | 283 | 10 |
| Cuyo | 1.1 | -- | 0.04 | -- | -- | -- | -- | -- | -- | 2 | -- | 0.07 | -- | -- |
| Neuquén | 323 | (60) | 11.4 | 42 | (27) | 1.5 | 232 | (33) | 8.2 | 597 | (43) | 21 | 396 | 14 |
| Austral | 68 | (13) | 2.4 | 85 | (55) | 3 | 159 | (22) | 5.6 | 309 | (22) | 11 | -- | -- |
| Total País | 533.5 | (100) | 19 | 155 | (100) | 5.5 | 707 | (100) | 25 | 1,395 | (100) | 50 | | |

Nuevas Cuencas Potenciales: Colorado, San Julián, Asfalto, Bolsones, etc)

Figura 3: Reservas de gas natural en Argentina

Marcelo Irigoyen - Dic. 1994 - BIP - 11

gentina en los próximos 15 años necesitará algo más de 18 TCF, lo cual sumado a los consumos estimados de Brasil y Chile hace un total de unos 30 TCF (Fig. 6), bastante por debajo de los 50 TCF mencionados por Marcelo Yrigoyen o las 53 de mi propia estimación. Es cierto que de éstos, 25 TCF pertenecen a reservas posibles, por lo que deben ser confirmados por exploración, pero esta no es, evidentemente, una tarea de alto riesgo.

Considero que en los próximos 5 años veremos importantes acontecimientos en el aprovechamiento del gas: el incremento de la exploración, la construcción de un gasoducto paralelo desde Tierra del Fuego a Buenos Aires, donde hay suficientes reservas probadas como para ayudar a disminuir las exigencias de descubrimientos inmediatos que tiene la cuenca Neuquina y finalmente, la construcción de gasoductos internacionales.

Queda flotando, sin embargo, la pregunta ¿qué pasará después del año 2009? y aquí entramos en uno de los temas más difíciles que puede afrontar la exploración de hidrocarburos, la cuantificación de los recursos, es decir, estimar el volumen de hidrocarburos que se puede descubrir en cuencas que no tienen información geológica suficiente.

Se ha escrito mucho sobre el tema, generándose diversos tipos de fórmulas para pronosticar algo que por definición, se conoce muy poco, por lo que personalmente me resulta muy difícil asignarles utilidad. Confío más, en cambio, en uno de los métodos sugeridos, el denominado "delphi" según el cual un conjunto de geólogos experimentados y con profundos conocimientos sobre el país a estudiar, pueden llegar a conclusiones razonables.

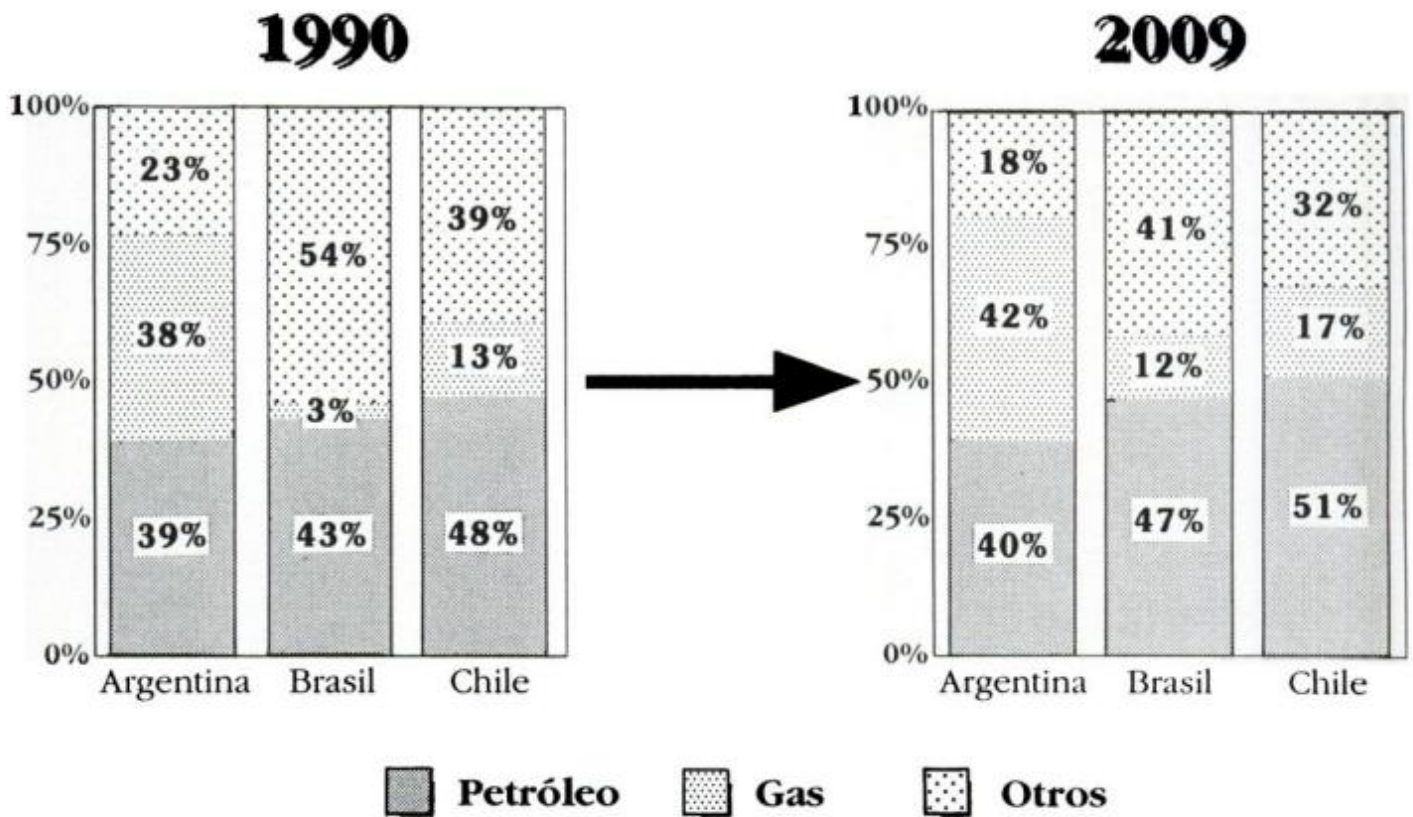


Figura 4: Cono sur de América Latina. Demanda global de energía (A. Bulgheroni 1995, Latin American Gas Round Table)

En este caso, creo que la primera conclusión razonable a que se puede llegar es que el nuestro es un país subexplorado.

Por mi parte, considero que en Argentina queda mucho gas por descubrir, tal vez tanto o más que el que se ha descubierto hasta el momento. Baso mi creencia en que queda mucho por investigar en las cuencas conocidas y más en las desconocidas. En las primeras, es indudable que falta la exploración profunda y en algunos casos la horizontal.

En las segundas, nuestros conocimientos son preliminares y la nueva investigación puede revelar rasgos geológicos insospechados. Aún a riesgo de parecer pedante, permítaseme recordar una frase de Shakespeare en Hamlet "hay más cosas en el cielo y en la tierra, Horacio, que las que puede soñar nuestra filosofía" y que me parece se puede aplicar con justeza a la exploración "frontier".

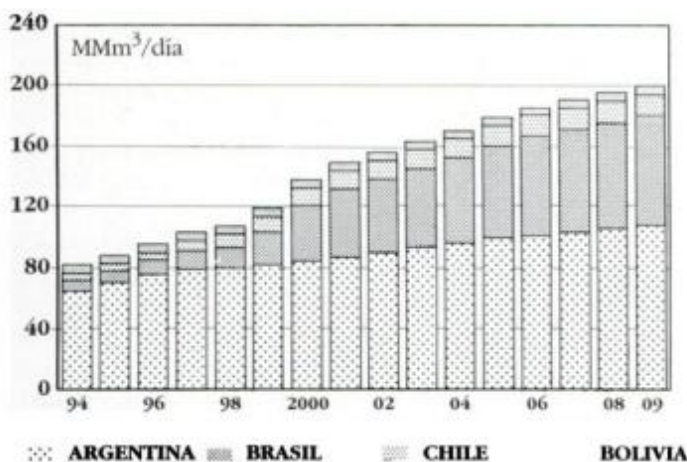
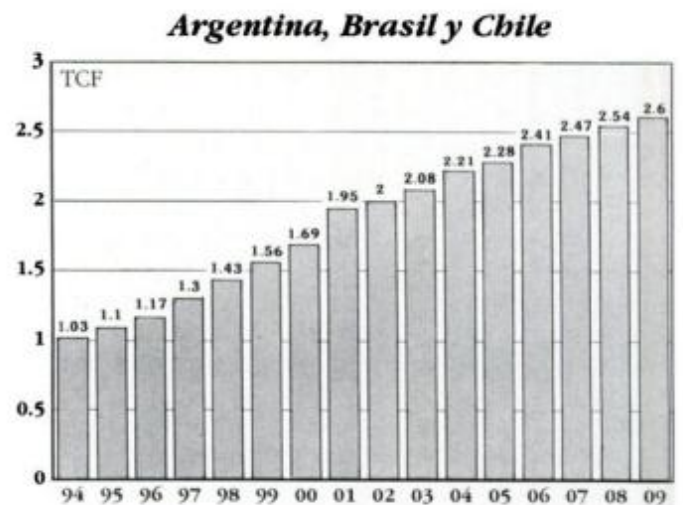


Figura 5: Cono sur de América Latina. Proyección demanda de gas (A. Bulgheroni 1995, Latin American Gas Round Table)



Consumo Total (1994-2009): 29,82 TCF

Figura 6: Proyección de la demanda de gas (TCF)

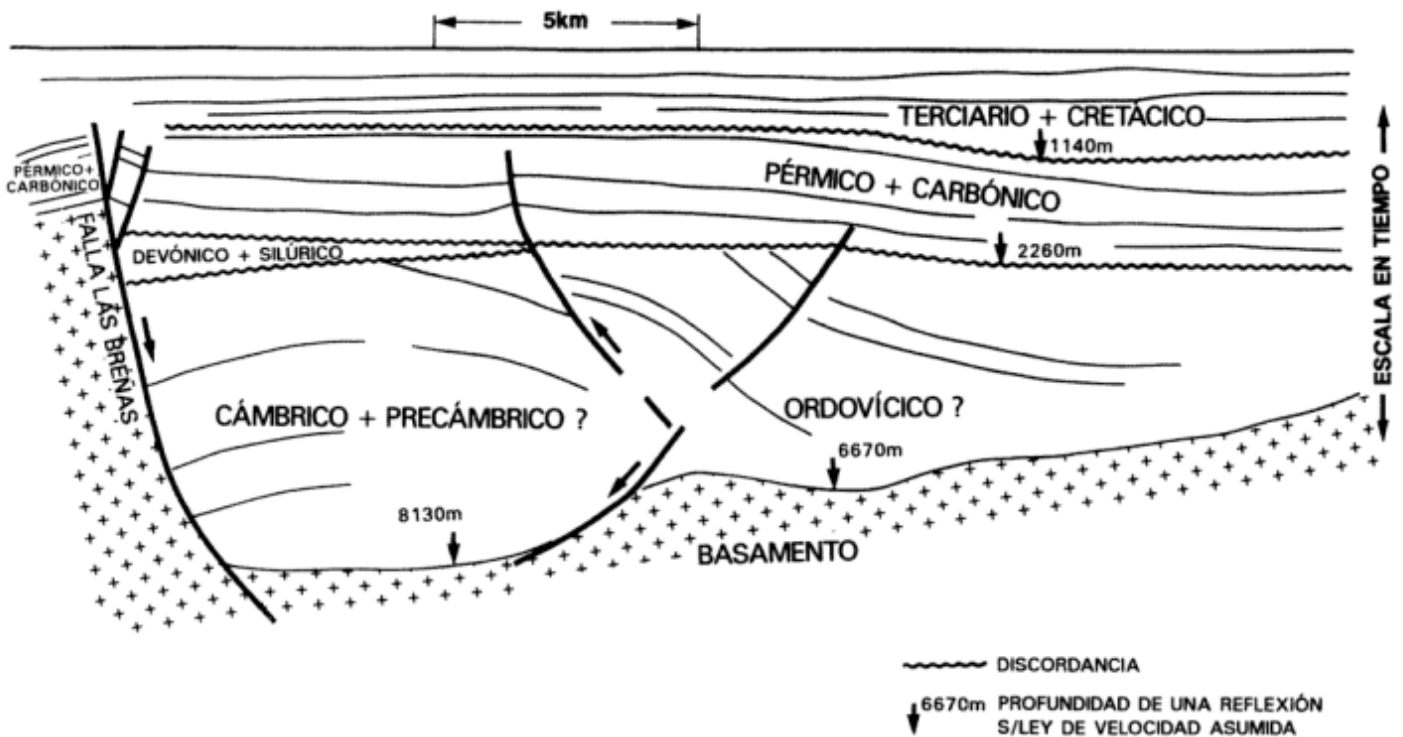


Figura 7: Rift "Las Breñas", esquema basado en una línea sísmica.

Doy dos ejemplos: en plena cuenca Chacoparanense hay un profundo rift, estrecho y alargado, con más de 6000 m de espesor sedimentario, cuya sección inferior sólo puede ser cámbrica o precámbrica (Fig. 7). Otro, también en plena cuenca Chacoparanense hay una faja de anticlinas falladas, fuertemente plegadas, de rumbo E-O, en sedimentos del Paleozoico (devónicos a pérmicos) con una disposición tipo "horse tail" que debe haberse conformado entre el fin del Pérmico y la base del Cretácico (Fig.8).

Ambos rasgos eran imposibles de prever si uno aplicaba los viejos conocimientos, obtenidos de trabajos sísmicos antiguos y escasos pozos, de la cuenca Chacoparanense.

Entonces ¿cuántas situaciones, aptas para la exploración de hidrocarburos, pueden presentarse en las cuen-

cas mal conocidas, o desconocidas, del país? ¿Qué pasa en profundidad?, ¿qué puede presentarse en la plataforma continental?

Creo que falta mucho para hacer en la exploración de Argentina, en especial, la llamada "frontier exploration" de muy alto riesgo. Algunas empresas ya lo están haciendo, por lo cual hay que felicitar a sus exploracionistas y ejecutivos. Pienso que en la medida que la explotación de gas sea un buen negocio, otras más lo van a hacer.

Pero la base de todo está en el pensamiento geológico. El petróleo está en la mente de los hombres, dijo un gran explorador y efectivamente, siempre detrás de los hallazgos hay una mente creadora, audaz, imaginativa, que logra interpretar las claves sutiles que nos da la geología.

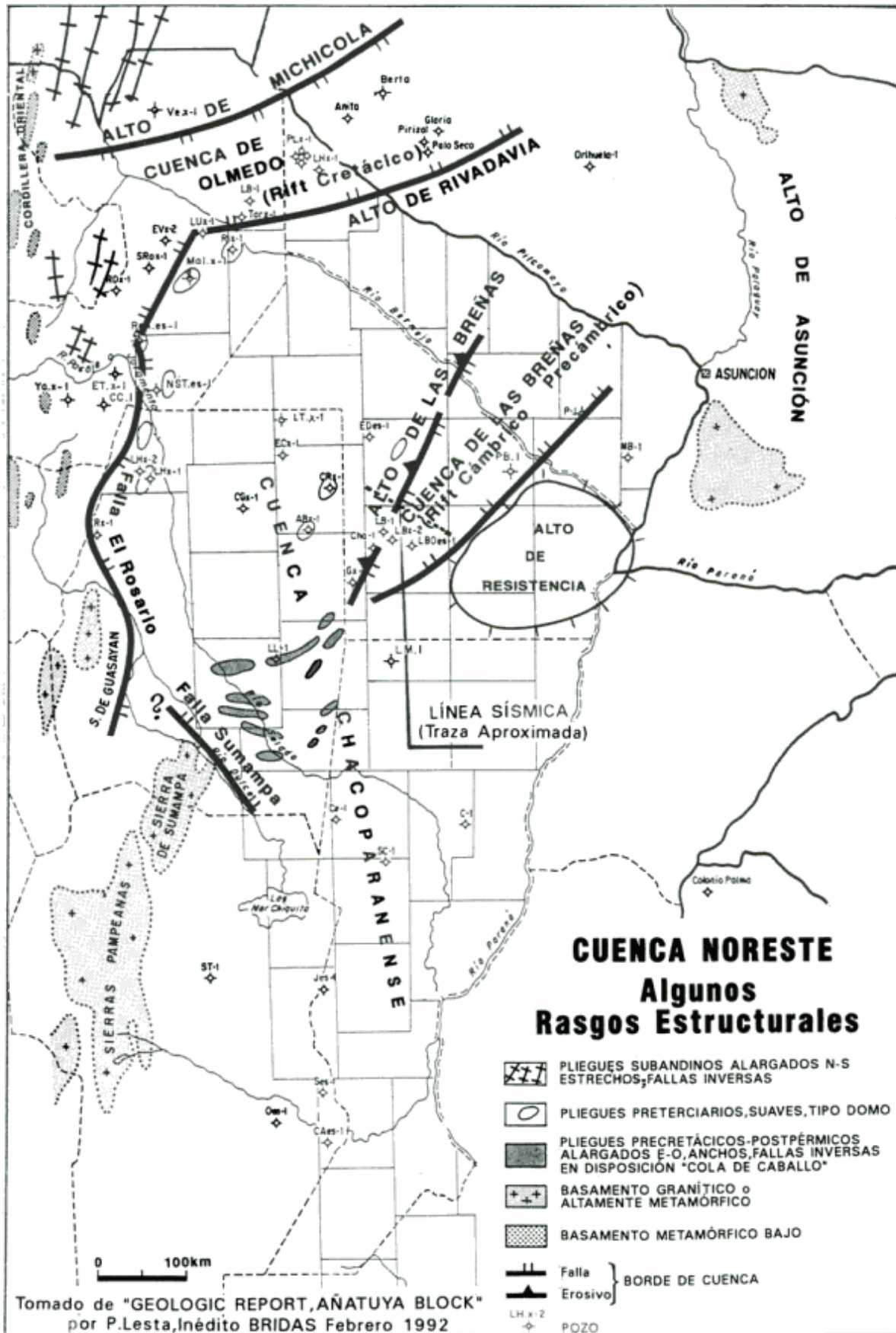


Figura 8: Cuenca noreste, algunos rasgos estructurales

La actividad geológica en la Argentina

A.C. RICCARDI

Al cumplir 50 años la Asociación Geológica Argentina resulta oportuno y necesario que nos detengamos a efectuar un balance de la actividad geológica en el país.

Cuando esta Asociación nació promediaba el Siglo XX y el futuro de la Geología, a nivel mundial, se veía promisorio. Era necesario proveer a la población mundial en crecimiento, luego de una guerra devastadora, de los recursos naturales necesarios para el logro de su bienestar general.

En nuestro país una generación de geólogos nativos en expansión reemplazaba a los pioneros que venidos de otros países habían establecido en las primeras décadas del siglo las bases sobre las que se desarrollaría la geología nacional.

En las dos décadas siguientes las actividades geológicas alcanzaron una expansión notoria, fundamentalmente fomentadas por organismos estatales, tales como la Dirección Nacional de Geología y Minería y sus derivados posteriores, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Yacimientos Carboníferos Fiscales y la Comisión Nacional de Energía Atómica. Los requerimientos planteados llevaron a su vez a un notable crecimiento de inscriptos en las tradicionales escuelas geológicas de Buenos Aires, La Plata, Córdoba y Bahía Blanca y también en otras más nuevas creadas a lo largo del país, desde Comodoro Rivadavia hasta Salta. Posteriormente la creación del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de organismos provinciales similares, tales como la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, posibilitaron el incremento y diversificación de la investigación básica en prácticamente todos los campos de las Ciencias de la Tierra.

De esta manera, la actividad geológica se orientó fundamentalmente, a través de instituciones estatales, hacia la investigación básica y la exploración en búsqueda de recursos naturales.

Paralelamente, la incapacidad de justificar la significación de largo alcance del mapeo geológico, la tendencia al énfasis académico de sus investigaciones y el erróneo intento de fundamentar su existencia en un elusivo rédito económico basado en la obtención de recursos minerales dentro de un contexto inapropiado, llevó a la virtual extinción a lo que había quedado de la vieja Dirección Nacional de Geología y Minería. Como consecuencia muchas de las tareas que usualmente cumple un Servicio Geológico pasaron a ser desarrolladas en forma independiente y repetitiva por numerosas instituciones y empresas oficiales y privadas.

Como resultante de estas tendencias la actividad geológica nacional se volvió cada vez más atomizada y

especializada, por un lado en aspectos relacionados con la búsqueda de recursos energéticos y por otro con temáticas determinadas por la tradición o la coyuntura imperantes en la enseñanza universitaria o, en menor medida, por la inclinación natural de las personas.

La misma diversificación de especialidades y multiplicación de esfuerzos se fue desarrollando en la enseñanza universitaria, donde la especialización se fue trasladando a niveles cada vez más tempranos de extensos planes de estudio de grado. Al tiempo que el diseño de éstos y de los posgrados fue repetido en forma casi idéntica en casi todas las universidades del país.

Mientras tanto la sociedad humana, a nivel internacional y nacional, ha experimentado cambios profundos que se vinculan básicamente al crecimiento y modo de vida de la población.

El incremento y aglomeración poblacional han planteado problemas de distinto tipo, muchos de los cuales son de incumbencia de las Ciencias de la Tierra. Evidencias concretas se han puesto de relieve en una clara disminución de la disponibilidad de alimentos y recursos estratégicos, la destrucción o alteración de los ecosistemas naturales, la contaminación del agua y la atmósfera, el incremento de la desertificación, la disminución de la capa de ozono, etc.

En un contexto de tal naturaleza se hace necesario desarrollar estudios y diseñar estrategias que permitan a la Humanidad lograr un equilibrio estable en el cual todos sus miembros tengan garantizadas condiciones apropiadas para una digna supervivencia.

Parece obvio que en esa empresa las Ciencias de la Tierra, incluyendo las geológicas, deben jugar un papel fundamental. Pero ello requiere repensar y redireccionar objetivos.

Históricamente las Ciencias Geológicas trataron de que sus conocimientos resultaran útiles para asegurar la obtención de los recursos necesarios para el desarrollo económico e industrial de la sociedad humana. Ello ya no resulta suficiente ante los desafíos presentes y futuros.

Resulta ahora imperativo ahondar el estudio de todos los fenómenos de naturaleza geológica que operan en la corteza terrestre, naturales o inducidos por el hombre, que afectan a la vida, especialmente la humana.

Simultáneamente las proyecciones en el uso de materiales por parte de las sociedades avanzadas parecen indicar un reemplazo paulatino en el uso de metales y combustibles por otros materiales. De importancia resulta aquí el efecto aditivo del uso de plásticos, cerámicos y compuestos, la implementación de nuevas tecnologías y el reciclado de materiales. Mientras tanto el uso de celdas combustibles basadas en hidrógeno y la

obtención de materiales industriales de origen biológico parecen cada día más próximas.

Estas tendencias han llevado a que la actividad geológica de los países más avanzados se haya desplazado de un enfoque orientado a la exploración de recursos a otro en el que priman las aplicaciones ambientales e ingenieriles vinculadas a la vida. Esta tendencia se ha reflejado en un incremento correlativo en el número de estudiantes universitarios de postgrado dedicados a esas temáticas y en la creación, por parte de numerosos Servicios Geológicos, de Programas de Geología Ambiental y Aplicada.

Las problemáticas expuestas seguramente incidirán en el desarrollo futuro de la minería. Esto sumado al desplazamiento hacia el uso de otros materiales llevará a introducir modificaciones en los objetivos de exploración, de forma tal de optimizar la relación costo-beneficio, tanto económica como socialmente.

Es en este contexto que debe evaluarse el futuro de la actividad geológica, tanto a nivel nacional como mundial. El avance del conocimiento geológico para el desarrollo de la exploración y explotación de recursos y la participación en actividades tendientes al aprovechamiento de nuevos materiales y recursos energéticos deben ir de la mano con la participación en programas dedicados a solucionar problemas sociales de provisión de materiales de construcción, agua potable, planificación urbana, prevención, reducción o eliminación de riesgos naturales.

Un proyecto de tal naturaleza requiere necesariamente la continuidad del mapeo geológico, geofísico y geoquímico, de todo el territorio y la plataforma continental en escalas adecuadas, conjuntamente con la confección de mapas temáticos focalizados en regiones o áreas determinadas de interés especial. Actividad que hace imprescindible la existencia de un Servicio Geológico con la organización e infraestructura necesarias para producir y almacenar información básica de utilidad para el resto de las instituciones, las empresas y la sociedad en su conjunto.

El tipo de tareas a desarrollar implica sin embargo una actividad multidisciplinaria y multilateral. No solamente se necesita la participación de geólogos de variadas disciplinas, sino que en este contexto se ha vuelto imprescindible la colaboración con especialistas de otras disciplinas científicas y técnicas, sean ellos de instituciones oficiales, privadas o de empresas productivas o de servicio.

Esto hace imprescindible que las universidades provean, a los futuros profesionales y científicos, la información y especialmente la formación necesarias. El criterio básico de una verdadera formación en Ciencias de la

Tierra debe centrarse en el desarrollo, dentro de una carrera de grado relativamente corta, de los conocimientos necesarios de biología, física, química y de otras ciencias, junto al de las temáticas geológicas fundamentales y en el manejo del lenguaje matemático común a todas ellas. El campo de la especialización, que es el que sufre cambios más rápidos y profundos en lapsos relativamente breves, debe restringirse a los estudios de postgrado y a cursos de actualización profesional. Para lograr una mayor eficiencia las diferentes especializaciones deberían distribuirse en centros de excelencia provistos de los mejores recursos humanos y materiales disponibles.

Las perspectivas descritas contrastan claramente con la situación de las ciencias geológicas en nuestro país.

El CONICET, organismo rector de las investigaciones científicas a nivel nacional, carece de un proyecto de largo alcance que contemple una corrección de la situación existente. No existe ninguna planificación tendiente a orientar un porcentaje determinado de la investigación hacia temáticas de creciente importancia, al margen del necesario mantenimiento de un porcentaje de investigaciones definidas exclusivamente sobre una base vocacional.

Las universidades mientras tanto, han tendido a mantener esquemas y planes de estudio que, dentro del campo de Ciencias de la Tierra no tienen la significación que sería de desear para las problemáticas que aquejan a la humanidad y al país. Más aún, la falta de selección sobre la base de requisitos mínimos comunes ha llevado a la producción de generaciones de profesionales con formaciones tan disímiles que convierten en una utopía el trabajo multidisciplinario eficiente que los problemas actuales y futuros requieren.

El balance general expuesto, no es por consiguiente todo lo positivo que debiera ser. La resultante de este desfasaje entre tipo de oferta y tipo de demanda es la falta de oportunidades laborales y el descenso paulatino en el número de alumnos de geología en todas las universidades del país.

Lo expuesto hace imperioso que la comunidad geológica establezca con la mayor precisión posible las tendencias futuras de sus actividades en función de las necesidades del conocimiento y de la sociedad. Sobre tal base se debe tratar de influir en la reformulación de los planes de estudio universitarios y de las líneas de investigación, y en la formación de los cuadros de profesionales y científicos necesarios.

De ello dependerá la continuidad y revitalización de una actividad que resulta fundamental para la humanidad, en circunstancias en que se hace cada vez más evidente la interdependencia evolutiva de la litósfera con la biósfera, la atmósfera y la hidrósfera.

HOMENAJE A LOS GRANDES MAESTROS DE LA GEOLOGÍA ARGENTINA

Los grandes maestros de la geología argentina

Marcelo R. YRIGOYEN

Varios meses atrás la Comisión Organizadora de los actos conmemorando el Cincuentenario de la AGA decidió unánimemente hacer un justiciero homenaje a los "Grandes Maestros de la Geología Argentina". Lo que parecía rápido y sencillo en realidad resultó una larga tarea para llegar a decidir quiénes debían considerarse verdaderos "Maestros" de nuestra disciplina. Cada uno de nosotros, a veces influidos por su especialidad y conocimiento, sugerimos nombres y nombres de famosos colegas surgiendo entonces un primer listado largo en exceso. En sucesivas reuniones, valorando cuidadosamente los méritos individuales, se arribó a la selección de una veintena de elegidos que por sus valores científicos, profesionales o docentes habían alcanzado una indiscutida calificación de "Maestro de la Geología Argentina" al momento de la creación de la "Sociedad Geológica", como se llamaba entonces. Con un aceptable consenso, fue proclamada la siguiente nómina así ordenada alfabéticamente: Florentino Ameghino; Roberto Beder; Guillermo Bodenbender; Osvaldo Braccacini; Luis Brackebusch; Carl Burckhardt; Edigio Feruglio; Joaquín Frenguelli; Enrique Gerth; Pablo Groeber; Horacio Harrington; Juan Keidel; Erwin Kittl; Federico Kurtz; Franco Pastore; Ricardo Stappenbeck; Walter Schiller; Alfredo Stelzner; Ricardo Wichmann y Anselmo Windhausen.

Si bien parecía superado el problema mucho faltaba para poder llegar a glosar la personalidad de aquellos veinte notables en unas pocas páginas. Es por ello que, obligados por las limitantes circunstancias, debemos circunscribirnos aquí a un relato cuasi telegráfico y en gran forma insuficiente para exaltar el perfil de aquellos grandes en las ciencias de la tierra.

Sin que olvidemos las tan memorables exploraciones de Alcides d'Orbigny y de Charles Darwin, es recién en la segunda mitad del siglo pasado cuando como fruto de la creación de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba tiene lugar la iniciación de la investigación sistemática de la Geología en la Argentina. En 1871 llegó a Córdoba el primer geólogo que inauguró los estudios sobre el terreno: Alfredo Stelzner. Con sus giras por el centro, oeste y norte del país este sagaz observador estableció los rasgos esenciales de la constitución de sus "sierras pampeanas" y dio la descripción fundamental de las rocas del basamento cristalino y sus intrusiones; indicó la extensión del Triásico del oeste y dio a conocer la predominancia de sedimentos siluro-devónicos en su "Antecordillera", ahora Precordillera.

Fue Stelzner el primero que documentó el Jurásico fosilífero de la provincia aconcgüina y destacó la importancia de las rocas ígneas terciarias en la Alta Cordillera, además de las intrusivas andinas dioríticas y granodioríticas. Inevitables desavenencias con su Director -el intemperante y autoritario sabio Burmeister- motivaron su alejamiento a sólo tres años de su llegada a la Argentina. En su reemplazo se contrató en 1874 a Luis Brackebusch quien realizó una tan destacada como variada investigación geológica explorando media República por el lapso de tres lustros. Como dijera Olsacher, "no escribió mucho y enseñó poco" pero nos legó ese extraordinario "Mapa Geológico del interior de la República Argentina" que aún hoy nos maravilla.

Contemporánea con la actuación de Brackebusch fue la de Florentino Ameghino, primer científico argentino que fuera incorporado a la naciente y prestigiosa Academia cordobesa. Si bien tuvo ella una actuación fugaz, su formidable obra posterior paleontológica y estratigráfica llevaron a hacer familiar el nombre de Argentina dentro del ambiente científico de todo el orbe. Muy olvidado pero en gran forma responsable de la labor de Florentino fue la de su hermano Carlos, su mejor colaborador e infatigable andariego patagónico, tan modesto como consecuente e imponderable proveedor tanto del material fosilífero como de las brillantes concepciones estratigráficas, aún totalmente vigentes. Su perfil geológico a lo largo de toda la costa patagónica, realizado hace un siglo atrás, desde el cabo Virgenes hasta el río Negro, es merecedor de toda admiración. Florentino Ameghino ha sido el más prolífico naturalista del país y su obra estupenda constituye una de las más legítimas glorias argentinas.

En 1885 se incorporó a la Academia Nacional de Ciencias otro paladín de nuestra disciplina: Guillermo Bodenbender, dedicado docente e investigador fecundo. Ya en sus primeros viajes a Mendoza y Neuquén comenzó a desentrañar la estratigrafía y el magmatismo de aquellas regiones para continuar luego por la Precordillera, estudiando en detalle el Paleozoico superior y el Triásico -sus Estratos de Paganzo- así como las sucesiones terciarias que se desarrollan en esa cadena y en las sierras pampeanas vecinas a las que dedicó sus últimas campañas. Con sus 84 años Bodenbender ha sido uno de los longevos entre los Grandes Maestros y el que ha desarrollado la más larga y proficua labor a lo largo de medio siglo. A sus memorables investigaciones se deben clásicas monografías tales como "El Nevado de

Famatina" y "Constitución Geológica de la parte meridional de La Rioja", siendo encomiables sus valiosas traducciones de trabajos sobre temas argentinos producidos por otros especialistas como Steuer, Behrendsen, Stelzner, Krantz, Tornquist, Geinitz, Kayser, Gerth, etc.

También en 1885 llegó a la Academia cordobesa otro de los grandes sabios que aquí recordamos: Federico Kurtz. Contratado como botánico para suceder a Hieronymus en la cátedra y en la dirección del Museo Botánico, sus amplios conocimientos paleofitológicos lo ligaron indisolublemente a la palentología y estratigrafía argentinas. Sus frecuentes exploraciones radiadas desde las sierras cordobesas lo llevaron muchas veces en compañía de Bodenbender, por 1500 km a lomo de mula hasta el sur de Neuquén o hasta los confines del Chaco, junto a los hermanos Ameghino. Relataba su discípulo Alberto Castellanos que Florentino Ameghino, que era abstemio, se sorprendía al verlo trasegar tanta cerveza al punto que una vez le preguntó ¿Cómo hace usted doctor Kurtz para beber tanta cerveza? contestando nuestro hombre "¡Ah! doctor Ameghino, cuando yo bebo un vaso de cerveza me siento otro hombre y ese hombre bebe otro vaso de cerveza". Infatigable estudioso e increíble coleccionista, poco antes de su muerte en 1920 la Universidad de Córdoba adquirió sus herbarios y biblioteca que reunían alrededor de 50.000 ejemplares botánicos colectados en Europa, Africa, Asia, Australia y América, así como cerca de 2.000 volúmenes de libros y revistas científicas.

Hasta aquí casi toda la actividad geológica y palentológica del país la hemos visto centrada en la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Sin embargo pronto se abriría otro foco científico de señalada importancia. En efecto, luego de la fundación del Museo de La Plata su creador y director Francisco P. Moreno agregó en 1897 un nuevo centro de investigación geológica al constituir una "Sección de Exploraciones Nacionales" de la que formaron parte Hauthal, Wherli, Burckhardt, Schiller, Roth y Juan Valentín, este último fallecido ese mismo año al desbarrancarse en Aguada de Reyes (Chubut) con lo que fue el primero de los geólogos que en el país perdió la vida cumpliendo trabajos de campaña. Volviendo a Carl Burckhardt, como resultado de sus cruces de la Alta Cordillera de Mendoza y Neuquén hizo conocer con exactitud las sucesiones jurásicas y cretácicas y sus intercalaciones ígneas, siendo el primero que hizo observaciones coherentes de la estructura de plegamiento que afectó aquel tramo del geosinclinal mesozoico. En igual forma dio la justa ubicación estratigráfica de los depósitos supracretácicos de Roca, Malargüe y Lonquimay. Tras sólo seis años de fructífera labor entre nosotros se alejó del país para continuar sus investigaciones en México.

Muy pocos años más tarde Walter Schiller continuó la exploración geológica de la Alta Cordillera mendocin-sanjuanina. Como joven avezado alpinista atacó la parte

más elevada de los Andes: la región del Aconcagua. Allí descubrió la ausencia del Lias y parte del Dogger, con la superposición del Caloviano sobre estratos paleozoicos atravesados por pórfiros cuarcíferos; el carácter predominantemente clástico del Cretácico temprano; la importancia de los depósitos molásicos terciarios y destacó la existencia del intenso tectonismo cenozoico expresado en cobijaduras y plegamiento intensísimo. Otros campos de investigación fueron las sierras australes bonaerenses, Martín García y las regiones petrolíferas de Comodoro Rivadavia, de Neuquén, Tierra del Fuego y del sur de Bolivia. Su dedicada labor docente en el Instituto del Museo así como su tarea organizativa como Jefe de los dos departamentos de "Geología y Geografía Física" y de "Mineralogía y Petrografía" en donde se albergaban más de 24.000 muestras de rocas, fueron realmente brillantes. Schiller siguió ejerciendo la enseñanza universitaria hasta su solitaria muerte, cerca de la cumbre de su tan querido como esquivo Aconcagua, durante una tempestad en febrero de 1944.

Otro de los hitos que generaron un vigoroso impulso para el progreso de la investigación geológica fue la creación de la División de Minas, Geología e Hidrología en 1905, bajo la brillante conducción del Ingeniero Enrique Hermitte. Con muy escaso personal técnico, entre el que figuraba Bodenbender como miembro honorario, pronto Hermitte reunió una exquisita pléyade de geólogos que, como en los casos anteriores, excepto los Ameghino, provenían todos de la afamada escuela geológica germana. El primero de ellos fue el experimentado Juan Keidel, arribado al país en 1906 para hacerse cargo de la Sección Geología de la DMGH. Luego de algunos viajes de orientación trazó el programa base del levantamiento geológico-económico del país con sus cartas al 1:200.000. Por su parte se dedicó preferentemente al Paleozoico, su estratigrafía y su tectónica desde Salta a la Patagonia, pasando por la Precordillera y las sierras Australes bonaerenses, principales teatros de su privilegiada investigación. Descubrió la extensión de los depósitos glaciales del Pérmico precordillerano y la Ventania, comprobando la existencia de intensos movimientos suprapaleozoicos que afectan las sucesiones silúrico-devónicas, estableciendo su correlación con grupos coetáneos sudafricanos. Estudió la estructuración de las capas petrolíferas del Neuquén, en donde ubicó exitosamente el pozo descubridor de Plaza Huincul. Generó al propio tiempo el concepto de "Patagónides" para la fase de movimientos supracretácicos, así como describiera antes el concepto de "Gondwanides" para los movimientos hercínicos cordilleranos.

En 1922 renunció a su cargo oficial para dedicarse de lleno a la docencia superior en las Universidades de Buenos Aires y La Plata hasta su jubilación. No obstante su dinámica personalidad lo llevó a seguir produciendo importantes contribuciones geológicas hasta prácticamente su desaparición en 1954.

También contratado por la DMGH, en 1909 arribó al

país Ricardo Stappenbeck quien inició poco después levantamientos geológicos regionales en la Precordillera, en donde reconoció la distribución de las calizas ordovícicas y las subsiguientes formaciones paleozoicas, triásicas y terciarias tanto sedimentarias como ígneas. Sus investigaciones en San Juan y Mendoza le permitieron interpretar mejor los importantes diastrofismos paleozoicos y cenozoicos. Gran parte de sus 40 años de ininterrumpida labor entre nosotros estuvo dedicada también a la hidrogeología de extensas regiones del país, desde las depresiones intermontáneas de Cuyo y el noroeste hasta la vastedad de las planicies orientales y Mesopotamia. Estos trabajos, que permitieron la delimitación de potentes cuencas artesianas como Tunuyán y Tucumán, así como el alumbramiento de aguas potables en sinnúmero de localidades, los encontramos compendiados en su obra magna "Geologie und Grundwasserkunde der Pampa", publicada en Stuttgart, Alemania, en 1926. En ella se condensaba en forma íntegra la hidrología subterránea de gran parte de la República Argentina al punto de ser hasta hoy obra de obligada consulta por la amplia riqueza de su información básica.

Simultáneamente con Stappenbeck se incorporó a "Minería" Anselmo Windhausen quien se dedicó de inmediato a la preparación de la importante exposición con que la repartición participaba en los festejos del Centenario de la Revolución de Mayo. Como dijera Storni "sus condiciones de organizador de una muestra de gran transcendencia, su fino tacto y sus caballerescas maneras con las personas, le señalaron como el elemento indicado para proseguir tales actividades" más tarde en Turín, en 1911, luego en Rubais, Francia para culminar con la Gran Exposición Internacional de San Francisco, en 1914. Siguió a esta etapa otra de investigación propiamente dicha en el Neuquén, Río Negro y por fin en la Patagonia extrandina, actuando entonces para Yacimientos Petrolíferos Fiscales, y orientado obviamente a la geología del petróleo, fecunda actividad de la que se retiró debido a la intemperancia del Director General de YPF, Coronel Enrique Mosconi. Sus vastos conocimientos stratigráficos, estructurales y paleontológicos están volcados en toda una serie de trabajos individuales que años más tarde, al iniciarse en la docencia universitaria en Córdoba, en 1926, pudo llegar a compendiar en su magnífica obra "Geología Argentina", la síntesis más completa que haya sido encarada hasta entonces. Volcó en dicha obra todo el caudal de sus conocimientos enriquecidos con muchos de los datos recogidos por otros especialistas citando con amplitud y rigorismo las fuentes de información que utilizara. La vida de este distinguido geólogo e ilustre catedrático se extinguió tempranamente en 1932.

Enrique Gerth fue otro de los grandes especialistas contratados en 1909 por la DMGH, cuyo especial interés por la geología de América del Sur había sido despertado en la Universidad de Bonn por su ilustre maestro G.

Steinmann. Con una breve trayectoria de 4 años en la Argentina cupo a Gerth investigar primero las sierras de San Luis, su Morro y los bolsones terciarios circundantes para dirigirse luego a la región cordillerana de Mendoza entre los ríos Grande y Diamante. Realizó en sólo un par de campañas de verano (1911-2/1912-3) el carteo geológico y topográfico detallado de un área de 7.200 km² en los contrafrentes andinos. Además de su mapa a escala 1:200.000 Gerth levantó 15 perfiles transversales y numerosos perfiles columnares coleccionando prolijamente ricas faunas fósiles y rocas que fueron estudiadas por Jaworski (Lias y Dogger), Krantz (Tithoniano), Backlund y Kuenen (Petrografía), reservándose para sí el estudio de los amonites neocomianos. Todos los resultados fueron publicados en las Actas de la Academia Nacional de Ciencias (1925-28). Conociendo la región y su movida geología que fue perfectamente descrita por Gerth, resulta asombrosa la capacidad de observación y la celeridad con que se cumpliera tan enorme tarea, que llevaron a Groeber -en general muy parco en los elogios- a calificar este trabajo de Gerth "como una hazaña geológica inigualable". Ya alejado del país, luego de largas recorridas en los Andes peruanos regresó a Bonn como profesor titular. Tuvo ocasión entonces de iniciar su admirable "Geologie von Süd-Amerika", publicada en tomos en Berlín, entre 1932 y 1955, valiosa síntesis de la geología sudamericana en la que se encuentran muy numerosas citas de nuestra región. El último de sus libros "Der Geologische Bau der Südamerikanischen Kordillere" fue prologado por su autor en Bonn, en 1955 pero su producción continuó hasta 1960, falleciendo en aquella ciudad renana en 1971.

El primer geólogo argentino incorporado a la DMGH fue Franco Pastore en 1910. Orientado preferentemente a la Mineralogía y Petrografía, se desempeñó allí hasta su jubilación en 1943. Su remarcable actividad docente universitaria fue aún más prolongada, desde 1906 a 1956, siendo digno de recordar que por más de 20 años ejerció una cátedra "ad-honorem". Como excelente petrógrafo la investigación del complejo metamórfico y de los procesos intrusivos en las sierras centrales constituyó uno de los temas de su mayor dedicación. Sin embargo, además de estos estudios de su especialidad Pastore abordó también investigaciones geológicas regionales con el relevamiento de varias hojas geológicas así como selección de áreas de emplazamiento de diques de embalse, la génesis de yacimientos metalíferos y reconocimientos hidrogeológicos.

Al año siguiente del ingreso de Pastore a la DMGH hizo su entrada en esa repartición otro geólogo alemán que pese a su edad veintiañera había adquirido fama por sus investigaciones paleontológicas y geológicas en el Asia central: Pablo Groeber. Convocado por Keidel, se volcó Groeber, en base de sus levantamientos de la cordillera neuquino-mendocina, al estudio del Mesozoico y del Cenozoico llegando prontamente a reconocer las

diferentes fases de la orogenia andina. Además pudo establecer la correlación de las sucesiones terciarias tanto sedimentarias como intrusivas y volcánicas cordilleranas y extracordilleranas. Se ocupó de la Paleontología del Jurásico, del Cuaternario andino y subandino, de los niveles pedemontanos, de los ciclos glaciares y la evolución de los sistemas de drenaje, incursionando en temas de tectónica teórica, provincias magmáticas y dilatación de la tierra. Cuenta en su haber varias hojas geológicas y mapas continentales, provinciales y regionales a escala mayor, destacándose especialmente su memorable serie de hojas de 1:500.000 a lo largo del meridiano 70 oeste. Culminó su obra con dos trabajos, uno dedicado a la geología del delta del Paraná (1961) y otro sobre la Alta Cordillera entre los 22°20' y 40° sur (1963). Entre nosotros ejerció Groeber la docencia superior y universitaria desde 1927 en institutos y facultades de Buenos Aires y La Plata, labor que fructificara en su gran número de discípulos. Así como Bodenbender, Groeber superó el medio siglo de actividad geológica en la Argentina. Y repitiendo lo que dijera en su homenaje unos veinte años atrás, "la elocuente grandeza de su producción científica perdurará mucho más allá que las generaciones de geólogos que nos hemos reunido aquí para rendirle este merecido y emocionado homenaje".

Dentro del elenco profesional de DMGH entre 1913 y 1930 se dedicó Roberto Beder a la geología económica y minera. Siguiendo a Pastore, él fue quien inició el estudio detallado de la Petrografía de los ambientes cristalinos de las sierras pampeanas, especialmente de las calizas metamórficas. Dentro del marco regional cuenta su mapeo geológico de la Sierra de Guasayán, de la región de la Quiaca y el reconocimiento de los sistemas de fracturación en bloques de las sierras del centro argentino, en particular la de Córdoba. Así como varias investigaciones hidrogeológicas y trabajos mineralógicos, se deben a Beder estudios sobre la génesis de gran número de yacimientos metalíferos del país, fundamentalmente la mineralización de plomo de los yacimientos del extremo norte. Sus investigaciones mineras llegaron hasta el Paraguay, en donde reconoció la existencia del Devónico y del Pérmico fosilífero de la región.

También contratado por la DMGH, Ricardo Wichmann a partir de 1917 dedicó casi todo su tiempo a la Patagonia extrandina, en especial a la provincia del Río Negro de la que levantó un mapa al 1:500.000 que ha permanecido inédito en los archivos de su repartición estatal. Afortunadamente han sido publicados numerosos de sus trabajos parciales y preliminares, habiéndose conservado también sus originales libretas de campo que al decir de Groeber eran una prolija colección de innumerables observaciones y bosquejos geológicos de una preciosa exactitud. Cupo a Wichmann desentrañar la estratigrafía norpatagónica cretácico-terciaria, junto a todo el séquito efusivo que llega hasta el Pleistoceno. Es a este investigador que debemos el levantamiento de la primer

hoja geológica del país a escala 1:200.000 que abarca la región de Bahía Blanca. Un desgraciado accidente automovilístico tronchó la vida de este talentoso geólogo en 1930, cuando sólo contaba 50 años de edad.

Salteando un poco el correr de los años y para terminar aquí con los grandes maestros que desfilaron por la DMGH, debemos referirnos entonces a quien fuera en 1933 el más joven y último de los geólogos incorporados en aquel momento de apogeo de esa institución: Horacio Harrington. Siguiendo a Keidel su especial dedicación por el Paleozoico, tanto en las rocas y faunas de las sierras Australes bonaerenses como en el norte argentino bastarían para justificar su inclusión entre los grandes pero a ello aún habría que agregar sus trabajos en Precordillera, todos sus estudios paleogeográficos y paleontológicos de Sudamérica más un cuantioso número de informes inéditos de empresas petroleras que abarcaron muchas áreas prospectivas de otros continentes. Al gran reconocimiento científico que logró en muchos países extranjeros debemos adicionar su prolongada actuación docente universitaria desarrollada en Argentina entre 1936 y 1953, continuada más tarde en universidades norteamericanas y, a su regreso al país, entre 1971 y 1973, año en que se produjo su temprana desaparición. Autor brillante de profundas pero ágiles obras de divulgación científica tales como "Volcanes y terremotos" y "Geología entre bambalinas", su erudición y su elegante estilo se revelaba también en su propia correspondencia particular siempre llena de objetiva imparcialidad en las críticas como de generosa asistencia en las consultas. Harrington fue uno de los más entusiastas fundadores de la Asociación Geológica Argentina medio siglo atrás.

Pero retomemos nuestro historiar cronológico y volvamos a 1920. Acababa de llegar al país para trabajar en empresas mineras el geólogo vienés Erwin Kittl, quien en 1926 pasara a Bolivia para dirigir la Escuela de Ingenieros de Minas de Oruro por un par de años. De regreso a la Argentina fundó en 1929 la "Revista Minera" la más antigua revista de geociencias del país y que como órgano de la Sociedad Argentina de Minería y Geología que él mismo fundara, apareció bajo su dirección hasta 1980. En sus páginas volcó Kittl gran parte de sus escritos así como sus libros sobre "Yacimientos Minerales y su formación" y "Geología para Ingenieros", primer obra en su género publicada en Argentina. Además de su actuación docente en Bolivia, tuvo en nuestro país cátedras en las universidades de Buenos Aires, de Cuyo y del Litoral antes de retirarse en 1957. A él debemos cerca de 150 trabajos científicos y técnicos especialmente sobre yacimientos metalíferos argentinos y también sobre rocas y materiales de construcción, fruto de su prolongada actuación en la Dirección Nacional de Vialidad, actividad que le permitió recorrer casi toda la Argentina. Entre sus trabajos de índole regional se destacan aquéllos realizados en San Luis y en la cordillera sudmendocina, en donde investigara especialmente el

vulcanismo cenozoico. De neto corte académico son sus publicaciones sobre granitización, génesis de yacimientos y ciclos metalogenéticos de la Argentina. Nacido en 1890, su vida se extinguió en 1983, habiendo sido por ello el más longevo de los Grandes Maestros de la Geología Argentina.

De resultas del descubrimiento de petróleo en Comodoro Rivadavia y del nacimiento de una pujante industria, a partir de 1922 comenzó a surgir una nueva repartición que alcanzó más tarde gran repercusión en el desarrollo de la ciencia Geológica argentina: Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Esta institución en 1925 contrató entre otros conocidos profesionales extranjeros a Egidio Feruglio como ayudante-geólogo siendo destinado entonces a trabajos regionales en la Patagonia extraandina. De este vasto escenario que llegó a explorar en toda su extensión, derivaron un sinnúmero de informes inéditos de la empresa estatal de los que unos pocos pudieron publicarse entonces. Sin embargo, ya retirado y dedicado a la docencia en la Universidad de Cuyo, afortunadamente para la comunidad geológica obtuvo autorización de publicar en 1949 su formidable compilación "Descripción Geológica de la Patagonia", texto explicativo de su Mapa Geológico de la Patagonia al 1:2.000.000 editado diez años atrás y que fuera seguido por otra hoja que cubría las regiones neuquinas, cuyanas y centro del país.

En 1940 comenzó sus tareas docentes universitarias llegando a crear en Mendoza la Escuela Superior de Combustibles e Instituto del Petróleo. De regreso a su Italia natal en 1949 volvió a retomar la docencia en las universidades de Torino y Roma. Al margen de sus importantes contribuciones geológicas, Feruglio realizó numerosos aportes a la paleontología, especialmente de la región patagónica en donde hizo uso de los fósiles para resolver numerosos problemas de correlación. Los resultados de sus estudios sobre braquiópodos, moluscos y crustáceos mesozoicos y terciarios están condensados en su meritoria "Paleontographia Patagónica". La extensa obra de Feruglio se caracteriza por la abundancia, detalle y minuciosidad de la valiosa información que encierra. Como dijera Riccardi merece ser bien llamado "el estratígrafo de la Patagonia".

También dentro del elenco Geológico de YPF brilló desde 1935 otro profesional argentino, Osvaldo Braccini, quien gustaba llamarse discípulo de Bodenbender. Con decidida orientación estructuralista efectuó y dirigió trabajos exploratorios en la región de Cuyo y en las zonas petrolíferas del Norte y del Sur de Argentina. En muchos casos sus especulaciones, basadas en datos de campo, fueron recompensadas por el éxito de las perforaciones profundas en búsqueda de hidrocarburos por todas las cuencas del país. Con el correr de los años y de cargos profesionales fue pasando de las prospecciones puntuales a trabajos de mayor perspectiva regional, aprovechando inteligentemente la labor de equipo de la generación de geólogos petroleros

que supo formar. Elaboró así valiosas obras de síntesis llenas de nuevas ideas y concepciones sobre la evolución estructural de todo el territorio patrio. Luego de su tarea en YPF por una veintena de años, se volcó a trabajos mineros, hidrogeológicos, fundaciones, etc. teniendo también la dirección de un nutrido grupo de geólogos y fotogeólogos que cumplieron la labor de base de la exploración minera del Plan Cordillerano de Fabricaciones Militares en Mendoza y Neuquén. Con la apertura de la exploración petrolera por empresas privadas Braccini fue obligado asesor de varias de ellas, ocupándose también de estudios orientados al almacenamiento subterráneo de gas natural. Durante toda su actividad estuvo vinculado permanentemente al ambiente universitario con diversas cátedras siendo uno de los promotores y fundadores del Instituto del Petróleo de la UBA, en forma tan entusiasta como lo fuera con la creación de la Asociación Geológica Argentina, y el Consejo Superior Profesional de Geología. Su obra ha quedado plasmada en más de 30 publicaciones de amplia diversidad temática y geográfica. Sin embargo esto sólo refleja una parte de su vasta labor quedando el resto en sinnúmero de informes confidenciales celosamente guardados por las diversas empresas que gozaron de su brillante consultaría. Luego de 44 años de proficua carrera profesional, Braccini desapareció en mayo de 1979 a los 66 años de edad.

Y para terminar vamos a recordar a quién iniciado como médico llegó a ser un tan notable como polifacético naturalista: Joaquín Frenguelli. Si bien su actividad oficial lo liga recién en 1934 al Museo de La Plata sus trabajos y publicaciones pueden rastrearse más de veinte años atrás. En efecto, llegado al país ejerció la medicina entre 1911 y 1929 pero su verdadera vocación era las ciencias naturales "sensu lato". Viajero empedernido, aprovechó cualquier ocasión para recorrer todo el interior tomando contacto directo con la naturaleza y sus incógnitas arqueológicas, geológicas, paleontológicas, zoológicas, fitogeográficas, en fin en todos sus aspectos posibles lo que se evidenció también en sus multitemáticas colecciones. Esta frenética y aparentemente desordenada actividad cobró mayor organización al hacerse cargo de la dirección del Museo platense en 1935 en donde desarrolló una labor científica gigantesca. Con la claridad mental que sólo poseen los elegidos abordó los temas y disciplinas con una prolijidad inigualable. Ejemplo de esto es su propia colección de 2.000 preparaciones microscópicas de diatomeas fósiles y vivientes realizadas por él mismo y con su propio peculio, conservada en el Museo.

Pero no sólo fue un ficólogo notable sino que se reveló como eminente científico en todos los campos de las ciencias de la tierra desde el Paleozoico al Cuaternario, así como en paleobotánica y paleontología hasta arqueología y antropología. La obra de Frenguelli, casi tan extensa como la de Ameghino se evidencia en más de 350 trabajos de investigación y divulgación, sin contar aquí

sus conferencias y participaciones en congresos. Sus monografías sobre la geología de Entre Ríos, sobre el Cuaternario de las costas bonaerenses o sobre el Araucano de Santa María son elocuentes ejemplos de su sagaz observación y su envidiable erudición científica. Luego de su desaparición en 1958, su riquísima biblioteca fue donada por su viuda a "su Museo de La Plata" como él irónicamente solía decirnos a sus discípulos.

Y esto, apreciados colegas, quizás es lo mínimo que podemos decir de esta veintena de geólogos que nos han precedido y sobre cuyas observaciones y especulaciones

hemos cimentado nuestro saber actual. Vienen a mi memoria aquellas palabras que Juan Keidel escribiera "El conocimiento geológico de una región o de un país depende de los investigadores pero no olvidar, frente al progreso de la Ciencia cada generación de éstos descansa sobre los hombros, en el esfuerzo y en el sacrificio de toda la generación anterior".

Es por esto que aquí estamos rindiendo no sólo un merecido homenaje sino también expresando el más íntimo reconocimiento a aquellos nuestros "Grandes Maestros de la Geología Argentina".

Grandes maestros de la geología argentina

| Apellido y nombre | Nacionalidad | (Nació-murió, edad) | Actuación en Argentina |
|--------------------------------|--------------|-----------------------|---|
| Ameghino, Florentino. | Argentino | (1854-1911, 57 años). | Academia Nacional de Ciencias, Museos (1875-1911, 36 años). |
| Beder, Roberto. | Alemán. | (1857-1941, 84 años). | División Minas, Geología e Hidrología (1913-1930, 17 años). |
| Bodenbender, Guillermo. | Alemán | (1857-1941, 84 años). | Academia Nacional de Ciencias (1885-1935, 50 años). |
| Bracaccini, Osvaldo. | Argentino | (1913-1979, 66 años.) | Yacimientos Petrolíferos Fiscales (1935-1979, 44 años). |
| Brackebusch, Luis. | Alemán | (1849-1908, 59 años). | Academia Nacional de Ciencias (1875-1890, 14 años). |
| Burckhardt, Carl. | Suizo. | (- 1935) | Museo de La Plata (1897-1903, 6 años). |
| Feruglio, Egidio. | Italiano | (1897-1954, 57 años). | Yacimientos Petrolíferos Fiscales (1925-1949, 24 años). |
| Frenguelli, Joaquín. | Italiano | (1884-1958, 74 años). | Independiente y Museo de La Plata (1913-1955, 42 años). |
| Gerth, Enrique. | Alemán | (1884-1971, 87 años). | División Minas, Geología e Hidrología (1910-1913, 4 años). |
| Groeber, Pablo. | Alemán | (1885-1964, 79 años). | División Minas, Geología e Hidrología (1912-1961, 49 años). |
| Harrington, Horacio. | Argentino | (1910-1973, 63 años). | División Minas, Geología e Hidrología (1933-1956, 23+2 años). |
| Keidel, Juan. | Alemán | (1877-1954, 77 años). | División Minas, Geología e Hidrología (1905-1951, 46 años). |
| Kittl, Erwin. | Austríaco | (1890-1983, 93 años). | Profesional independiente (1920-1957, 37 años). |
| Kurtz, Federico. | Alemán | (1854-1920, 66 años). | Academia Nacional de Ciencias (1884-1920, 36 años). |
| Pastore, Franco. | Argentino | (1885-1958, 73 años). | División Minas, Geología e Hidrología (1910-1958, 44 años). |
| Stappenbeck, Ricardo. | Alemán | (1880-1963, 83 años). | División Minas, Geología e Hidrología (1909-1940, 31 años). |
| Schiller, Walter. | Alemán | (1879-1944, 65 años). | Museo de La Plata (1905-1944, 39 años). |
| Stelzner, Alfredo. | Alemán | (1840-1895, 55 años). | Academia Nacional de Ciencias (1871-1874, 3 años). |
| Wichmann, Ricardo. | Alemán | (1880-1930, 50 años). | División Minas, Geología e Hidrología (1912-1930, 18 años). |
| Windhausen, Anselmo. | Alemán | (1882-1932, 50 años). | División Minas, Geología e Hidrología (1909-1932, 23 años). |

Por iniciación de actuación en la Argentina

| | |
|--------------------------------------|--|
| 1871. <i>Stelzner, Alfredo.</i> | Academia Nacional de Ciencias. |
| 1874. <i>Brackebusch, Luis.</i> | Academia Nacional de Ciencias. |
| 1875. <i>Ameghino, Florentino.</i> | Academia Nacional de Ciencias. |
| 1885. <i>Bodenbender, Guillermo.</i> | Academia Nacional de Ciencias. |
| 1885. <i>Kurtz, Federico.</i> | Academia Nacional de Ciencias. |
| 1897. <i>Burckhardt, Carl.</i> | Museo de La Plata. |
| 1905. <i>Schiller, Walter.</i> | Museo de La Plata. |
| 1906. <i>Keidel, Juan.</i> | División Minas, Geología e Hidrología. |
| 1909. <i>Stappenbeck, Ricardo.</i> | División Minas, Geología e Hidrología. |
| 1909. <i>Windhausen, Anselmo.</i> | División Minas, Geología e Hidrología. |
| 1910. <i>Gerth, Enrique.</i> | División Minas, Geología e Hidrología. |
| 1910. <i>Pastore, Franco.</i> | División Minas, Geología e Hidrología. |
| 1911. <i>Groeber, Pablo.</i> | División Minas, Geología e Hidrología. |
| 1913. <i>Beder, Roberto.</i> | División Minas, Geología e Hidrología. |
| 1913. <i>Frenguelli, Joaquín.</i> | Investigador independiente. |
| 1917. <i>Wichmann, Ricardo.</i> | División Minas, Geología e Hidrología. |
| 1920. <i>Kittl, Erwin.</i> | Profesional independiente. |
| 1925. <i>Feruglio, Egidio.</i> | División Minas, Geología e Hidrología. |
| 1933. <i>Harrington, Horacio.</i> | División Minas, Geología e Hidrología. |
| 1935. <i>Bracaccini, Osvaldo.</i> | Yacimientos Petrolíferos Fiscales. |

Por actuación continuada en la Argentina

| | |
|-------------------------------|---------|
| Bodenbender, Guillermo | 50 años |
| Groeber, Pablo | 49 años |
| Keidel, Juan | 46 años |
| Pastore, Franco | 44 años |
| Bracaccini, Osvaldo | 44 años |
| Frenguelli, Joaquín | 42 años |
| Schiller, Walter | 39 años |
| Kittl, Erwin | 37 años |
| Ameghino, Florentino | 36 años |
| Kurtz, Federico | 36 años |
| Stappenbeck, Ricardo | 31 años |
| Feruglio, Egidio | 24 años |
| Windhausen, Anselmo | 23 años |
| Harrington, Horacio | 23 años |
| Wichmann, Ricardo | 18 años |
| Beder, Roberto | 17 años |
| Brackebusch, Luis | 14 años |
| Burckhardt, Carl | 6 años |
| Gerth, Enrique | 4 años |
| Stelzner, Alfredo | 3 años |

RESEÑA HISTORICA

Historia de la Asociación Geológica Argentina

Pedro N. STIPANICIC y Horacio H. CAMACHO

La creación de la Asociación Geológica Argentina fue una consecuencia natural del progreso que habían alcanzado las investigaciones geológicas en la década del 40 en la Argentina. Al desarrollo de la explotación por hidrocarburos y carbón y el levantamiento de hojas geológicas, se sumó la presencia de una joven generación de geólogos argentinos que, por primera vez superaba en número a los extranjeros. Por eso, podemos calificar a esta creación como la justa respuesta a una realidad nacional, dada con gran visión de futuro.

El florecimiento de las actividades, expresado en el notable incremento de las investigaciones, evidenció sin embargo ciertas falencias, como ser:

1. La escasa conexión existente entre los geólogos. 2. La ausencia de un órgano de difusión adecuado para publicar los resultados de los estudios geológicos y paleontológicos locales.

En tal sentido, era notoria la necesidad de establecer una corriente permanente de comunicación entre los cultores de las Ciencias de la Tierra, favoreciendo el mutuo entendimiento tanto en el campo personal como profesional y académico.

Por otro lado, a partir de 1945, los órganos de difusión de las investigaciones geológicas que en nuestro país normalmente habían satisfecho las necesidades del medio, vieron superadas sus posibilidades. En este aspecto, debemos destacar la labor de difusión que realizaban, entre otras, la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología de la Nación, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, el Museo de La Plata, el Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", la Sociedad Científica Argentina, la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba), Physis, Gaea y el Instituto de Fisiografía y Geología de la Universidad Nacional del Litoral.

La creación de la Asociación Geológica Argentina y la publicación de su revista permitieron que aflorara el pujante impulso de una emergente comunidad geológica, en su casi totalidad integrada por profesionales egresados de universidades locales, las que desde hacía tiempo, bregaban por formar especialistas en las Ciencias de la Tierra.

La lectura de los primeros números de la Revista resulta suficiente para advertir la satisfacción con que fue recibida esta iniciativa, expresada en la importante cantidad de autores noveles y la diversidad temática expuesta en sus páginas.

Así, teniendo en consideración lo expresado y que han transcurrido 50 años desde aquel 30 de junio de 1945, en

que siete distinguidos colegas crearon la entonces denominada Sociedad Geológica Argentina, hoy podemos comprobar la acertada actitud de su Comisión Organizadora fundacional constituida por el Dr. Horacio J. Harrington (Presidente), Dr. Carlos D. Storni (Vicepresidente), Dr. Cristian S. Petersen (Secretario), Dr. Félix González Bonorino (Tesorero) y los vocales Dr. Osvaldo I. Braccini, Dr. Armando F. Leanza e Ing. Victorio Angelelli.

Definidos los objetivos fundamentales de la Sociedad, el Dr. C. Storni preparó la Declaración correspondiente, la que en líneas generales decía: "Nos ocuparemos de organizar una entidad que tenga por objeto primordial propender el progreso de las ciencias geológicas, estimulando las investigaciones académicas, especialmente en lo que se refiere al mejor conocimiento de la estructura geológica de nuestro país y regiones vecinas de América". "Aspiramos a que la nueva entidad reúna en su seno a todos los investigadores que, inspirados en elevados principios de ética profesional y guiados por rigurosas normas de integridad científica, desarrollan su labor en nuestro país y en el extranjero".

"Entendemos que la Sociedad Geológica Argentina, fundada el 30 de junio de 1945, podrá alcanzar los propósitos mencionados porque nos guía la decisión de honesta actuación, la finalidad de servir a la ciencia, facilitar la aplicación práctica de los conocimientos científicos y estrechar vínculos, estimulando la acción de los que se dedican a estas investigaciones".

"Es nuestro propósito publicar una Revista que será el órgano oficial de la Sociedad Geológica Argentina y en la cual aparecerán trabajos referentes a las disciplinas geológicas". etc.

A los seis meses de crearse la AGA apareció el primer número de su Revista el 1° de enero de 1946, marcándose así un hito histórico en el quehacer geológico argentino pues a partir del mismo, los cultores de nuestra ciencia dispondrían de un órgano periódico para la publicación de sus trabajos.

Al año de haberse fundado, la entidad citó a su Primera Asamblea General Ordinaria, la que aprobó el Acta de Fundación, la Memoria y el Balance correspondiente al período 1945-46, destacando que ya contaba con 72 miembros activos y 130 adherentes, la mayoría de estos últimos aún estudiantes, lo que significaba un hecho realmente auspicioso para el porvenir de la geología argentina.

La mencionada Asamblea designó asimismo como Miembros Honorarios de la Institución a los Dres. Juan

Keidel y Pablo Groeber y por unanimidad decidió que la Comisión Organizadora siguiera en funciones como la primera Comisión Directiva electa, presidida por el Dr. H.J. Harrington.

A posteriori, la Presidencia de la AGA fue ejercida por los Dres: Carlos D. Storni (1946-50), Horacio J. Harrington (1950-52), Félix González Bonorino (1952-54), Armando F. Leanza (1954-56), Raúl N. Dessanti 1956 (completando período), Cristian S. Petersen 1957 (completando período), Tomás Suero (1958-60), Horacio H. Camacho (1961-63), Carlos D. Storni (1963-71), Pedro N. Stipanovic (1971-75), Roberto L. Caminos (1975-77), Norberto Malumián (1977-79), Víctor A. Ramos (1979-81), Gualter A. Chebli (1981-83), Francisco F. Nullo (1983-85), Carlos A. Cingolani (1985-87), Héctor A. Leanza (1987-89), Jorge O. Codignotto (1989-91), Alberto C. Riccardi (1991-95).

En su medio siglo de existencia, la Asociación Geológica Argentina desarrolló una sólida obra jalonada por trascendentes realizaciones y entre los hechos más destacables producidos en ese lapso se pueden mencionar: 1. La aprobación de su Estatuto Social el 27 de junio de 1947, durante la 2da. Asamblea General. 2. La obtención de la Personería Jurídica por Decreto 7348 del 12 de marzo de 1948, el que también convalidó su Estatuto Social y desde ese momento, la entidad tomó el nombre de Asociación Geológica Argentina (en vez de Sociedad, por razones normativas); 3. La Revista se ha publicado casi regularmente. A la fecha se editaron 48 tomos (uno por año) y están por aparecer los dos primeros números del 49. En total, se dieron a conocer 1.100 trabajos, además de notas breves (129), comentarios, etc.; 4. La publicación de la Revista se hizo posible, en parte, por las contribuciones de sus asociados, pero especialmente por el prestigio que la misma iba adquiriendo tanto en el país como en el extranjero, lo que

permitió el flujo de donaciones y de subsidios tanto de organismos oficiales como de empresas privadas, etc.; 5. Además de su Revista, la AGA publicó, *per se*, o bien en asociación con otras entidades, un número elevado de contribuciones, en tres series: "A", Monografías y Reuniones; "B" Didáctica y Complementaria y "C", Reimpresiones; 6. A partir del IV Congreso Geológico Argentino (Mendoza 1969), la AGA propició la realización de los siguientes (cada tres años) y mantuvo el repositorio de sus respectivas Actas publicadas, con excepción de los Congresos de 1987 y 1990, que fueron organizados sin la intervención de nuestra entidad; 7. En 1969, la AGA creó el Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica y en 1988 lo transformó en Comité Argentino de Estratigrafía. Ambos grupos dieron a conocer los respectivos Códigos (1972 Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica. 1992 Código Argentino de Estratigrafía), los que han servido y sirven de guía normativa para el uso y aplicación de la nomenclatura estratigráfica en el país; 8. Como acción paralela, la AGA también propició, por medio de su Comité Argentino de Estratigrafía, la elaboración del Léxico Estratigráfico de la Argentina, según un plan que comprendía 12 volúmenes, de los cuales en 1993 apareció el IX, dedicado al Jurásico; 9. Desde 1967, la AGA fue uno de los principales promotores y sostenedores del programa para adquisición de la Sede Propia, a cuyos efectos brindó no sólo un fuerte apoyo operativo sino también económico; 10. Para reconocer la obra desarrollada por sus asociados en beneficio del progreso de las Ciencias de la Tierra, la AGA instituyó los Premios: Dr. Carlos D. Storni, de estímulo a jóvenes investigadores; Dr. Juan José Nágera, a la difusión de la Geología; Dr. Franco Pastore, a la investigación científica y de la Asociación Geológica Argentina, para una destacada trayectoria científica.

SALUTACION DE ENTIDADES HERMANAS

Asociación Paleontológica Argentina

Dr. H.LEANZA (Presidente)

El haberme tocado en suerte expresar algunas palabras de salutación para celebrar el 50 aniversario de la querida Asociación Geológica Argentina es para mí motivo de íntimo orgullo e inocultable satisfacción.

Hace exactamente 50 años, en una tarde invernal de un 30 de junio como el de hoy, un grupo de colegas, entre los que se encontraba mi padre, llevaban adelante la feliz idea de fundar una Sociedad con el fin de propender al progreso de los estudios geológicos en el país. El hecho de que hoy podamos estar reunidos aquí celebrando la existencia de esa Asociación, habla de por sí sólo del éxito de esa propuesta.

Consecuentemente, permítaseme expresar estas palabras no ya como el actual Presidente de la Asociación Paleontológica Argentina, sino como el hijo de uno de los fundadores y ex Presidente de la Asociación Geológica Argentina - tal como yo mismo lo he sido en el bienio 1987-89- lo que me exime abundar sobre el cariño que profeso por esa querida Institución.

Los Miembros Honorarios ya se han expresado acerca de los méritos de quienes pueden ser considerados como los grandes maestros de la Geología Argentina con anterioridad a 1945. Deseo orientar mi enfoque, en cambio, a rendir un sincero y respetuoso homenaje a distintos colegas ya desaparecidos, como los doctores, Horacio J. Harrington, Carlos D. Storni, Armando F. Leanza, Raúl N. Dessanti, Cristian S. Petersen y Tomás Suero, o a los dilectos amigos doctores Félix González Bonorino, Horacio H. Camacho, Pedro N. Stipanovic, Roberto Caminos, Norberto Malumián, Víctor A. Ramos, Gualter Chebli, Francisco E. Nullo, Carlos Cingolani, Jorge Codignotto y Alberto C. Riccardi, quienes han llevado adelante los destinos de las sucesivas comisiones directivas de la Asociación Geológica Argentina. Ellos, con un común denominador de abnegación, dedicación y esfuerzo, y con la permanente colaboración de destacados colegas, han logrado salvaguardar a través del tiempo el fuego sagrado de los preclaros principios fundacionales de la Asociación, y de esa forma han contribuido sin dudas a que hoy podamos estar presentes en esta anhelada celebración.

A través de estos duros y críticos últimos 50 años de historia argentina, signados por sucesivas crisis, revoluciones, cambios de signos monetarios y agudos procesos inflacionarios, sumados a las dificultades e incertidumbres que siempre existen en todas las épocas, estos hombres, con disciplina, esperanza y fe inquebrantables, mantuvieron bien alto el estandarte de la Asociación Geológica Argentina. Hombres que recibieron a su vez de sus familiares más íntimos, como padres, hermanos, esposas, hijos o nietos, la comprensión y el apoyo necesarios para que ellos pudiesen encontrar el solaz como para llevar a cabo esa tan noble como desinteresada misión, en las complicadas circunstancias a que hemos hecho referencia.

Es entonces a la generosidad de la familia más cercana de los geólogos, a quienes la comunidad geológica, según mi entender, debe una enorme cuota de gratitud. Vaya para ellas el más sincero reconocimiento, el que deseo, en esta oportunidad, hacer constar públicamente. Quizá allí esté el secreto de que varias generaciones de geólogos, con amor y sacrificio, tanto personal como de sus respectivas familias, hayan superado tantas dificultades y así se haya podido mantener encendida la llama de esta pasión que es la Asociación Geológica Argentina.

Es por ello que hago votos para que el mismo espíritu prime en el ánimo de nuestros jóvenes colegas y que el 2020, cuando se conmemore el 75° aniversario, como el 2045, cuando se celebre el 100° aniversario, encuentre a las futuras generaciones de geólogos tan unidas como hoy, compartiendo nuevos e insospechados logros de esta hermosa profesión, bajo el amparo de la querida Asociación Geológica Argentina.

Finalmente, es mi propósito expresar que las autoridades de la Asociación Paleontológica Argentina, que justamente el próximo 25 de noviembre cumple 40 años de existencia, desean rendir un afectuoso y respetuoso homenaje a su entidad hermana, la Asociación Geológica Argentina, la cual, con sus jóvenes 50 años de vida, ha honrado a todos los cultores de las Ciencias de la Tierra en Argentina.

Consejo Superior Profesional de Geología

Dr. R. MORENO (Presidente)

El CSPG agradece la presencia de todos ustedes., convocados a la Casa del Geólogo para testimoniar el justo homenaje a la AGA en su 50 años de continuo y fructífero accionar en pro del desarrollo científico de las Ciencias de la Tierra. Las instituciones cuentan ya con su historia.

En poco tiempo más la APA cumplirá su 40 Aniversario también abocada a la difusión y promoción de los temas de su incumbencia.

El CSPG transita ya 32 años de accionar continuo al servicio de la profesión, velando por la excelencia de su ejercicio y brindando a todos los colegas, tanto del país como del extranjero que actúan en nuestro suelo, todo el apoyo necesario al alcance de la institución, teniendo en cuenta que la agenda es copiosa pero los recursos son limitados.

Tal cual lo dice el programa de actos de la AGA, el momento requiere un compás de espera en nuestro accionar y con mirada retrospectiva impone la evocación y el reconocimiento a los prohombres de la Geología Argentina, en su mayoría extranjeros, que volcaron su amplio bagaje de conocimientos y experiencia en estudios realizados y en la formación de colegas que honran su memoria. El tiempo agiganta la estatura de estos profesores sin tacha y de quienes su sola evocación nos llena de orgullo por lo que hicieron y por la semilla que dejaron. El fruto de su esfuerzo con seguridad los llenaría de satisfacción. De ahí en más, todo es esfuerzo mancomunado en acción multidisciplinaria con geofísicos y otras disciplinas e investigadores: con ello llegamos al nivel profesional que posibilitó el desarrollo nacional en muchas áreas, venciendo no pocos escollos.

También nuestro reconocimiento a los colegas que bregaron por la institucionalización de la profesión con la creación del Centro Argentino de Geólogos, que tiene el mérito de haber abierto la brecha inicial para llegar a la realidad de hoy; y a los geólogos que empeñadamente buscaron la sede propia, algunos quí presentes. Gracias a ellos estamos reunidos en la Casa del Geólogo, hoy engalanada para dar digno marco a este evento tan importante. La propia labor de acicalar y remodelar los recintos requirió de mucho esfuerzo y la colaboración de particulares colegas e instituciones que posibilitaron su realización.

Pasados estos momentos evocativos, nos tranquiliza el hecho de haber cumplido así con nuestros antecesores que cimentaron dignamente las raíces del quehacer profesional en todos sus aspectos y nos toca encarar nuevamente el presente y continuar brindando el esfuerzo sostenido en beneficio de la sociedad, como depositaria final de nuestra labor.

Todos somos concientes de que el revolucionario avance tecnológico, un tanto acelerado, cambió la imagen del geólogo. Ayer un solitario del campo con brújula, marti-

llo y mucha curiosidad por desentrañar las incógnitas que encierra la Tierra; hoy ya llegó y puso sus pies en la luna, se aventuró en los fondos oceánicos y brega por evitar que el ecosistema se deteriore previniendo sus causas.

A nivel del país, se agregan los cambios políticos que tienden a la globalización de la economía. Nos toca de cerca el Mercosur, puesto en marcha a comienzos de año, con lo que se abren nuevas expectativas y horizontes con posibilidades dispares para el ejercicio de la profesión. Estamos en ello y se trabaja para insertar a la Geología Argentina como ente participativo en el contexto de las entidades abocadas al ordenamiento institucional de los países que la integran.

Todo esto nos lleva a un examen interno y surge la necesidad de un rápido ordenamiento institucional en todo el país para poder compatibilizar nuestra estructura a las exigencias de un campo tan grande (el 60% de la superficie de América del Sur y un conjunto de personas que suman el 44% de la población de América Latina con sus 200 millones de habitantes). Luego vendrá la vinculación al NAFTA y a la Unión Europea, ampliando el espectro comercial.

De todo ello, con seguridad, surgirán más temas a tratar en las mesas de trabajo, y con voluntad y optimismo aceptaremos el desafío. Lo digo con convicción, basado en la verdadera vocación de servicio que evidencian los integrantes de las distintas comisiones que desarrollan su actividad en esta Casa del Geólogo. Esto, más la colaboración inestimable de investigadores (como generadores de ideas para quienes bregan por el crecimiento industrial); de instituciones como el IAP, con quien mantenemos un intercambio de muchos años; empresas como YPF, que formó profesionales de la industria del petróleo; reparticiones nacionales y provinciales; compañías de servicio, y sobre todo, con la cercanía de todos ustedes, recibiendo el aliento y apoyo necesarios. Sin ello no podríamos haber asistido al crecimiento de la imagen del geólogo, que volcando permanentemente su sapiencia a su labor cotidiana, permite brindar sus frutos a la sociedad. Mientras haya mentes creadoras, la profesión avanza, y el que ama la profesión, jamás fracasa.

Nuestra AGA cumple hoy 50 años de actividad continua, descollando por la pluralidad y eficiencia en su accionar. Este cálido y emotivo evento, así como la presencia de ustedes lo dicen todo. El reconocimiento a la labor cumplida por toda la Comisión Directiva merece nuestro aplauso.

El CSPG desea materializar su reconocimiento con esta placa y felicitar al Dr. Riccardi y demás miembros de la Comisión Directiva por los frutos de su labor.

Homenaje al Doctor Marcelo R. Yrigoyen



Doctor Marcelo R. Yrigoyen

El 1° de septiembre de 1995 la Asociación Geológica Argentina, a iniciativa de un grupo de colegas y amigos, tributó un homenaje al Doctor Marcelo Reinaldo Yrigoyen con motivo de su 70° aniversario, por sus importantes contribuciones en el campo de la geología y como reconocimiento a su permanente apoyo y dedicación a todas las actividades de la comunidad geológica de nuestro país. El mismo se realizó en la sede de la institución, ante una numerosa y destacada concurrencia.

Se hallaban presentes y adhirieron al homenaje el Director del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires Profesor Doctor Jorge Codignotto, el Presidente del Consejo Superior Profesional de Geología, Doctor Rodolfo Moreno, el Presidente de la Asociación Paleontológica Argentina, Dr. Héctor A. Leanza, y otros destacados representantes de diferentes instituciones y de la actividad científica y profesional.

El acto fue abierto por el Presidente de la Asociación Geológica Argentina, Dr. Alberto C. Riccardi, quien se refirió a la significación del acto. Seguidamente se desarrolló la Reunión de Comunicaciones organizada en homenaje al Dr. M. Yrigoyen, cuyos resúmenes se incluyen en este número de la Revista.

Posteriormente se efectuó una semblanza personal y profesional del Doctor Marcelo R. Yrigoyen, a cargo de los Doctores P. Lesta, P.N. Stipanovic y A.C. Riccardi.

Dr. Marcelo Yrigoyen: "Su paso por YPF", por P. Lesta

En general, muchas de las obras que llevan a cabo los geólogos que se dedican al petróleo permanece ignorada.

En el caso de Marcelo, mi conocimiento de tantos años me permite remediar esto, y nada mejor que este homenaje para hacerlo, relatando su paso por YPF.

Marcelo ingresó como becario en esa institución en el año 1942, seleccionado por el exigente Dr. Braccini.

Luego de recibido, fue designado ayudante en la Comisión N° 6, que tenía como Jefe a Pedro Criado bajo la Supervisión de Abel Herrero Ducloux. La base era San Rafael y el ámbito de trabajo era toda la Cuenca Neuquina.

No dudo que la vida de campaña que afrontó a Marcelo y otros colegas en aquel lugar y en aquella época tiene características muy especiales que vale la pena recordar.

En YPF se comenzaba a reemplazar a geólogos extranjeros por profesionales argentinos. Los estudios de exploración en el terreno se organizaban en base a unidades operativas permanentes, las comisiones geológicas, con su personal estable, sus materiales, presupuesto, administración, etc.

El personal auxiliar estaba compuesto por un pintoresco conjunto de personajes locales, choferes, cocineros, baqueanos, peones, mineros. Se contaba para movilidad con derrengadas camionetas de preguerra.

La tarea era levantar planos geológicos y perfiles, y, no existiendo ni planos topográficos, ni fotos aéreas ni satelitales, ni Magellans, y casi tampoco caminos, debían hacer su propio levantamiento topográfico a

plancheta por extensiones enormes. El trabajo entonces comenzaba al alba, y se empezaba a retornar cuando faltaba la luz. Por la noche, en la carpa, se debían entintar los planos, calcular las cotas y distancias con una calculadora a manija, hacer el informe geológico del día, y así durante 24 días al mes. Los restantes se volvía a la base, donde hasta el fin del mes se preparaban los informes mensuales y se enviaban, se rendían cuentas, se retiraban fondos, se pagaban proveedores y empleados, se compraban las provisiones, se reparaban vehículos para salir el primer día hábil del mes siguiente.

El tiempo libre se lo dedicaba a la familia.

Marcelo tiene sabrosas anécdotas de esa etapa de su vida, que limitaciones de espacio impiden contar aquí.

En 1950 "hereda" la Comisión N° 6, y tiene como ayudantes dos distinguidos colegas y entrañables amigos: Héctor Martínez Cal, ya fallecido, y Luis Gianolini, residente en Mendoza. Hasta 1954 llevan a cabo una prolífica tarea de 14 informes geológicos sobre Neuquén y Mendoza, inéditos, que se conservan en los archivos de YPF.

En 1954 es trasladado al Distrito Geológico Cuyo, de YPF en Godoy Cruz, Mendoza, donde se dedica, seguramente pionero en Argentina, a la fotogeología, en zonas claves de la cuenca Cuyana.

En 1957 pasa a la Comisión Nacional de Energía Atómica.

La contribución de Marcelo al conocimiento geológico del país es bien conocida, y el distinguido colega Pedro Stipanovic la está resumiendo en sus palabras.

Pero hay una obra desconocida, y por lo tanto no valorada, de Marcelo, situación común entre quienes se dedican al petróleo: la contribución al descubrimiento de importantes riquezas energéticas.

Quiero mencionar dos casos donde Marcelo intervino: le había tocado estudiar el Terciario alto al Sur del Río Tunuyán, que aparentemente, conformaba una suave pendiente regional sin variaciones. Marcelo advirtió algunos leves buzamientos contrarios, les asignó importancia y arduamente, logró convencer a la jefatura de que realmente estaban plegados. Esto decidió a programar un relevamiento sísmico que mostró en el subsuelo dos anticlinales que posteriormente constituyeron los riquísimos yacimientos de La Ventana y Vizcacheras.

El otro caso me atañe directamente: volvía yo de Irán con la idea de yacimientos de petróleo en calcáreos fracturados cubiertos por evaporitas, como allí existen. Pensando en la combinación de las formaciones Huitrín y Agrio, recurrí a los mapas de Marcelo y colaboradores en el área de Malargüe. Allí estaba certera y clara la relación geológica, lo que me permitió ubicar un pozo exploratorio en Puesto Rojas que dio por resultado el descubrimiento de un interesante yacimiento de petróleo.

Por ello, cuando hablamos de geología entre colegas, a veces analizamos el tema de geología académica *versus* geología práctica, y llegamos a la conclusión que sólo debe haber una Geología, la Buena Geología, y Marcelo es un ejemplo de cómo hacerla.

Dr. Marcelo Yrigoyen,

por P.N. Stipanovic

El Dr. Marcelo Reinaldo Yrigoyen obtuvo su formación profesional en dos excelentes escuelas de la década del 40. Una de ellas era la respetada Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata. La otra fue instituida por Yacimientos Petrolíferos Fiscales, organismo que planificó integrar un sólido plantel de geólogos locales, capaces de ir reemplazando sucesivamente a los extranjeros que había contratado para atender las primeras etapas de desarrollo de la empresa petrolera estatal. La modalidad aplicada por YPF era muy efectiva y consistía en elegir a los alumnos más calificados de geología de las universidades y luego de una prueba en campaña, seleccionaba a los que alcanzaban los mejores promedios generales. De tales escuelas emergió nuestro homenajeado de hoy.

En su formación académica contribuyeron, en especial, algunos de sus profesores, como los Dres. Enrique Fossa Mancini, Walther Schiller pero sobre todo, Pablo Groeber, quien le dirigió su tesis doctoral y con quien mantuvo luego una estrecha vinculación. En YPF, tuvo como supervisor de su zona al Dr. Abel Herrero-Ducloux y como Gerente de Exploración al Dr. Osvaldo I. Braccacini, quienes también ayudaron a su formación profesional.

Graduado en 1948, comenzó su actividad en YPF, pero a partir de 1957 pasó a desempeñarse como Jefe de la División Prospección en la Comisión Nacional de Energía Atómica. En 1960 volvió a la geología y la exploración petrolífera, incorporándose a Tennessee Argentina, en la que llegó al cargo de Jefe de Geología, para pasar en 1962 a ESSO Buenos Aires, empresa en la que alcanzó el nivel de Gerente de Operaciones-Exploración en 1980 y luego, a partir de 1982, el de Representante Geológico-Geofísico, pero de ESSO Exploration Inc., de EUA. Entre 1988 y 1992 fue Gerente General de Trend Argentina y a partir de 1993 se desempeña como Consultor Independiente. El Dr. Pedro J. Lesta brindó mayores detalles sobre las actividades cumplidas por Yrigoyen en el ámbito.

Pero nuestro homenajeado de hoy tenía y tiene otras inquietudes académicas y así, por sus vastos conocimientos sobre las cuencas sedimentarias argentinas, redactó las síntesis sobre varias de ellas (publicadas en distintos órganos de difusión geológica), como las de "Cuencas sedimentarias de San Luis", "Cuenca de Rawson y Península de Valdés", "Cuenca de Malvinas" y "Cuenca Marina Austral", a la vez que su cooperación fue requerida por el "Circumpacific Map Project" del Servicio Geológico de los Estados Unidos de Norteamérica para la preparación de dos mapas del Cuadrángulo Sudeste de Sudamérica, en escala 1:10.000.000 ("Cuencas sedimentarias" y "Mapa Energético", 1990).

Siguiendo a su maestro, Groeber, a partir de 1970 intentó contribuir a la definición de la sucesión y posiciones espaciales de las manifestaciones volcánicas terciarias

y cuaternarias del sur de Mendoza y del Neuquén, señalando las posibles relaciones de ellas con los niveles pedemontáneos, las etapas glaciales e interglaciales y con las fases diatróficas. Su primera contribución al respecto data de 1970 y a ella siguieron otras, en las cuales iba perfeccionando los esquemas anteriores con nuevos datos de campo. Actualmente, la disponibilidad de fechados absolutos parece sugerir la conveniencia de efectuar algunas revisiones a escala regional, pero ello no quita que sus cuadros sean de suma utilidad para ambientes más localizados.

También en 1970, y junto con Stover, ofreció el primer intento de usar la palinología como elemento de correlación para el Triásico de la Cuenca Cuyana y el esquema que presentaron fue tan exitoso, que aún mantiene validez. Asimismo, contribuyó a aclarar los problemas estratigráficos y cronológicos que presentaban varias formaciones continentales de San Luis, referidas tanto al Triásico como al Jurásico, al Cretácico y aún al Terciario, las que en su gran mayoría incluyó en el Cretácico, asignación aceptada por casi todos los investigadores, en especial para el caso del Grupo del Gigante.

Otro tema que llamó la atención de nuestro homenajeado fue el de la composición y estructura de la Cordillera Principal, al que dedicó contribuciones sucesivas a partir de 1972, culminando con la de 1979, elaborada con Víctor Ramos, donde para el área del Aconcagua, además de aclarar varios problemas estratigráficos, evidenciaron que al norte de los 34°S existen verdaderos sobrecorrimientos en el flanco oriental de la Cordillera, los que habrían provocado acortamientos corticales del orden de los 29 km.

Su interés por estos tópicos se reflejó también en su contribución, redactada con C.M. Urien, sobre el "Cuadro Estructural de Sudamérica", presentada en 1982, la que a esa fecha constituía una síntesis muy actualizada.

En igual sentido, Yrigoyen siempre estuvo motivado por el estudio de las formaciones sedimentarias continentales terciarias y cuaternarias de Mendoza, especialmente las del ámbito pedemontáneo, comenzando a publicar al respecto en 1952, junto con Herrero Ducloux, sobre el "Terciario del Cerro Papal", pero luego, en 1969, expandió el espectro de sus investigaciones y en 1970 publicó en Ameghiniana su trabajo sobre "Problemas estratigráficos del Terciario en la Argentina", el que constituía una síntesis general sobre el tema. Durante el XII Congreso Geológico Argentino, cumplido en 1993 en Mendoza, presentó un sumario no sólo muy actualizado sino conceptual respecto de los "Depósitos sinorogénicos terciarios", el que puede considerarse como un patrón estratigráfico y cronológico para todas las unidades sedimentarias continentales y efusivas del ámbito mendocino, el que sin duda alguna mantendrá vigencia por varios años y podrá ser extrapolado a otras regiones vecinas.

Sus contribuciones han sido publicadas en prestigiosas revistas locales (AGA, Ameghiniana, Academia

Nacional de Ciencias de Córdoba y Congresos Geológicos Argentinos) y del exterior (American Association of Petroleum Geologists, Journal of Petroleum Geology).

Por último, no puedo dejar de señalar otra inquietud de nuestro homenajeado: el estudio de los aspectos geográficos e históricos-fundacionales de la ciudad de Buenos Aires, temas a los que les dedicó varios artículos. Actualmente, también se está ocupando de la geología del subsuelo de la Capital Federal, habiendo obtenido a la fecha datos de sumo interés, como la evidencia de un microtectonismo reciente.

Por lo dicho, no resulta extraño que el Dr. Yrigoyen haya sido llamado para integrar cuerpos ejecutivos y consultores de varias entidades geológicas locales, como así también del Instituto Argentino del Petróleo, de los Congresos Geológicos Argentinos - de los cuales presidió el VIII realizado en San Luis. Integró varios jurados universitarios u otros para el otorgamiento de premios; es Miembro Honorario de la Asociación Geológica Argentina, Miembro Vitalicio de la Asociación Paleontológica Argentina, fue incorporado a la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba en 1988 y recibió el Premio "Juan José Nágera" de la AGA en 1994. Asimismo, es miembro de la American Association for the Advancement of Science. De todos estos aspectos se ocupará con mayor detalle el Dr. Riccardi.

Es por ello que el presente homenaje no hace más que ratificar el aprecio y el respeto que nuestro amigo y colega se ha sabido granjear en todos los ambientes en los que ha actuado.

Finalmente el Presidente de la Asociación Geológica Argentina hizo entrega de un diploma y plato recordatorio al Dr. M. Yrigoyen y se dirigió a los presentes en los siguientes términos:

Es para mí un motivo de satisfacción, no solamente en mi carácter de Presidente de la Asociación Geológica Argentina sino también y fundamentalmente como miembro de la comunidad geológica de nuestro país, ofrecer este homenaje al Doctor Marcelo Yrigoyen, y al hacerlo referirme, aunque más no sea brevemente, a su personalidad y trayectoria.

El Dr. Yrigoyen nació en Buenos Aires y adquirió la impronta de su educada personalidad en su hogar y en el ámbito del Colegio Americano Ward de Ramos Mejía.

Sus estudios geológicos los realizó como becario de YPF en la Universidad Nacional de La Plata, donde obtuvo su doctorado en 1948. En la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires se especializó en Geología del Petróleo e inmediatamente comenzó a actuar en Yacimientos Petrolíferos Fiscales, donde se desempeñó entre 1948 y 1957. Durante ese lapso cumplió funciones, primero en una Comisión Geológica de campo y luego en el Distrito Mendoza.

En 1957 pasó a la Comisión Nacional de Energía Atómica, donde fue Jefe de Exploración de Área y Jefe de la División Prospección y del Servicio Geológico. En 1960

comenzó a actuar en la actividad petrolera privada en la Tennessee Argentina y luego, por casi treinta años, cumplió funciones -incluida la de Gerente de Exploración- en la Compañía Esso. A lo largo de su dilatada actuación profesional el Dr. Yrigoyen efectuó numerosos cursos de capacitación, no solamente en áreas geológicas específicas sino también en temáticas gerenciales.

El Dr. Yrigoyen fue docente de la Universidad de Buenos Aires en varias oportunidades y dictó numerosos seminarios de su especialidad en diferentes universidades nacionales. En relación con la actividad universitaria ha colaborado en el mejoramiento de planes de estudio de ese nivel, lo que lo ha llevado a vincularse con autoridades de universidades nacionales y extranjeras.

En las funciones que desempeñó el Dr. Yrigoyen realizó numerosos informes técnicos y publicaciones y dictó casi un centenar de conferencias sobre diferentes temas de su especialidad, tales como Geología del Petróleo y Uranio, Recursos Energéticos, Geología del Cenozoico, etc. Incluso se ha ocupado también de desarrollar investigaciones históricas sobre la actividad petrolera en la Argentina y la fundación de la ciudad de Buenos Aires y ha actuado en temáticas relacionadas con conservación ambiental, orientación estudiantil y desarrollo vocacional.

Ha sido jurado de concursos científicos y académicos y director de tesis universitarias.

A lo largo de su dilatada trayectoria profesional el Dr. Yrigoyen ha demostrado una generosa voluntad de servicio a todas las instituciones a las que ha pertenecido y que han requerido su calificada colaboración. Así el Dr. Yrigoyen ha sido Presidente de la Asociación Geológica de Mendoza, Vicepresidente del Centro Argentino de Geólogos, Vicepresidente y Presidente del Club del Petróleo, Secretario del Instituto Argentino del Petróleo, miembro de la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina, miembro de las comisiones organizadoras de las III Jornadas Geológicas Argentinas, del Primer Simposio Internacional del Gondwana, Secretario del V Congreso Geológico Argentino, Presidente del VIII Congreso Geológico Argentino, miembro titular del Organismo de Fiscalización de la Asociación Paleontológica Argentina, miembro de la Comisión Directiva del Consejo Superior Profesional de Geología, miembro honorario de la Comisión Asesora y Comisión Científica del XII Congreso Geológico Argentino y Presidente del Comité Permanente de Congresos Geológicos Argentinos. Participó de numerosos congresos científicos nacionales e internacionales, en muchos de éstos como delegado nacional e integró la delegación argentina a todos los Congresos Mundiales del Petróleo realizados entre 1971 y 1994. Es miembro del Comité Argentino de Estratigrafía, académico correspondiente de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba, Miembro del Comité Argentino del Comité de los Congresos Mundiales del Petróleo, Presidente del Comité Científico Argentino para los Congresos Mundiales del Petróleo, Miembro del Comité de Exploración del Instituto Argentino

del Petróleo, miembro de número de la Junta de Estudios Históricos de Belgrano, miembro honorario de la Asociación Geológica Argentina, miembro vitalicio de la Asociación Paleontológica Argentina, miembro vitalicio del Instituto Argentino del Petróleo, miembro invitado de la American Association for the Advancement of Science, miembro de la American Association of Petroleum Geologists y miembro de la Sociedad Científica Argentina.

El Dr. Yrigoyen ha recibido numerosas distinciones y premios, entre ellos el Premio Juan José Nágera de la Asociación Geológica Argentina.

A través de su prolongada actividad personal el Dr. Yrigoyen ha puesto en evidencia cualidades destacables que han tenido profunda significación para la comunidad geológica del país. Así el Dr. Yrigoyen se ha ocupado en prestigiar a la Geología, no solamente a través de su dedicación a la exploración petrolera y uranífera, sino también mediante una intensa actividad de divulgación

y docencia dentro y fuera del ámbito geológico. Y como si esto no fuera suficiente, el Dr. Yrigoyen ha estado siempre presente en todas las actividades científicas y sociales que han contribuido a través de los años a cimentar la comunidad geológica de nuestro país. Esta presencia ha sobrepasado siempre los límites de su ya de por sí amplia y proverbial bonhomía y amabilidad para proyectarse, con vocación de servicio, en una generosa colaboración a todo aquello -grande o pequeño- que fuese necesario para sostener y fortalecer las entidades y actividades que nuclean a los geólogos.

Es por todo lo expuesto que la Asociación Geológica Argentina, la Asociación Paleontológica Argentina, el Consejo Superior Profesional de Geología, todos sus colegas, amigos, y todos los presentes queremos, a través de este sencillo homenaje, expresar nuestro reconocimiento a Marcelo Yrigoyen y los deseos de que su fecunda trayectoria se prolongue en el tiempo en la compañía de su esposa y familia.

HOMENAJE AL DR. M.R. YRIGOYEN

RESUMENES DE COMUNICACIONES CIENTÍFICAS

Los granitoides sincinemáticos del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico

R. CAMINOS

Servicio Geológico Nacional, Av. Julio A. Roca 651, Piso 10, Buenos Aires, Argentina.

Cronología Potasio-Argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén. Estudio preliminar

Enrique LINARES¹ y Héctor A. OSTERA^{1,2}

¹*Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.*

²*Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires.*

La geología del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue está constituida por una espesa secuencia de basandesitas y andesitas potásicas intercaladas con bancos de aglomerados volcánicos, de unos 1.800 m de espesor, pertenecientes a la Formación Hualcupén o Pre-caldera de edad pliocena, sobre la que se

sobreimponen tres Estadios Efusivos. El primero está representado por las andesitas y dacitas potásicas del Centro Efusivo Las Mellizas, las liparitas del Centro Efusivo Cerro Bayo y andesitas del Centro Efusivo Cerro Trolón. El segundo corresponde a la unidad denominada Derrames de Fondo de Valle integrado por andesitas

potásicas y basandesitas y al último lo constituyen las basandesitas y andesitas potásicas del actual volcán Copahue y las liparitas del llamado Domo Ácido (Pesce 1989; Muñoz Bravo 1989; Muñoz Bravo *et al.* 1989).

Para este complejo se poseen hasta el presente cuatro edades radimétricas por el método potasio-argón-argón de: $4,3 \pm 0,6$ Ma para la Fm. Hualcupén; de $1,1 \pm 0,5$ Ma para una toba riolítica asignada al Primer Estadio Efusivo; y de dos datos de $0,8 \pm 0,1$ Ma y ? de $0,3$ Ma para las andesitas del volcán Copahue.

En este trabajo se dan a conocer los datos preliminares de 30 edades radimétricas obtenidas sobre rocas de las distintas unidades litológicas componentes de este Complejo, las que fueron analizadas por el método potasio-argón; en casi todas las muestras las determinaciones se efectuaron por duplicado y además, los datos de espectrometría de masas fueron procesados en forma manual y computarizada. De ese modo se lograron edades muy confiables en su calidad analítica. Los valores hallados se presentan en la Tabla 1:

Con las edades radimétricas obtenidas se propone un nuevo esquema estratigráfico para el Complejo Efusivo Copahue-Caviahue siguiendo el concepto de Epoca Eruptiva (Fisher y Schmincke 1984), que se presenta en la Tabla 2.

Se señala que para la Fm. Hualcupén o Pre-caldera, se han obtenido unas pocas edades que van desde 3,8 a 7,8 Ma. Este hecho junto al gran espesor de los mantos lávicos y de aglomerados volcánicos que la integran hace suponer a los autores que el tiempo de formación de esta secuencia puede ser mayor que el indicado por el error

de la determinación radimétrica aquí presentada de $4,3 \pm 0,2$ Ma. Por ello se ha encarado un estudio de detalle de esta secuencia en el sector aflorante al este del lago Caviahue para ratificar o certificar esta hipótesis.

Fisher, R.V. y Schmincke, H.U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag. 1-471 p. Berlín-Heidelberg.

Muñoz Bravo, J.O., 1989. Evolution of Pliocene and Quaternary Vulcanism in the Segment of the Southern Andes between 38° and 39° S. Ph. D. Thesis. Department of Geological Sciences, University of Colorado. USA (inédito).

Muñoz Bravo, J.O., Stern Ch., Bermúdez A., Delpino D, Dobbs M.F. y Frey F.A., 1989. El vulcanismo Plio-Cuaternario a través de los 34°-39° de Los Andes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 270-283. Buenos Aires.

Pesce, A.H., 1989. Evolución volcano-tectónica del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue; su modelo geotérmico preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 307-327. Buenos Aires.

Tabla 1: Edades radimétricas potasio-argón de las rocas del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue

| Unidad | N° Muestras | Mediciones | Edad Ma |
|-------------------------|-------------|------------|-----------------|
| Fm. Hualcupén | 12 | 19 | $4,3 \pm 0,2$ |
| C.E.Las Mellizas | 3 | 6 | $2,6 \pm 0,05$ |
| Tobas Pumíceas | 3 | 6 | $2,05 \pm 0,05$ |
| Derrames Fondo de Valle | 4 | 5 | $1,40 \pm 0,3$ |
| Volcán Copahue | 4 | 6 | $1,00 \pm 0,05$ |
| Domo Ácido | 2 | 4 | $1,00 \pm 0,1$ |
| C.E. Cerro Trolón | 1 | 2 | $0,66 \pm 0,07$ |
| C.E. Cerro Bayo | 1 | 2 | $0,62 \pm 0,06$ |

Tabla 2: Esquema estratigráfico del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, sobre la base de edades radimétricas potasio-argón.

| Epoca eruptiva | Unidad | Epoca | Edad Ma |
|----------------|-------------------------|----------------------|---------------------|
| Copahue | Cerro Bayo | Pleistoceno | $0,62 \pm 0,05$ |
| | Cerro Trolón | Pleistoceno | $0,66 \pm 0,07$ |
| | Domo Acido | Pleistoceno | $1,0 \pm 0,05$ |
| Las Mellizas | Volcán Copahue | Pleistoceno* | $1,0 \pm 0,1$ |
| | Derrames Fondo de Valle | Pleistoceno inferior | $1,4 \pm 0,5$ |
| | Tobas Pumíceas | Plioceno superior | $2,05 \pm 0,05$ |
| | C.E.Las Mellizas | Plioceno superior | $2,60 \pm 0,05$ |
| Pre-Caldera | Fm. Hualcupén | Plioceno inferior | $4,3 \pm 0,02^{**}$ |

* Con actividad hasta el Holoceno. ** Edad mínima media.

Resumen de la Contribución N° 141 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).

La sucesión Jurásica en el centro-oeste de Argentina: arreglo estratigráfico, secuencias y evolución paleogeográfica

L. LEGARRETA¹ y Miguel A. ULIANA²

¹*Petrolera Argentina San Jorge*

²*Astra C.A.P.S.A.*

La subsidencia en el segmento ocupado por la Cuenca Neuquina tuvo sus orígenes en el colapso termo-mecánico del orógeno del Paleozoico Tardío, implantado sobre la margen occidental del Gondwana. En el Triásico Tardío y Jurásico Temprano la propagación de la subsidencia hacia el este fue la responsable del desarrollo de una cuenca marginal en el borde de la Placa Sudamericana, con acumulación de espesas secciones clásticas y volcánicas dentro de depocentros semi-aislados controlados por fallamiento sinsedimentario. Durante esta etapa tuvo lugar una invasión marina que progresó en forma escalonada, desde el noroeste y oeste hacia el sureste, con vinculación al Océano Pacífico. A lo largo del Jurásico Medio y Tardío el marco tectónico fue más simple, consistente en una depresión de tras-arco, localizado entre el antepaís Sudamericano, afectado por un suave hundimiento generalizado, y el arco magmático hacia el oeste, donde prevaleció un régimen de fallamiento extensional. En el ámbito del Engolfamiento Neuquino el patrón de subsidencia predominante estuvo regulado por el decaimiento térmico, sólo modificado localmente por fenómenos de inversión tectónica incipiente, asociados con un desplazamiento "intra-Gondwana" a lo largo de bloques rígidos delimitados por zonas de cizalla este-oeste. En este lapso, la faja de facies continentales y marino marginales adosada al antepaís se expandió notablemente, debido a un proceso de progradación con importante suministro clástico, que se intensificó hacia

la finalización del Jurásico Medio e inicio del Jurásico Tardío, dando lugar un incremento de las pendientes deposicionales y a una sustancial reducción del área de acumulación. Durante el Jurásico Tardío se inicia una nueva etapa, con reversión de aquella tendencia, atestiguado por la acumulación regionalmente extendida de carbonatos y pelitas oscuras, portadoras de una fauna cosmopolita. La marcada expansión del perímetro de acumulación se mantuvo aún cuando la conexión con las aguas oceánicas del Pacífico, a través del arco magmático, sufrió una importante restricción, dando lugar a la acumulación de evaporitas y capas rojas. A consecuencia del ascenso persistente del nivel de base, afectado por interrupciones de menor orden, la cuenca sufrió una nueva invasión de aguas marinas normales, con la cual se depositó una espesa sección de lutitas ricas en materia orgánica, la principal roca madre de la Cuenca Neuquina. El patrón bioestratigráfico basado en ammonites, con participación de formas cosmopolitas con afinidades al Tethys, ha aportado una herramienta clave para una datación confiable de las rocas portadoras. Este hecho, junto con el análisis del arreglo estratigráfico y composición de las secuencias, así como de las características de las discontinuidades sedimentarias, ha permitido asumir que las variaciones globales del nivel del mar ejercieron un fuerte control en el relleno sedimentario de la cuenca.

Geología de la región del Aconcagua

V.A. RAMOS

Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Modificación costera en el río de la Plata en los últimos 4.000 años

J. CODIGNOTTO

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Revisión estratigráfica del Cretácico Inferior continental en el ámbito sudoriental de la Cuenca Neuquina

Héctor A. LEANZA^{1,2} y Carlos A. HUGO¹

¹Servicio Geológico Nacional. Av. Julio A. Roca 651. Piso 10. 1067 Buenos Aires, Argentina

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

En la región sudoriental de la Cuenca Neuquina al sur de la Dorsal de Huincul, se desarrolló a partir del Barremiano un importante conjunto de capas rojas cuyas mutuas relaciones estratigráficas y distribución regional planteaban varios interrogantes. El reciente relevamiento geológico de la Hoja Picún Leufú a escala 1: 250.000 llevado a cabo por los autores ha permitido revisar dichas capas, cuyos únicos antecedentes de estudios regionales se deben a los informes inéditos de Roll (1939) y Parker (1965). Entre los problemas que aún no habían sido resueltos, pueden citarse la documentación de la extensión regional de las Fms. La Amarga y Candeleros, así como las relaciones estratigráficas y distribución de las sedimentitas comprendidas entre ambas unidades, tanto como la enigmática posición de la "Facies China Muerta". Coadyuvaron para esta situación de indefinición, las muy similares características litológicas de estas unidades formacionales y la falta de registros paleontológicos, realizada por la uniformidad determinada por la tinción rojiza de sus estratos. Consecuentemente, el objetivo de la presente contribución es ofrecer una síntesis sobre la nueva interpretación estratigráfica de las Capas Rojas de esta región de la Cuenca Neuquina.

Formación La Amarga (Musacchio 1970): Su localidad tipo se encuentra en la ladera septentrional del cerro China Muerta en las inmediaciones del arroyo La Amarga, donde alcanza 159,20 m de espesor. En base a su contenido microfaunístico es asignada habitualmente al Hauteriviano tardío/Barremiano (Musacchio 1993: 118) Por corresponder los miembros con que anteriormente se la distinguía (Pichi Picún Leufú, Ortiz y Limay) al Grupo Fortín Nogueira, equivalente lateral del Grupo Mendoza, se proponen los siguientes nuevos miembros:

Miembro Puesto Antigüal nom. nov.: Cubre en discordancia a la Fm. Agrio y pasa gradualmente al Miembro Bañados de Caichigüe. Se designa como localidad tipo al área del puesto Antigüal, situado en la margen derecha del arroyo de La Amarga y al norte del cerro China Muerta, donde acusa 28,90 m de espesor. Está compuesto por areniscas de grano grueso con lentes conglomerádicos, grano y estrato decrecientes, de tonalidades castaño-rojizas y verdosas, con intercalaciones de pelitas y limolitas rojizas y verdosas. Las mismas representan un paleoambiente continental con episodios fluviales y lacustres. De este miembro procede el dinosaurio saurópodo *Amargasaurus cazaui* Salgado y Bonaparte.

Miembro Bañados de Caichigüe nom. nov.: Se designa

como localidad tipo al área de los Bañados de Caichigüe, donde acusa 20,90 m de espesor. Puede reconocerse como una angosta pero continua faja resaltada por sus colores blanquecinos, la cual aflora desde algo al sur del cerro China Muerta en dirección al noreste, acompañando los bañados de Caichigüe, para reaparecer luego en un pequeño asomo en el valle del arroyo Picún Leufú, 17,5 km al este de la Ruta Nacional 40. Está compuesto por pelitas verde oscuras y margas verdes, con conspicuos niveles de calizas, con venillas de cuarzo y zeolitas. Las pelitas contienen una abundante fauna de ostrácodos y carófitas, así como restos polínicos. Las calizas fueron depositadas en ambiente continental lagunar.

Miembro Piedra Parada nom. nov.: Constituye la sección superior de la Fm. La Amarga. Cubre transicionalmente al Miembro Bañados de Caichigüe y es cubierto en discordancia por la Fm. Lohan Cura. Se designa como localidad tipo al área de Piedra Parada, situada 7 km al noreste del cerro China Muerta, donde acusa 109,40 m de espesor. Este Miembro aflora en las altas laderas del cerro China Muerta, extendiéndose hacia el este hasta las inmediaciones del cerro Agua del León o La Picaza. La parte inferior está constituida por una alternancia de pelitas y margas grises, verdosas y castaño-rojizas, entre las que se intercalan delgados niveles de margas castaño oscuras y, en menor grado, algunas capas calcáreas grises, más resistentes. En la parte superior dominan niveles de areniscas de grano grueso con lentes conglomerádicos, con bases canalizadas de corte y relleno, de tonalidades rosado pálido. El último nivel de este miembro está constituido por una arenisca de grano mediano a grueso, castaño clara, de 5 m de espesor.

Formación Lohan Cura nom. nov.: Se propone esta denominación para identificar a un conjunto de sedimentitas de carácter continental que suprayacen en discordancia a la Fm. La Amarga y son cubiertas del mismo modo por la Fm. Candeleros, alcanzando 177,20 m de espesor. Se designa como localidad tipo al área del cerro Lohan Cura (70° 10' - 39° 30' 39" S), situado al este de la ruta nacional 40, entre el cerro China Muerta y el cerro Cullín Grande. El cerro Lohan Cura está labrado en sedimentitas correspondientes a la parte basal de la unidad. La misma posee extensos afloramientos en el valle del arroyo China Muerta, siendo cubierta en las posiciones topográficas más elevadas por la Fm. Candeleros. La base de la Fm. Lohan Cura está determinada por una importante discordancia regional. Así, en el sinclinal del China Muerta, se observa que, inmediata-

mente al oeste de las serranías de Bajada Colorada, se apoya sobre la formación homónima, mientras que en el área de los cerros China Muerta-Lohan Cura yace sobre la Fm. La Amarga, en tanto que en dirección noreste, en el cerrito cota 708, al norte del arroyo Picún Leufú, lo hace sobre la Fm. Agrio. En base a sus características litológicas, la Fm. Lohan Cura puede ser subdividida, de abajo hacia arriba, en dos Miembros:

Miembro Puesto Quiroga nom. nov.: Su localidad tipo se encuentra en el faldeo septentrional del cerro Lohan Cura, pocos metros por encima de la cota del Puesto Quiroga, donde alcanza 85 m de espesor. Comienza con un conglomerado basal polimíctico de tonalidad rojo ladrillo de 4 m de espesor, al que le siguen 26 m compuestos por una alternancia de areniscas y conglomerados rojo ladrillo y castaño rojizos. Continúan 57 m de fangolitas rojas y moradas, en las que intercalan delgados niveles de areniscas gris oscuras y castañas, que en algunos casos muestran impregnaciones pulverulentas de manganeso. Es precisamente este paquete de fangolitas rojas el que pertenece a la "Facies China Muerta" (véase Roll 1939), sugiriendo un ambiente de planicie aluvial surcada por ríos meandrosos, desarrollándose algunas lagunas someras con precipitación de manganeso.

Miembro Cullín Grande nom. nov.: Su localidad tipo se encuentra en el faldeo noroccidental del cerro homónimo, donde acusa 92,20 m de espesor. Está constituido por

varios niveles de areniscas gruesas, granodecrecientes, castaño rojizas, que alcanzan hasta 8 m de espesor, entre las que se intercalan fangolitas y arcilitas rojizas. Estas areniscas tienden a constituir cornisas, que pueden ser fácilmente confundidas con aquéllas de la Fm. Candeleros, si las secciones estratigráficas no son examinadas con detalle. El perfil remata con una alternancia de fangolitas rojizas, moradas, verdosas y castañas, que se distinguen por un característico bandeamiento. En este tramo cuspidal se desarrolla lateralmente en el área al sur del cerro El Chenque un nivel de anhidrita laminada en asociación con pelita y caliza. La parte basal de este miembro, sugiere una reactivación de la cuenca, exhibiendo un sistema fluvial dominado por procesos conglomerádico-arenoso-pelíticos multiepisódicos con fuerte migración lateral, típica de ríos meandrosos.

En la parte superior reaparecen nuevamente condiciones de sedimentación de régimen fluvial cercana al nivel de base, con predominio de fangolitas con intercalaciones de delgados niveles de areniscas. Por su parte, la facies de pelita-yeso-caliza equivalente lateral de éstos términos, denota también influencia continental, con cuerpos de agua dulce y barreales en los que se produjo el crecimiento de yeso diagenético.

La edad mínima de la Fm. Lohan Cura está dada por la edad de la discordancia existente en la base del Grupo Neuquén que, según Orchuela y Ploszkiewicz (1984) puede estimarse en el Cenomaniano inferior (97±3 Ma),

Cuadro estratigráfico propuesto para la región analizada.

| | Cenomaniano | Fm. Candeleros | (Grupo Neuquén) |
|-------------------------|----------------------------|-----------------------|---------------------------------|
| Cretácico | Albiano | | |
| | Aptiano | Fm. Lohan Cura | Mbro. Cullín Grande |
| | | | Mbro. Puesto Quiroga |
| | | | |
| | Barremiano | Fm. La Amarga | Mbro. Piedra Parada |
| | | | Mbro. Bdos. de Caichigüe |
| | | | Mbro. Puesto Antigüal |
| | Hauteriviano | Fm. Agrio | |
| Valanginiano | | | |
| Berriasiano pars | Fm. Bajada Colorada | | |

o quizás ligeramente más antigua, a estar con registros de reptiles presentes en la base de la Formación Candeleros que indicarían una edad albiense superior (J.F. Bonaparte, comunicación personal, 1995). Por su parte, la edad máxima puede alcanzar el Aptiano, habida cuenta de la edad hauteriviense superior / barremiana que habitualmente se asigna a la Fm. La Amarga. Esta asignación resulta coherente con el reciente hallazgo en esta unidad de dinosaurios actualmente en estudio, que sugieren una edad más joven que los presentes en la Fm. La Amarga y más antigua que los exhumados en la parte basal del Grupo Neuquén (J.F. Bonaparte, comunicación personal, 1995). Por otra parte, Musacchio (1994) ha mencionado la presencia de carófitas de edad aptiana en la Fm. Cerro Barcino, en el valle del río Chubut medio, similares a las presentes en la región del China Muerta en el tramo comprendido entre la Fm. La Amarga y el Grupo Neuquén (Fm. Lohan Cura).

Si bien las sedimentitas a las que hemos propuesto denominar como Fm. Lohan Cura al sur de la Dorsal de Huincul eran asignadas últimamente a la Fm. Rayoso (véase Foucault *et al.* 1987), es evidente que se está señalando con un mismo nombre a dos unidades que, si bien parcialmente correlacionables, difieren ampliamente entre sí, tanto desde el punto de vista litológico como ambiental. Como se ha señalado, la Fm. Lohan Cura exhibe un carácter netamente continental, con abundantes cursos fluviales y lagunas someras con manganeso, lo que configuró un paleoambiente apto para la vida de saurópodos y tetrápodos, a los que se suman las carófitas de agua dulce. La Fm. Rayoso, presente en la región central de la Cuenca Neuquina, consiste, en cambio, en una alternancia de varios ritmos de sedimentación con presencia de evaporitas (anhidrita y/o halita) de marcada influencia marina (véase Uliana y Legarreta 1993, fig. 2) en los que la notable diferencia paleoambiental con respecto a la Fm. Lohan Cura no permitió en su momento el desarrollo de ninguno de los grupos paleontológicos presentes en esta unidad.

El último registro marino de la región situada al sur de la Dorsal de Huincul corresponde a la Formación Agrio. A partir del Hauteriviense superior tardío las

Fms. La Amarga y Lohan Cura, ambas de carácter netamente continental, que se han depositado en un área cercana al borde de cuenca, tienen una evolución diferente a la observada en unidades coetáneas aflorantes en regiones más septentrionales, donde la influencia marina continúa siendo importante.

Con referencia a la posición estratigráfica de la "Facies China Muerta", debe consignarse que Roller *et al.* (1984: 488) la consideraron en el cerro Los Leones como integrante de la Fm. Bajada Colorada, mientras que Foucault *et al.* (1987: 142) señalaron que la misma podría corresponderse con el Grupo Rayoso o bien formar parte total o parcialmente del Grupo Neuquén. Los resultados del presente relevamiento permiten concluir que la "Facies China Muerta" corresponde exactamente al tramo de fangolitas del Miembro Puesto Quiroga que constituye la parte inferior de la Fm. Lohan Cura.

- Foucault, J.E., Vaillard, L.C. y Viñez, R.F., 1987. Estratigrafía de las unidades aflorantes a lo largo del curso inferior del río Limay, provincias de Neuquén y Río Negro. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 139-142. Tucumán.
- Musacchio, E.A., 1970. Ostrácodos de las superfamilias Cytheracea y Darwinulacea de la Formación La Amarga (Cretácico inferior), provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 7 (4): 301-318. Buenos Aires.
- Musacchio, E.A., 1993. Use of global time scale in correlating nonmarine Cretaceous rocks in southern South America. *Cretaceous Research*, 14: 113-126. Stuttgart.
- Musacchio, E.A., 1994. Microfósiles calcáreos del Jurásico/Cretácico en el distrito geológico del valle medio del río Chubut. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes: 63-64. Trelew.
- Orchuela, I y Ploszkiewicz, V., 1984. La Cuenca Neuquina. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 163-188. Buenos Aires.
- Parker, G.E., 1965. Relevamiento geológico a escala 1: 25.000 entre el arroyo Picún Leufú y Catán Lil a ambos lados de la ruta nacional n° 40. Y.P.F. Gerencia de Exploración, informe. Buenos Aires, (inédito).
- Roll, A., 1939. La Cuenca de los Estratos con Dinosaurios al sur del Río Neuquén. Y.P.F. Gerencia de Exploración, informe. Buenos Aires, (inédito).
- Roller, E., Dellapé, D.A. y Manceñido, M.O., 1994. Estudio geológico del valle del río Limay entre Piedra del Aguila y El Chocón. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 478-497. Buenos Aires.
- Uliana, M.A. y Legarreta, L., 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic to Cretaceous sub-andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, 16 (4): 397-420.

El ciclo panaraucaniano en la evolución de los mamíferos sudamericanos: un modelo de acción biótica y abiótica recíproca

Rosendo PASCUAL

Departamento Paleontología Vertebrados, Museo de Ciencias Naturales, 1900 La Plata, Argentina

Ya los primeros estudiosos de los mamíferos fósiles sudamericanos reconocieron que definidos y distantes "grupos" sedimentarios cenozoicos portaban mamíferos

en un mismo "estado evolutivo", tanto como para distinguir un episodio. Aparentemente existe una correlación entre ciclos sedimentarios y ciclos evolutivos. La no-

menclatura estratigráfica usada por distintos paleontólogos expresa esa correlación, aunque con algunas diferencias. Un conspicuo ejemplo es el "Piso Araucano" de la "Formación Araucana" de Doering, que Ameghino adoptó y amplió. Posteriormente, Kraglievich y Simpson adoptaron ese criterio, pero agregaron a la correlación roca-tiempo una "unidad mamífero", que estaba implícita en la "medida" del tiempo: Formación Arauco-Entrerriana—Ciclo Faunístico Eopampeano—Horizontes y Subhorizontes (=Fauna y Fáunulas), e.g., Paranense... Huayqueriense... Chapadmalalense (Kraglievich); Time-Stages, e.g., Chasicosan... Chapadmalalan—Faunal Type, e.g., Araucanian—Stratigraphic Groups, e.g., Rionegran... Araucanian (Simpson). Un análisis multivariado de los mamíferos de ese lapso, usando como unidades operativas (OTUs) las Edades-mamíferos reconocidas por nosotros y como "caracteres" las familias (presencia/ausencia), ratificó

el reconocimiento de un episodio evolutivo "araucaniano", que denominados Ciclo Panaraucaiano. Todos esos "grupos" estratigráficos (definidos todos por las Fases Quechua abajo y la Diaguita arriba) representan a variadas llanuras ("edad de las planicies australes") que sucedieron a la gran transgresión marina del Mioceno medio-Plioceno? extendida entre el Caribe y el norte de la Patagonia. Aunque con ciertas diferencias regionales, los mamíferos arborícolas decrecen o desaparecen, predominando los cursoriales, junto a tipos cavícolas y ricochetales. Climas templado-cálidos y estacionales están indicados por ellos y otros vertebrados, y en todo de acuerdo con los caracteres litogenéticos de las formaciones portadoras. A la culminante Fase Diaguita, responsable de la influyente elevación de las Sierras Pampeanas, atribuimos la formación del "puente panameño", la iniciación del gran intercambio americano y la reducción y desplazamiento de las llanuras al este de esas sierras.

Las cuencas del margen occidental argentino

Carlos M. URIEN

Instituto Tecnológico de Buenos Aires

Luego de la estabilización del núcleo litosférico del cratón central del Gondwana (2.600 Ma), varios cordones móviles orogénicos se acrecieron en sus márgenes. La formación y consolidación del sur del cratón Gondwánico fue consecuencia de episodios de convergencia de bloques, con períodos intermedios de extensión y terminales de compresión. Al final del Proterozoico, importantes eventos de colisión de los Cordones Panafricano y Brasileño, produjeron extensas y profundas líneas de debilidad cortical.

Desde el Proterozoico final, Paleozoico Inferior (500 Ma), en el flanco sudoeste del Gondwana, tuvo lugar el desarrollo de un extenso "margen continental pasivo".

En la evolución tectono-estratigráfica de las cuencas de subsidencia térmica de Paraná, Karoo-Ventania y los grabens Mesozoicos, las mismas fueron modificadas por procesos generados por la fracturación del Gondwana y la subsiguiente apertura del Atlántico Sur.

Síntesis de la evolución regional

Durante el Proterozoico y Paleozoico inicial, transgresiones marinas depositaron en Sud África el Grupo "Table Mountain", y, en las cuencas del oeste de Argentina, los clásticos y carbonáticos Cambro-Ordovícicos y Siluro-Devónicos.

Rocas en arcos magmáticos y unidades sedimentarias marinas, sobre el flanco sudoeste de Patagonia, indican que desde el Paleozoico se formó una fosa tectónica en el oeste de Sud América. Los arcos magmáticos se emplazan en el oeste del continente, formados por rocas vulcanoclásticas y plutónicas, conjuntamente con las cuencas de antearco, se desarrollaron progresivamente desde el Ordovícico, Silúrico-Devónico al norte y Permo-Triásico en el Centro Oeste y al Sur.

En Patagonia, el magmatismo continuó hasta el Jurásico Superior, alternando con secuencias continentales y marinas, sobre un substrato de metamorfitas Devónicas e intrusivos Carbónico-Permianos. Estos procesos son resultantes de los episodios de acreción a lo largo del margen Pacífico del Gondwana.

Desde el Devónico Medio al Carbonífero Temprano, en Sud África, existió una subducción activa (fosa-arco) que posteriormente evolucionó en un cordón plegado y sobrecorrido, conjuntamente con Ventania (Orógeno Varísico). La cuenca norpatagónica Devónica forma un segundo centro de deposición entre el Macizo Norpatagónico y la Plataforma de La Pampa. Así los terrenos acrecionales se adosaron sobre el flanco sudoeste del cratón Plata-Ribeira y Pampeano y subsecuentemente se produce el despegue basal de los terrenos de Ventania.

Datos geológicos y geofísicos indican que, desde el Paleozoico Superior, se desarrolló al este de Patagonia y Sud Africa un mar somero, que se extendía siguiendo el rumbo de la sutura acrecional. En este mar se distribuyeron secuencias glacio-marinas (Formaciones Dwyka y Sauce Grande).

En el margen occidental de Patagonia, clásticos continentales y glacio-marinos Permo-Carboníferos rellenan estas cuencas, las que se extienden hacia el Sudeste. Esta orientación de las cuencas de Agnia-Tepuel en el sud, y las de Neuquén y Ventana en el norte, es evidente que estuvo controlada por estructuras preexistentes en el borde occidental del Gondwana. En Ventana, las lutitas y areniscas parásicas, permo-carboníferas, transicionan hacia el norte de neríticas a continentales. Estas unidades se detectan, en el subsuelo de la cuenca de Claromecó, el margen continental, y como "basamento técnico" de la cuenca del Colorado.

Las cuencas en la Placa Patagónica fueron sometidas a movimientos transcurrentes a lo largo de fracturas orientadas NO-SE previo a la apertura del Atlántico. La corteza Patagónica reaccionó en forma dúctil a la compresión Gondwánica, mientras que el bloque cratónico norte resultó más competente y sufrió compresiones ("Ventana folds").

El rift entre la Antártida Oriental y Occidental, y el margen Sur de Africa, comenzó hace 180 Ma (Jurásico Medio).

En Patagonia, el rift triásico-jurásico, de tipo "basin and range", progresó hacia el sudoeste esparciendo lavas ácidas, desde el Triásico hasta el Jurásico Superior, comenzando aquí un nuevo fallamiento normal con grábenes N-S en Patagonia Central y Oriental, rellenos de secuencias lagunares.

Las cuencas transversales al margen continental, tienen cambios de facies en las secuencias fluvio-lacustre en las fases rift. En San Jorge, piroclásticos ácidos Jurásicos se intercalan con sedimentos continentales, y son cubiertos por unidades lacustres y fluviales del Jurásico Superior. Estos nuevos grábenes tienen una tendencia Norte-Sur, desarticulados por lineamientos transcurrentes.

Similarmente, facies fluviales y lagunares del Jurásico Superior, fase "rift inicial", se depositaron en las cuencas de Colorado, Valdés-Rawson, San Julián (aquí alternando con vulcanitas) y Malvinas Norte. Estas cuencas intracratónicas sufrieron extensión transtensional, provocando desplazamientos laterales, producto de las fallas transcurrentes, Este-Oeste, como es el caso de la "escarpa" Agulhas-Malvinas, a lo largo de la cual migraría la microplaca del Plateau de Malvinas con su posible adosamiento final en Patagonia.

Desde el norte de Malvinas, un lineamiento transcurrente bordea el flanco oriental de la elevación de Río Chico-Deseado, con una mecánica transtensional SE-NO, creando el graben "pull-apart" de San Jorge.

Los eventos post-Oxfordianos (Araucanos) elevaron los terrenos volcánicos occidentales, con la consecuente inclinación al este de la "Placa Patagónica". Las secuencias salobres en el proto Atlántico se extendieron solapando el borde continental y penetrando en las cuencas de Pelotas Oriental, Punta del Este, Salado, Colorado, Este de Patagonia, Malvinas Norte y Malvinas Austral, como así también las cuencas conjugadas de Orange River y Agulhas. El fallamiento de la corteza a lo largo de ambos márgenes continentales gestó las "cuencas marginales atlánticas". Este sistema de fallas se extendió desde el Microcontinente de Malvinas hasta la elevación de Río Grande-Walvis.

En el Valanginiense (140 Ma), la corteza alcanza su máxima atenuación y las extrusiones básicas comienzan a adosarse al borde continental, entrando así en la fase proto-oceánica.

Simultáneamente, la Gran Antártida comenzó su migración hacia el sudoeste, mientras la apertura oceánica es inundada en el extremo sur del embrionario "rift" Atlántico.

La separación de Africa y Sud América marca la terminación de la fase sedimentaria "rift" y, a partir del Barreniano, da lugar a un relleno sedimentario de predominancia marina.

El fallamiento lístrico decreció al comenzar el emplazamiento de la corteza oceánica, dando lugar, en el borde continental, a la subsidencia térmica. Los medio grábenes remanentes son así relictos de la faja de fracturación de la separación del Gondwana.

Datos gravimétricos y magnetométricos indican que las cuencas de Salado y Colorado, con rumbo E-O, son resultado del desplazamiento diferencial de bloques de la corteza.

La fractura Centro Atlántica continuó expandiéndose progresivamente hacia el norte, a razón de unos 30 cm por año, desde la fractura Malvinas-Agulhas, hasta Walvis Ridge y el engolfamiento del Benin, "zona de las fracturas ecuatoriales". Esta velocidad de propagación hacia el norte favoreció la progresiva erupción y apilamiento de lavas básicas, creando así la corteza del fondo oceánico. El área de la elevación "Río Grande-Walvis" es una sucesión de puntos-calientes migrantes, formando la barrera tectónica que limita al norte la cuenca salífera. La expansión oceánica definitiva se fija en el Neocomiano terminal, la cresta es seccionada por fallas transformacionales, que, en casos, inciden en la placa continental.

Pavimento glacial en la Formación Leoncito (Carbonífero), Precordillera occidental, San Juan

Oscar R. LÓPEZ GAMUNDÍ¹ y Eduardo A.ROSSELLO²

¹Texaco Inc., Central Exploration Department, 4800 Fournace Place, Bellaire, Texas 77401-2324, USA.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; Departamento de Ciencias Geológicas,
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria,
Pabellón 2, 1428 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT. *Glacial pavement in the Leoncito Formation (Carboniferous), western Precordillera, San Juan.* Evidence of glacial grooving in the Middle Carboniferous Leoncito Formation has been a focus of debate for decades. Boulder pavements and "partly moutonnée" polished and striated surfaces of glacial origin have been described from the Leoncito Formation by Du Toit (1927) and Harrington and Keidel (1938). Later works suggested that these surfaces were of tectonic origin and striations carved in them interpreted as slickensides. Recent field work demonstrated the presence of two distinctive types of striations, one of tectonic origin and the other derived from soft-sediment glacial grooving. Striations of tectonic origin (slickensides) are parallel, rather short (few tens of cm long), with low relief and developed on calcite films; they indicate normal flexural slip mechanisms. Glacial striations are long (up to 1 m), parallel and subparallel and associated with dome-like features sculptured on the top of a sandstone bed. Orientation of striae suggests an ice flow direction toward the northwest. A strong N-S component in the paleo-ice flow direction from nearby glacial pavements, stresses the importance of the N-S-oriented proto-Precordillera as a major paleogeographic element that deflected westward drainage toward the north during the Mid Carboniferous.

Introducción

El objeto de este trabajo es la descripción e interpretación del pavimento glacial intraformacional hallado en la Formación Leoncito y la correlación de sus depósitos glaciógenos con otras unidades equivalentes aflorantes en la zona de Barreal-Calingasta. La Formación Leoncito (Baldis 1964) aflora en el margen sur del arroyo Cabeceiras al norte del casco de la estancia Leoncito, al oeste del cerro Leoncito y en el extremo sur del cordón del Naranja (Fig. 1). Los afloramientos estudiados en este trabajo están ubicados cerca del Observatorio Félix Aguilar de la Universidad Nacional de San Juan (Fig. 1).

Las evidencias de acción glacial en unidades carboníferas aflorantes en la Precordillera sanjuanina han sido objeto de estudios particularmente intensos en las dos últimas décadas. Pavimentos de origen glacial han sido descritos en el sector central de la Precordillera (Milana y Bercowski 1985) dentro del ámbito de la cuenca Paganzo y en el sector occidental para la cuenca Calingasta-Uspallata (Amos y López Gamundí 1981; González 1981; López Gamundí 1983). En este último sector, evidencias de glaciación han sido descritas desde prácticamente los inicios de este siglo. Du Toit (1927) y particularmente Keidel y Harrington (1938) mencionan la presencia de tillitas asociadas a pavimentos glaciales en la Formación Leoncito en afloramientos ubicados en el extremo austral del Cordón de la Ciénaga

del Medio (Fig. 1). Estos últimos autores mencionan la presencia de cuatro superficies pulidas y estriadas (*four striated and polished surfaces*), dos de las cuales coinciden con techos de bancos arenosos intercalados con tillitas (p. 111). Pese a la falta de una ubicación precisa de los afloramientos estudiados por Keidel y Harrington (1938), la descripción litológica y ubicación general de los mismos sobre la margen sur del Arroyo de Las Cabeceras permite inferir que una de las dos superficies referidas corresponden probablemente al pavimento descrito en este trabajo. Estas dos superficies estriadas analizadas por Keidel y Harrington (1938) son descritas como parcialmente aborregadas (*partly "moutonnée"*) mientras que las dos restantes son calificadas como pavimentos de bloques (*"boulder pavements"*).

Posteriormente, la presencia de pavimentos estriados en la Formación Leoncito fue cuestionada por Dunbar (1940), Fossa Mancini (1943) y Frakes *et al.* (1969), quienes al observar la presencia de espejos de fricción (*slickensides*) remarcados por películas de calcita halladas en superficies de estratificación, se inclinaron por el origen tectónico para todas las estrías. Posteriormente, dos tipos genéticos de superficies estriadas fueron descritas para esta localidad: (1) una de origen tectónico, asociada a niveles milimétricos de calcita y diaclasamiento, y otra de origen dudoso posiblemente glacial (López Gamundí 1984; Rosello *et al.* 1992). El análisis detallado de una superficie en el afloramiento

en cuestión, sumado a la reciente erosión de parte de su cubierta, ha permitido con más precisión la descripción e interpretación de dos tipos genéticos de estriaciones.

Contexto estratigráfico

Las unidades carboníferas de la región se encuentran en discordancia angular sobre depósitos del Paleozoico inferior y Medio ("Pretilítico", Zöllner 1950). En particular, los depósitos de la Formación Leoncito en el área de estudio aparecen aislados formando una secuencia homoclinal de rumbo N 125° y 24° de inclinación al SO. El espesor medido llega aproximadamente a 30 metros (Fig. 2). La sección expuesta está caracterizada por pelitas (fangolitas y escasas arcilitas) con areniscas finas subordinadas de colores grises verdosos agrupadas en bancos con contactos netos. Las pelitas poseen laminación; se han reconocido secuencias granocrecientes que gradan desde fangolitas finas a fangolitas gruesas-areniscas finas (López Gamundí 1984). Ondulitas levemente asimétricas a simétricas han sido identificadas en los tramos arenosos finos. Sobre este conjunto de granulometría fina se apoyan en contacto levemente erosivo areniscas gruesas, ortoconglomerados y paraconglomerados (diamictitas). Los ortoconglomerados son macizos y agrupados en bancos del

orden del metro de espesor con intercalaciones lentiformes de areniscas gruesas. Algunos de los bancos de areniscas poseen abundantes clastos intraformacionales de pelitas. El pavimento analizado en este trabajo se halla ubicado hacia el tope de uno de estos bancos de arenisca en contacto con un nivel de paraconglomerado (Figs. 2 y 3). La mitad inferior de la secuencia expuesta carece de niveles conglomerádicos y está caracterizada por pelitas, areniscas finas con ondulitas simétricas y areniscas medianas a gruesas con nódulos fosilíferos. Braquiópodos, pelecípodos, briozoarios y restos de fragmentos vegetales retransportados han sido identificados en este tramo inferior (Lech 1985). Niveles fosilíferos pertenecientes a la zona de *Levipustula*, de edad carbonífera media, han sido también reconocidos en las facies finas por debajo de los depósitos gruesos (Amos y Roller 1965; Lech 1985).

Pavimento glacial intraformacional

El pavimento estudiado se desarrolla sobre una superficie de estratificación localizada entre el techo de una arenisca y la base de un paraconglomerado o diamictita (Figs. 2 y 3). La arenisca infrayacente es de grano mediano a grueso, en partes conglomerádica, con abundantes fósiles vegetales fragmentados con indicios de retransporte. Este banco posee un espesor variable ya que muestra una marcada lenticularidad variando entre 1 m a 20 cm, llegando a adelgazarse a 10 cm de espesor. En estos sectores de menor espesor bloques pertenecientes a una diamictita infrayacente al banco de arenisca protruyen de tal manera que la arenisca es reducida a parches entre los dos bancos diamictíticos. El pavimento es de difícil reconocimiento cuando ambos bancos diamictíticos se ponen en contacto. La presencia de una concentración de clastos mayores (entre 30 y 45 cm de diámetro) de unos 5 m de extensión lateral en la diamictita suprayacente al pavimento, sugiere la posibilidad de desarrollo local de pavimentos de bloques de tipo intratill. La superficie del pavimento estriado muestra surcos y montículos con formas abovedadas de escala métrica (Fig. 4b) con desarrollo de estrías paralelas a subparalelas. El diseño local convergente en las depresiones y divergente sobre los montículos de las estrías asociadas a las formas aborregadas sugiere acomodación por flujo viscoso de la parte basal de hielo a la topografía del sustrato. Las estrías y surcos descritos poseen secciones subcirculars de hasta 10 centímetros de sección y con desarrollo longitudinal que alcanza el metro. Las dimensiones y morfología de las estrías son similares a una familia de estrías descritas por Savage (1972) en depósitos del Grupo Dwyka de Sudáfrica como acanalamiento glacial sobre material semi-consolidado (*soft-sediment glacial grooving*). Las estrías del pavimento de la Formación Leoncito muestran, luego de

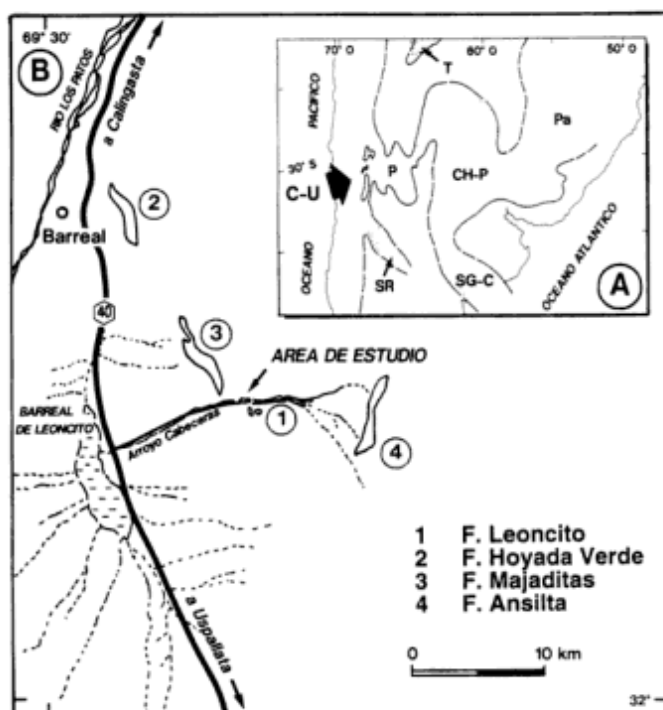


Figura 1.a: Ubicación paleogeográfica de la cuenca Calingasta-Uspallata (C-U). SR: San Rafael, P: Paganzo, CH-P: Chaco-Paraná, SG-C: Sauce Grande-Colorado, Pa: Paraná, T: Tarija. **b:** Mapa de ubicación de afloramientos del Carbonífero de la cuenca de Calingasta-Uspallata en la zona de Barreal.

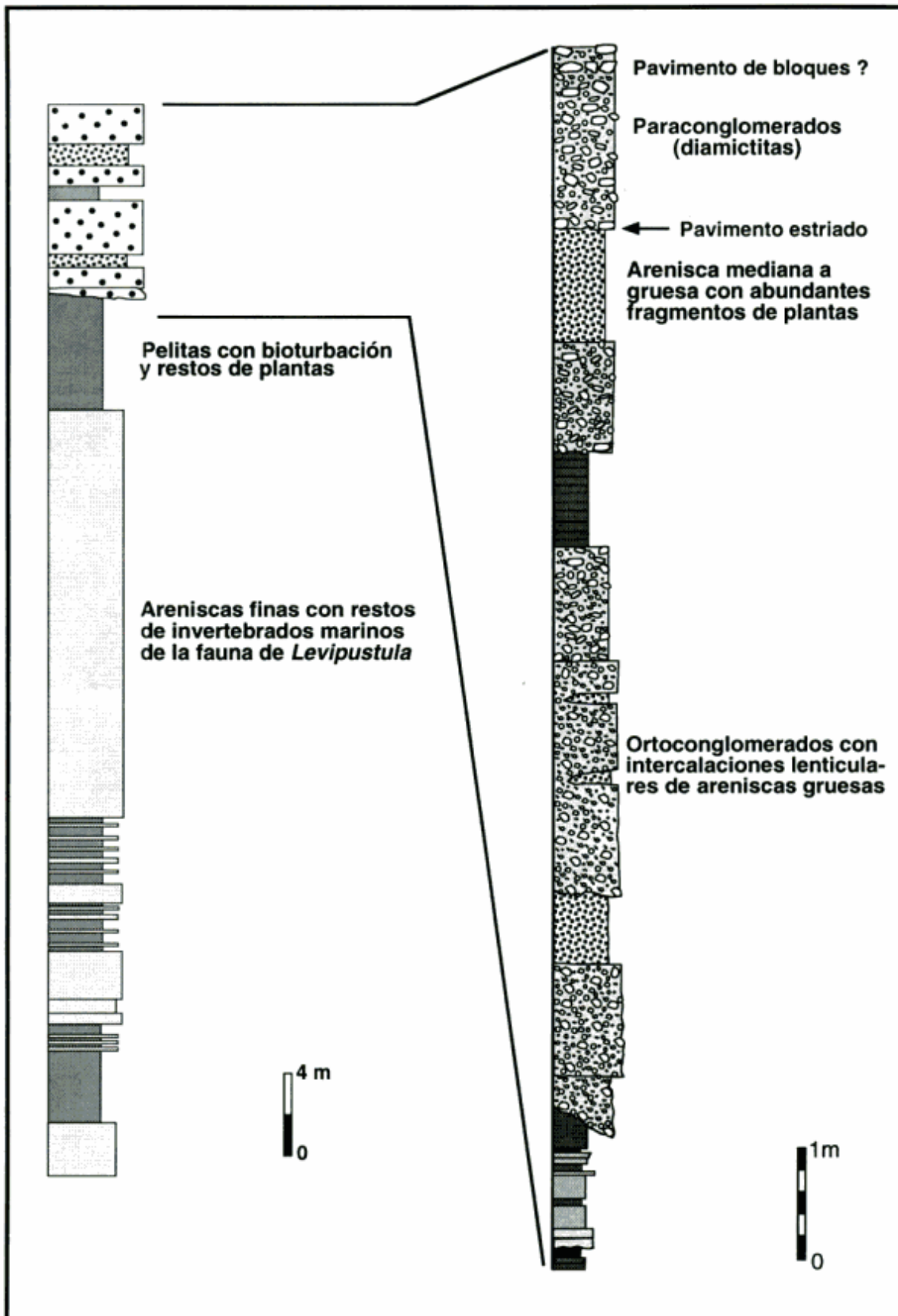


Figura 2: Sección de la Formación Leoncito aflorante en la zona de estudio. Modificado de López Gamundí (1984) y Lech (1985).

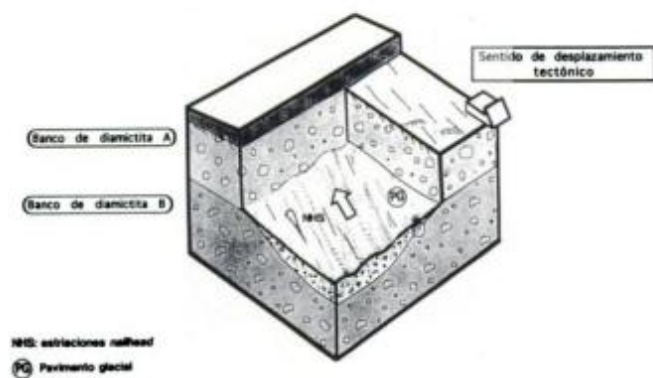


Figura 3: Esquema del pavimento glacial intraformacional, desrollado sobre el banco arenoso lenticular. El conjunto de estrías de origen glacial indica un sentido de flujo marcadamente opuesto al sentido de desplazamiento tectónico por deslizamiento interestratal de tipo directo inferido a partir de espejos de fricción desarrollados sobre varias superficies de estratificación. Modificado de Rossello *et al.* (1992).

aplicada la corrección estructural a la horizontal, una dirección aproximada NO-SE (Fig. 5). Escasas pero bien definidas estrías del tipo "nailhead", con morfologías similares al tipo 1 de Iverson (1991), indicarían que el sentido de flujo del glaciar fue de SE a NO. La diamictita suprayacente está texturalmente caracterizada por abundante matriz mayormente arenosa fina y bloques de hasta 60 cm de diámetro; los clastos estriados y facetados son comunes. Composicionalmente los clastos de la diamictita son mayormente (entre el 70 y 80%) sedimentarios y metasedimentarios derivados del basamento clástico pre-carbonífero característico de la región con cantidades subordinadas de fragmentos de cuarzo, calizas, rocas volcánicas y filitas.

El pavimento descrito puede caracterizarse como de tipo intraformacional labrado sobre una superficie de estratificación interna dentro de la Formación Leoncito que separa areniscas conglomerádicas lentiformes del banco diamictítico suprayacente. Constituye, posiblemente, un pavimento intraformacional dispuesto sobre sedimentos infrayacentes que poseían un grado moderado de consolidación al momento de su formación. Las formas abovedadas son interpretadas como parte de la erosión a la que fue expuesto el sustrato arenoso por el paso del glaciar.

Por otro lado, las estrías de origen tectónico asociadas especialmente con las anteriores fueron generadas por flexodeslizamiento interestratal de tipo directo (*cf.* Ramsay y Huber 1987) debido a una tectónica posterior (probablemente Andina) (Rossello *et al.* 1992). Esta desarrolló espejos de falla con superficies planas bien definidas y cristalización sincinemática de carbonatos al abrigo de pequeñas prominencias. La geometría de los escalones de carbonatos, al igual que la disposición espacial los clastos cizallados y decapitados asociados, permite reconocer un sentido de transporte tectónico hacia el sur (Rossello *et al.* 1992). Las estrías presentan



Figura 4.a: Pavimento glacial de la Formación Leoncito. Nótese diseño paralelo a subparalelo de estrías. Película de calcita en el extremo superior derecho. **b:** Formas aborregadas en el pavimento glacial. Estrías glaciales en dirección paralela a la orientación del lápiz (centro izquierda de la foto). Nótese abundantes recubrimientos de calcita.

un diseño marcadamente paralelo y no sobrepasan el milímetro de sección; su longitud no supera algunos decímetros y aparecen no sólo sobre la superficie del pavimento glacial sino también en otras superficies de estratificación (Fig. 3). Se presentan, además, asociadas a clastos cizallados y decapitados.

El evento glacial en la cuenca Calingasta-Uspallata y aspectos paleogeográficos relacionados

La presencia de un pavimento de origen glacial en la Formación Leoncito en asociación con elementos fósiles de la zona de *Levipustula* es consistente con las características de la sedimentación glacial que predominó en este sector de la cuenca Calingasta-Uspallata durante el Carbonífero medio. Los niveles diamictíticos, en su

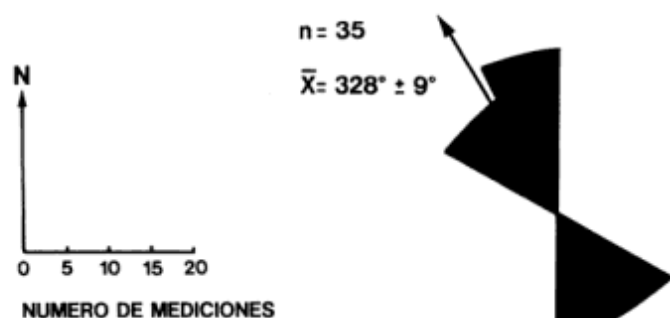


Figura 5: Direcciones de flujo glacial derivado de las estrías analizadas.

conjunto, constituyen un elemento importante de correlación intracuenca que permite asociar similares litofacias vinculadas con la glaciación desde la latitud de Uspallata (Formación Agua de Jagüel) hasta la zona de Barreal (formaciones Hoyada Verde, Majaditas, Leoncito, y Ansilta; Fig. 1) y Calingasta (Formación La Capilla).

Es interesante destacar además la orientación de las estrías glaciales y su relación con el patrón regional de flujo glacial. El sentido obtenido de las estrías del pavimento de la Formación Leoncito (de SE a NO) es prácticamente opuesto al derivado a partir del pavimento de bloques estriados (González 1981) y ondulitas en depósitos suprayacentes (López Gamundí 1983) de la Formación Hoyada Verde (de N a S). Sin embargo es similar al obtenido en el pavimento desarrollado sobre el basamento devónico en la Precordillera central por Milana y Bercowski (1985), con un sentido desde el SE hacia el NO (315°-320°). Esta divergencia sugiere una topografía particularmente compleja. No obstante, resulta más significativo aún el hecho de que las mediciones de las tres localidades muestran la característica común de poseer una fuerte componente N-S, evidencia del importante control topográfico que ejerció la proto-Precordillera durante la etapa glacial. Estos datos de flujo glacial obtenidos a partir del análisis de estrías se contraponen a hipótesis que sugieren un esquema paleogeográfico más simple con pendientes hacia el oeste, desde la cuenca de Paganzo (área de Sierras Pampeanas) hacia el dominio marino de la cuenca Calingasta-Uspallata.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado a través de un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (260-89). Apoyo logístico adicional fue provisto por Texaco Inc. Ricardo A. Astini y Pablo Kraemer colaboraron en las tareas de campo. Los autores agradecen la lectura crítica de Arturo J. Amos y las sugerencias del árbitro.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. J. y López Gamundí, O. R., 1981. Late Paleozoic tillites and diamictites of the Calingasta-Uspallata basins, western Argentina. En: Hambrey, M. y Harland, W. (Eds.): *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, 859-868. Cambridge University Press.
- Amos, A. J. y Roller, E., 1965. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata, San Juan-Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 368: 50-71.
- Baldis, B., 1964. Estratigrafía y Estructuras del Paleozoico al Sur del Arroyo de Las Cabeceras, estancia Leoncito (San Juan). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 368: 28-33
- Dunbar, C. O., 1940. Validity of criteria for Lower Carboniferous glaciation in western Argentina. *American Journal of Science*, 238: 673-675.
- Du Toit, 1927. A geological comparison of South America with South Africa. Carnegie Institute, Publ. 381. Washington D. C.
- Fossa Mancini, E., 1943. Supuestos vestigios de glaciaciones del Paleozoico de Argentina. *Revista Museo La Plata (nueva serie), Geología*, 1 (10): 347-406.
- Frakes, L. A., Amos, A. J. y Crowell, J. C., 1969. Origin and stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia. En: Amos, A. J. (Ed.): *Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium*, 2: 821-843, UNESCO, Paris.
- González, C. R., 1981. Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36: 262-266.
- Iverson, N. R., 1991. Morphology of glacial striae: Implications for abrasion of glacier beds and fault surfaces. *Geological Society of America, Bulletin*, 103: 1308-1316.
- Keidel, J. y Harrington, H. J., 1938. On the discovery of Lower Carboniferous Tillites in the Precordillera of San Juan, western Argentina. *Geological Magazine*, 75: 103-129.
- Lech, R. R., 1985. Estratigrafía del yacimiento fosilífero de la Formación Leoncito (Carbonífero), Departamento Calingasta, provincia de San Juan. 1° Jornadas sobre Geología de la Precordillera (San Juan), *Actas*, 1: 163-167.
- López Gamundí, O. R., 1983. Modelo de sedimentación glaciaria para la Formación Hoyada Verde, Paleozoico superior de la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38: 60-72.
- López Gamundí, O. R., 1984. Origen y sedimentología de las diamictitas del Paleozoico Superior de Argentina (con especial referencia a la cuenca Calingasta-Uspallata). Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 262 p. (inédito).
- Milana, J. P. y Bercowski, F., 1985. Rasgos erosivos y depositacionales glaciales en el Neopaleozoico de Precordillera central, San Juan, Argentina. Annual Meeting of the Working Group, IUGS-IGCP Project 211 "Late Paleozoic of South America", Abstracts, pp. 56-59.
- Ramsay, J. G. y Huber, M. I., 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2: folds and fractures. Academic Press, 700 p. London.
- Rossello, E. A., López Gamundí, O. R., Astini, R. A. y Kraemer, P., 1992. Origen de la estriación interstratal en diamictitas de la F. Leoncito (Carbonífero), San Juan, Argentina. Sexta Reunión sobre Microtectónica, Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías, 8: 87-91.
- Savage, 1972. Soft-sediment grooving of Dwyka age in South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 307-308.
- Zöllner, W., 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina. Zona de Barreal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(3): 111-126.

Recibido: 1 de diciembre, 1993

Aceptado: 20 de diciembre, 1994

El Carbónico del sector noroccidental de la Provincia del Chubut

Carlos R. GONZÁLEZ^{1,2}, Arturo C. TABOADA^{1,2}, Pamela G. DÍAZ SARAVIA¹ y Miguel A. AREDES²

¹Instituto de Paleontología, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, 4000 Tucumán, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

ABSTRACT. Carboniferous outcrops of north-western Chubut Province. Carboniferous sedimentary rocks crop out in two separated areas in north-western Chubut province. One at Arroyo Pescado, on the northern border of the Languiño-Genoa Basin, and the other near Esquel, in the Patagonian Andean region. They yielded fossil remains of both invertebrates and plants, which confirm a "middle" Carboniferous age and suggest a rough equivalence of these sequences with the Pampa de Tepuel Formation. Deposition of this Formation under cold climatic conditions is confirmed by the presence of a glacial floor associated with paraconglomerates. The subsurface extent of the Tepuel Group west of the Tecka river is suggested, and a possible "Pacific" link of the Languiño-Genoa Basin south of Esquel is briefly discussed.

Introducción

En la región noroccidental de la provincia del Chubut, sedimentitas neopaleozoicas son conocidas en dos áreas separadas entre sí por unos 40 km de distancia. El más occidental de estos afloramientos corresponde a las Formaciones Esquel y Valle Chico, ubicado al este y a ambos lados de la ruta de acceso a la ciudad de Esquel. La otra localidad se encuentra unos 2.000 m al este del antiguo empalme de las rutas nacionales N° 40 y 25, cerca del casco de la Estancia de Ap Iwan. Ambas secuencias han proporcionado restos de invertebrados y plantas fósiles, los que confirman anteriores asignaciones al Carbónico "medio" y a la vez sugieren una grosera equivalencia de las mismas.

Los depósitos ubicados al este de Esquel son un relicto de la comunicación que durante la mayor parte del Carbónico y hasta el Pérmico inferior, mantuvo la Cuenca Languiño-Genoa con el "Pacífico". En cuanto a los afloramientos de Ap Iwan, constituyen un paquete de poco espesor de sedimentitas acumuladas durante una etapa glacial en el borde septentrional de la Cuenca. El hallazgo de un piso de abrasión glaciaria, asociado a bancos de paraconglomerados en una de estas secuencias, aporta una prueba concreta de la glaciación carbónica en la Patagonia.

El material paleontológico a que se hace referencia en este artículo, se encuentra depositado en la Colección de Invertebrados fósiles del Instituto de Paleontología de la Fundación Miguel Lillo.

Estratigrafía

Área de Arroyo Pescado (Estancia Ap Iwan)

En la localidad de Ap Iwan, una sección de poco espesor de sedimentitas carbónicas aflora, semicubierta

por el acarreo aluvial, a lo largo de unos 1.000 m, al sur de la Ruta 25 (Fig. 1). El primero en advertir estos depósitos fue Suero (1948), quien los asignó al suprapaleozoico. Más tarde Rolleri (1970), señala que los mismos se encuentran en discordancia sobre los "Esquistos" de Arroyo Pescado. Con posterioridad, otros autores aportan diversa información sobre esta unidad (Spikermann 1978; González Bonorino y González Bonorino 1990; González 1985). Una búsqueda minuciosa en estas sedimentitas fue coronada con el hallazgo de invertebrados marinos y plantas fósiles, y con el descubrimiento de una superficie de erosión glaciaria. Con estos nuevos aportes es posible efectuar una evaluación cronológica y paleoambiental más aproximada de dichos depósitos.

Las rocas más antiguas que afloran en esta localidad fueron denominadas Formación Arroyo Pescado por Rolleri (1970), y son esquistos pizarreños y metapelitas masivas con débil metamorfismo e inyectadas por venas de cuarzo (Spikermann 1978). Esta Formación ha sido intensamente plegada, posiblemente por movimientos Caledónicos (González 1984) y se desconoce su espesor. Sus afloramientos se encuentran a ambos lados de la ruta N° 25, pero sobre una mayor extensión al norte de la misma. La Formación Arroyo Pescado no ha proporcionado fósiles, pero fue considerada de edad precámbrica por Suero (1948), paleozoica inferior por Borrello (1969), y quizá equiparable con la Formación Esquel (*sensu* Cucchi 1981; ver también González Bonorino y González Bonorino 1990). Hasta el momento, no hay indicios confiables que permitan asignar esta Formación al Paleozoico superior, y consideramos a la Formación Arroyo Pescado de edad pre-carbónica, aunque no pre-paleozoica (Borrello 1969; Rolleri 1970; Spikermann 1978; González 1984, 1985).

Las sedimentitas neopaleozoicas de esta localidad, alcanzan 127 m de espesor. De ellos, aproximadamente los dos tercios inferiores son mayormente psefitas y

mixtitas acumuladas durante una etapa glacial. El tercio superior, en cambio, está integrado por areniscas y pelitas litorales depositadas muy cerca de la costa. Sus contactos con la base y el techo están cubiertos por aluvio; sin embargo, es posible inferir que ambas relaciones son de discordancia. La discordancia basal se deduce de las características claramente contrastantes de estas sedimentitas con la Formación Arroyo Pescado, tal como lo señalaran Rolleri (1970) y Spikermann (1978). En este sentido, González Bonorino y González Bonorino (1990) opinan que no es posible decidir si la relación es tectónica o estratigráfica, a la vez que advierten el similar estilo sedimentario de las Formaciones Arroyo Pescado y Esquel. Una vista bastante aproximada del contacto basal, se presenta en el faldeo noroccidental de una lomada ubicada en el sector norte de estos afloramientos, junto al alambrado que se extiende paralelo al camino (Fig. 2). Allí, por debajo de las sedimentitas neopaleozoicas, asoman las rocas esquistosas oscuras de la Formación Arroyo Pescado, las que presentan el mismo estilo estructural que los afloramientos al norte del camino. Las sedimentitas neopaleozoicas, en cambio, no están plegadas ni metamorfizadas; ellas inclinan homoclinalmente hacia el sur, manteniendo el estilo estructural que caracteriza al Grupo Tepuel en toda la cuenca. Si bien el contacto está cubierto por aluvio, en pocos metros de distancia se puede apreciar el neto contraste de ambas unidades, como se apunta más arriba. Un cuerpo intrusivo andesítico, que engloba un gran xenolito de la diamictita carbónica, afecta a ambas unidades.



Figura 1: Bosquejo geológico del área de afloramientos neopaleozoicos de la estancia Ap Iwan entre el arroyo Pescado y la Ruta N° 25, indicando el lugar del hallazgo paleontológico. (Ligeramente modificado de Spikermann 1978).

De la base al techo, el perfil está integrado por las siguientes secciones (Fig. 2):

Base: Formación Arroyo Pescado. Contacto cubierto. ¿Discordancia?

A: Paraconglomerados de estructura maciza, con clastos de hasta 40 cm de diámetro, con lentes de conglomerados polimícticos. El conjunto tiene estratificación paralela gruesa. Espesor: 25 metros.

B: Areniscas muy finas con intercalaciones de pequeñas lentes de arenisca fina de 1 m de espesor por 2 a 3 m de ancho. Todo el paquete tiene estratificación paralela fina. Espesor: 15 metros.

C: Paraconglomerado, por sectores con bandeamiento poco definido. Se intercalan lentes de conglomerados finos con estratificación paralela gruesa a muy gruesa. Hacia la parte superior se observa interdigitación entre el paraconglomerado y limolitas con fina estratificación paralela. Espesor: 22,5 metros.

D: Areniscas guijarrosas (Tillitas) con algunas intercalaciones de lentes pequeñas de areniscas gruesas a sabulíticas. Todo el paquete con estratificación groseramente paralela. A 3 m de la base se encuentra una superficie pulida y estriada de origen glaciario. Espesor: 12 m.

E: Alternancia de limolitas y areniscas con laminación paralela en bancos delgados, con clastos caídos de hasta 70 cm de diámetro. Espesor: 12 metros.

F: Laminitas con clastos caídos de hasta 40 cm de diámetro máximo, con fina estratificación paralela y estructura gradada granocreciente. Espesor: 8 metros.

G: Limolitas con estratificación paralela fina por sectores mal definida. Contiene restos fósiles pobremente preservados de invertebrados y plantas. Espesor: 10 metros.

H: Areniscas gruesas a sabulíticas con estratificación paralela gruesa y lentes de limolitas y conglomerados finos. Espesor: 22 metros.

Techo: desconocido. Cubierta aluvial.

El techo de la sección neopaleozoica no aflora en esta localidad, pero pocos cientos de metros al este, afloran sedimentitas del Jurásico inferior (Spikermann 1978). Más al este aún, junto al puente del río Gualjaina, se encuentran los conglomerados basales del Liásico, los que en otros sectores de la cuenca se apoyan en discordancia sobre el Grupo Tepuel (Suero 1948; Freytes 1970).

Área de Esquel

Los depósitos neopaleozoicos de las cercanías de Esquel han sido fuertemente plegados y ligeramente metamorfizados. En ellos pueden diferenciarse dos unidades: una superior o Formación Valle Chico y otra inferior o Formación Esquel (*vide* Cucchi 1981) separadas por una discordancia. Esta diferenciación no es reconocida por López Gamundí (1980), en tanto González Bonorino y González Bonorino (1990) señalan que entre ambas Formaciones existe una discontinuidad estratigráfica, que representaría un hiato poco importante.

Entre otras características, la Formación Valle Chico se distingue fácilmente por la presencia de diamictitas probablemente glaciógenas (López Gamundí 1980; G. Bonorino y G. Bonorino 1990) y sus niveles fosilíferos. En tanto la Formación Esquel, no contiene diamictitas y hasta el momento ha resultado paleontológicamente estéril.

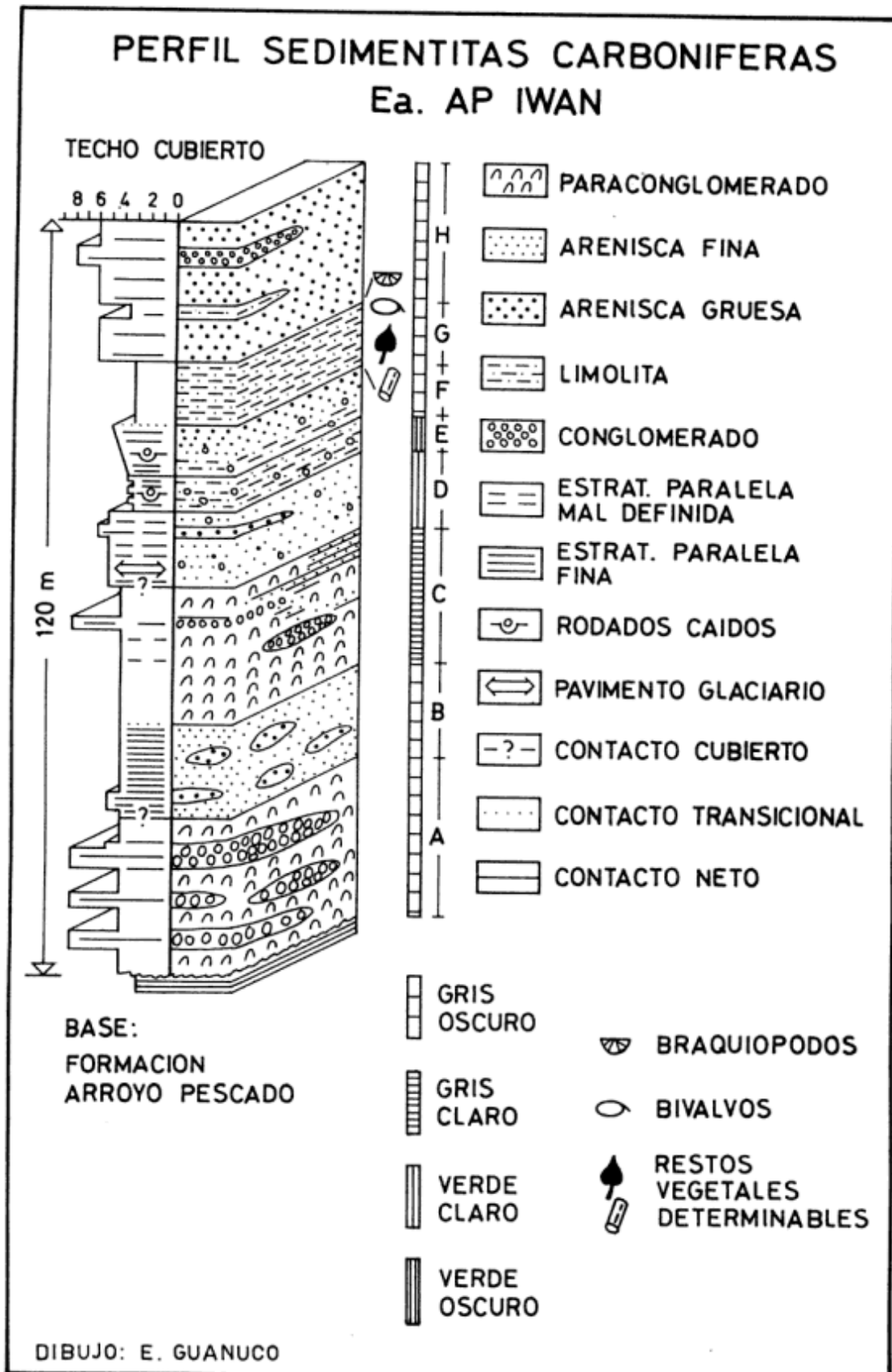


Figura 2: Perfil esquemático de la secuencia sedimentaria aflorante en estancia Ap Iwan, al sur de la Ruta 25, mostrando ubicación de los niveles fosilíferos y la posición del pavimento glaciario.

Contenido paleontológico

Area de Ap-Iwan

El material paleontológico obtenido en las sedimentitas de Ap Iwan consiste en invertebrados marinos y restos vegetales, los que fueron extraídos de la sección superior de la secuencia. Los invertebrados son fragmentos de braquiópodos y bivalvos, entre los que se encuentran: *Spiriferacea* indet., con dos formas distintas, *Productacea* indet., *Orbiculoidea* sp. y *Bivalvia* indet. También se ha extraído de este nivel material micropaleontológico de ostrácodos bien preservado; se trata de *Graphyadactilloides* sp., cuya presencia en esta localidad es significativa, por cuanto proporciona una mayor aproximación bioestratigráfica, como veremos más adelante. En cuanto a los restos de plantas, los mismos pertenecen a *Bumbudendron* sp. y *?Botrychiopsis* sp. (determ. H. Carrizo).

El estado fragmentario de los invertebrados, revela que los mismos han sido transportados y no se encuentran en su ambiente habitual. En cambio los restos de ostrácodos y frondes, que se hallan mejor preservados, sugieren escaso transporte, e indican aguas someras y proximidad de la costa. Por ello, estimamos que estas pelitas fosilíferas fueron depositadas en la zona litoral muy próxima a la costa, en un ambiente de mediana a baja energía.

Area de Esquel

Los afloramientos ubicados al este de Esquel, también contienen restos fósiles de invertebrados marinos y vegetales, que proporcionan datos sobre la edad relativa y el ambiente de depositación. El primer hallazgo de fósiles neopaleozoicos fue efectuado por Sepúlveda (1977), y luego Sepúlveda y Cucchi (1978), quienes citan la presencia de *Cyclostigma?* sp., *Adiantites* sp., restos de *Articulatae* y *Lingula* sp. en el Cerro Excursión. Más tarde, Cucchi (1981) halló fragmentos de frondes, los que fueron identificados por Archangelsky como pertenecientes a *Progimnospermas* del tipo de *Botrychiopsis plantiana*, y luego reubicados en *B. weissiana* (Archangelsky 1981).

El material paleontológico que hemos extraído proviene de dos localidades: una de ellas en la ladera norte del Cerro Excursión cerca de la cima del mismo, donde Sepúlveda (com. pers.) efectuara el primer hallazgo. La otra localidad se encuentra en el corte de la vía del ferrocarril, al norte del camino. En el cerro Excursión hallamos fragmentos de *Schizodus?* sp., *Palaeolima* sp., *Lingula* sp., y *Nautiloidea* indet., y de plantas entre las que se encuentran *Eusphenopteris* sp. indet. y moldes de *Licofitas* indeterminadas.

Discusión

El conjunto de los elementos paleontológicos hallados en Ap Iwan y Esquel, si bien escaso, proporciona alguna información cronológica de dichos acontecimientos. Así, *Botrychiopsis weissiana* es un elemento que permitiría ubicar la Formación Valle Chico, en el lapso de la flora NBG (véase Archangelsky *et al.* 1987a); siendo probable que en la Patagonia, este elemento aislado, pueda ocurrir en niveles cronológicamente algo más antiguos. Por su parte, el género *Eusphenopteris* es también un elemento integrante de la flora NBG, aunque con una distribución estratigráfica más amplia (Archangelsky *et al.* 1987b); además, las especies argentinas no serían más jóvenes que el límite Westfalio-Estefaniano (véase Cúneo 1990; Césari 1987). El rango de *Botrychiopsis*, en cambio, se extiende hasta el Pérmico (Archangelsky y Cúneo 1981). Especies carbónicas de *Botrychiopsis* han sido reconocidas en la Patagonia; una de ellas en la Formación Las Salinas (Carrizo 1990), dentro de la Zona de *Levipustula levis* Maxwell, y la otra en la sección inferior de la Formación Mojón de Hierro en la localidad de Arroyo Garrido (Cúneo 1990). Desafortunadamente, la especie obtenida en Ap Iwan es indeterminable. Un aporte significativo proporciona el ostrácodo *Graphyadactylloides* sp., ya que esta forma es común en niveles fosilíferos de la Formación Pampa de Tepuel (Díaz Saravia, en prep.), donde está asociada a *Levipustula levis* Maxwell. *Palaeolima* es un género de biocrón más amplio, pero también es un componente común de la Zona de *Levipustula*.

La fauna de *Levipustula* está invariablemente asociada a depósitos glaciégenos en la Argentina, pero las glaciaciones del Carbónico se iniciaron antes, probablemente en concomitancia con la aparición de la fauna de *Rugosochonetes-Bulahdelia* (Taboada 1989). Es decir que las glaciaciones del Carbónico, en esta parte del Gondwana, se habrían extendido desde el Viseano superior hasta el Westfalio temprano inclusive. Dentro de ese lapso se han determinado tres (posiblemente cuatro) glaciaciones, las que se hallan bien representadas en las formaciones Pampa de Tepuel y Las Salinas.

Los acontecimientos paleobiológicos preservados en los afloramientos de Esquel y Ap Iwan, sugieren una aproximación cronológica, si no la simultaneidad, de los mismos; con lo cual ambas secciones glaciégenas podrían ser equiparables. Sin embargo, los eventos glaciarios de Ap-Iwan y Esquel representarían, en cada caso, una sola entre las glaciaciones arriba mencionadas. Esta circunstancia constituye un llamado de atención sobre el riesgo que implica correlacionar un evento glaciario aislado con lo que abarca la totalidad de las glaciaciones del Carbónico (compare López Gamundi y Espejo 1993). Más aún si tenemos en cuenta que la "Edad de Hielo" del Paleozoico superior continuó durante el Pérmico infe-

rior en todo el Gondwana y también en la Argentina (Keidel 1921, 1940; Harrington 1955; Dickins 1985; González 1981, 1990, 1993).

Cabe consignar que la Formación Jaramillo, que infrayace a la Formación Pampa de Tepuel, fue asignada al Carbónico temprano por contener restos de *Archaeosigillaria cf. conferta* comparables "con material de la Formación Malimán" (Arrondo 1972), y más tarde al Tournaisiano (González 1981). Esta estimación resulta actualmente dudosa y, debido a su relación de continuidad estructural con la suprayacente Formación Pampa de Tepuel, se ha sugerido una antigüedad probablemente viseana para la Formación Jaramillo (González 1993). Por otro lado, la posición estratigráfica y características litofaciales de la Formación Esquel, sugieren su correlación con la Formación Jaramillo (González 1985), aunque disminuyendo la importancia del hiato con la suprayacente Formación Valle Chico, tal como estiman González Bonorino y González Bonorino 1990).

La posible simultaneidad de los acontecimientos sedimentarios de Ap Iwan y de Esquel, dan mayor sustento a la conexión paleogeográfica de ambas localidades y la apertura al "Pacífico" del engolfamiento de Languiño-Genoa a través de la región de Esquel. Con todo, a juzgar por la extensión occidental de los depósitos más australes de la Cuenca, dicha conexión "Pacífica" debe haber sido más amplia. En este sentido, es oportuno recordar que en la margen izquierda del valle del río Tecka, existen afloramientos saltuarios de sedimentitas con leve metamorfismo de contacto por vecindad con los cuerpos intrusivos graníticos de la Formación Aleusco. Uno de ellos se halla en el faldeo oriental del cerro Caquel o Kaquel, junto a la ruta Nac. N° 40, y otro algo más al sur, muy próximo a la margen izquierda del arroyo Cuche y unos 3 km al oeste de la ruta Nac N° 40. Estas rocas presentan cierta semejanza con las de la Formación Arroyo Pescado, pero no están plegadas, y fueron asignadas "al Paleozoico, sin descartar su posible pertenencia al Liásico" por Suero (1948); más tarde, fueron equiparadas a la Formación Arroyo Pescado por Turner (1982) y finalmente son asignadas al jurásico inferior por Freytes (1973) y Benito y Chernicoff (1986) por su contenido paleontológico, confirmando la sospecha de Suero (1948). Los bancos de areniscas que afloran junto a la ruta contienen *Trigonia sp.*, *Isognomon sp.*, otros bivalvos y gastrópodos. Es probable que también pertenezcan a esta misma Formación los afloramientos que se encuentran más al norte, sobre la ruta y unos 3 km al oeste sobre el arroyo Cuche, pero que no proporcionaron fósiles (ver Turner 1982; también Pezzuchi y Takigama 1984). La presencia de rocas liásicas al oeste del valle del río Tecka, confirmaría la hipótesis sustentada por Ugarte (1966) y uno de nosotros (González, 1984), sobre la prolongación de la Cuenca al oeste del valle del río Tecka y la extensión occidental del Grupo Tepuel en el subsuelo, y que el engolfamiento de Languiño-Genoa pudo haber comunicado con el "Pacífico"

por otras zonas a lo largo de la faja andina al sur de Esquel. El llamado "Frente Tectónico de Tepuel-Genoa" de Ugarte (1966), forma parte de un lineamiento mayor, que se extiende con rumbo NNO-SSE, desde el codo del río Senguerr al sur hasta la latitud de Esquel (Chebli *et al.* 1979), y quizá más al norte, quizá determinado por una estructura post-jurásica. La existencia de depósitos del Grupo Tepuel a ambos lados de este lineamiento, en Esquel y Arroyo Pescado al norte, y al sur de la latitud Gobernador Costa, revelan que a lo largo del mismo hubo poco o nulo componente de rumbo. El desplazamiento vertical, a lo largo de la sierra de Tepuel, en cambio, habría sido del espesor total del Grupo Tepuel expuesto en esa sierra.

Pavimento glaciario

El pavimento de Ap Iwan (Fig. 3) exhibe las características de los pavimentos en sedimento blando, tal como los descritos por Lindsay (1970) en depósitos del Paleozoico superior de la Antártida. En los pavimentos en roca blanda, no se presentan las estrías o marcas propios de aquéllos que fueron labrados en roca dura, y que permiten inferir el sentido de desplazamiento del glaciar. Las estrías en el pavimento de Ap Iwan son paralelas y monótonas; volcadas al plano horizontal tienen un azimut de N 37°, es decir casi NE-SO. Sin embargo, como esta zona se hallaba en el borde septentrional de la Cuenca de Tepuel, se infiere que el hielo se habría desplazado desde el área continental ubicada al norte, es decir de noreste a sudoeste en este caso particular. Este pavimento, intercalado en las diamictitas estratificadas de Ap Iwan, es una prueba de su vinculación genética con procesos glaciarios. Esta interpretación no es totalmente novedosa; la glaciación carbónica



Figura 3: Aspecto del piso glaciario entre bancos psefíticos. La superficie estriada se encuentra de la sección media de las sedimentitas neopaleozoicas de Ap Iwan, al sur de la Ruta 25.

en la región patagónica fue aceptada con mayor o menor énfasis por varios autores (Suero 1948; Frakes *et al.* 1970; González 1972, 1981, 1983; Page *et al.* 1984; López Gamundi 1980; González Bonorino *et al.* 1988), pero hasta ahora no se contaba con una evidencia de esta naturaleza.

El piso glaciario de Ap Iwan indica que el hielo estaba asentado en esa localidad, lo que ocurre solamente en áreas continentales, o en la zona litoral proximal, hasta donde comienza a formarse la plataforma de hielo flotante. Tanto las características litofaciales de esta secuencia, como su asociación con fósiles marinos y la proximidad del borde de la Cuenca sugieren que estas sedimentitas se depositaron en un ambiente litoral, donde el glaciar penetraba en el mar. Los estratos que suprayacen los niveles glaciarios (sección "G" del perfil), revelan ausencia de hielo y la inundación del área por el mar carbónico. No se descarta que los dos miembros superiores (G y H) del perfil, correspondan a una etapa interglacial, lo que no es posible constatar, debido a la falta de estratos más jóvenes que lo atestigüen.

La similitud existente entre las secuencias de edad carbónica de la Cuenca Languiño-Genoa y las cuencas precordilleranas es notable. Pavimentos asociados a tillitas, como los de Ap Iwan, ocurren también en la Precordillera; a esto se agrega la ubicuidad de la fauna "fría" de *Levipustula* al promediar el Carbónico en las dos regiones, así como en el este de Australia (González 1989). Esto indica que durante ese Período tanto el oeste como el sur argentinos se hallaban en altas latitudes, extensamente cubiertos por hielo continental. Por ello, resulta oportuno recalcar que durante el Paleozoico superior, tanto la Precordillera como la Patagonia se hallaban en el borde occidental del Supercontinente de Gondwana y, por lo tanto, formaban parte de América del Sur (compare Cúneo y Andreis 1983; Ramos 1984).

Agradecimientos

Los autores agradecen a P. Spikermann (Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos), la información gentilmente proporcionada sobre algunos aspectos de la Formación Arroyo Pescado y la geología del sector septentrional de la sierra de Tecka. E. Sepúlveda (Servicio Geológico Nacional) indicó la ubicación de la localidad fosilífera de la Formación Esquel. Los fondos y medios necesarios para la realización de los viajes de campo fueron proporcionados por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y la Fundación Miguel Lillo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Archangelsky, S., 1981. Recientes avances en los estudios paleobotánicos y palinológicos del Carbónico y Pérmico en Argentina. *Anales Academia Brasileira de Ciencias*, 53(2): 375-384. Río de Janeiro.
- Archangelsky, S. y Cúneo, R., 1981. Sobre la presencia del género *Botrychiopsis* Kurtz en la Formación Nueva Lubecka, Pérmico inferior de Chubut, Argentina. *Actas 2º Congreso Latinoamericano de Paleontología*: 157-167. Porto Alegre.
- Archangelsky, S., Azcuy, C., González, C. R. y Sabattini, N., 1987a. Correlación general de Biozonas. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. (Síntesis). Academia Nacional de Ciencias, pp. 281-291. Córdoba.
- Archangelsky, S., Azcuy, C., González, C. R. y Sabattini, N., 1987b. Edad de las Biozonas. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. (Síntesis). Academia Nacional de Ciencias, pp. 293-300. Córdoba.
- Arrondo, O.G., 1972. Síntesis del conocimiento de las Taflofloras del Paleozoico superior de Argentina. *Anales Academia Brasileira de Ciencias*, 44 (suplemento): 37-50. Río de Janeiro.
- Benito, J.I. y Chernikoff, C.J., 1986. Geología del cerro Caquel y aledaños, departamento Futaleufú, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2): 70-80.
- Borrello, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. *Anales, Dirección Nacional de Geología y Minería*, 14: 1-188. Buenos Aires.
- Carrizo, H.A., 1990. Nuevos hallazgos de componentes de la Flora NBG en la Formación Cortaderas, Precordillera, y en la Formación Las Salinas, Patagonia extraandina. *Annual Meeting of Working Group, Project 211 IUGS-UNESCO*, Abstract, pág. 93. Buenos Aires.
- Césari, S., 1977. Las megaflores de la Formación Tupe (Carbonífero) en Sierra de Maz y Ciénaga del Vallecito, Cuenca Paganzo, Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 38: 111-138.
- Chebli, G.A., Nakayama, C. y Sciutto, J.C., 1979. Mapa geológico de la provincia del Chubut. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, 1: 639-655. Argentina.
- Cucchi, R.J., 1981. La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (4): 588-590. Buenos Aires.
- Cúneo, R., 1990. La tafloflora de la Formación Mojón de Hierro (Grupo Tepuel) en la localidad de Arroyo Garrido, Paleozoico superior, provincia de Chubut. *Ameghiniana*, 27 (3-4): 225-238.
- Cúneo, R. y Andreis, R.R., 1983. Estudio de un bosque de licofitas en la Formación Nueva Lubecka, Pérmico de Chubut, Argentina. Implicancias paleoclimáticas y paleogeográficas. *Ameghiniana*, 20 (1-2): 132-140. Buenos Aires.
- Dickins, J.M., 1985. Late Paleozoic glaciation. *Bulletin Bureau of Mineral Resources Geology and Geophysics*, 9: 163-169, Canberra.
- Frakes, A.L., Amos, A.J. y Crowell, J.C., 1970. Origin and stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia. 1st Symposium of Gondwana stratigraphy. *UNESCO-Earth Sci.* (1967) 2: 821-843. Buenos Aires.
- Freytes, E., 1970. Informe Geológico preliminar sobre la sierra de Tepuel, Depto. de Languiño y Tehuelches, prov. de Chubut. Informe Y.P.F. Buenos Aires. 65 p. (Inédito).
- Freytes, E., 1973. Relaciones de contacto y edad del granito de la sierra de Tepuel (Chubut, Argentina). 5º Congreso Geológico Argentino, Acta 3: 407-410. Buenos Aires.

- González Bonorino, F. y González Bonorino, G., 1990. La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4): 518-528.
- González Bonorino, G., Rafine, G., Veega, V. y Guerin, D., 1988. Ambientes de plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciogénica del Grupo Tepuel, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 239-252.
- González, C.R., 1972. La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27 (1-2): 95-118, 188-213.
- González, C.R., 1981. Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 262-266.
- González, C.R., 1983. Evidences for the neopaleozoic glaciation in Argentina. En: Evenson, E.B. *et al.* (Eds.): Till and related deposits, A. Balkema, pp. 271-277. Rotterdam.
- González, C.R., 1984. Rasgos paleogeográficos del Paleozoico superior de Patagonia. 9º Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Acta 1: 191-205. Buenos Aires.
- González, C.R., 1985. El Paleozoico superior marino de la Patagonia extraandina. *Ameghiniana*, 21 (2-4): 125-142. Buenos Aires.
- González, C.R., 1989. Relaciones bioestratigráficas y paleogeográficas del Paleozoico superior marino en el Gondwana sudamericano. *Acta Geológica Lilloana*, 17 (1): 5-20. Tucumán.
- González, C.R., 1990. Development of the Late Paleozoic glaciations of the South American Gondwana in western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79: 275-287. Amsterdam.
- González, C.R., 1993. The earliest Carboniferous and Devonian-Carboniferous boundary in Argentina. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 11: 30-32. Newcastle.
- Harrington, H.J., 1955. The Permian Eurydesma fauna of eastern Argentina. *Journal of Paleontology*, 29 (1): 112-128. Tulsa.
- Keidel, J., 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 25: 239-368. Córdoba.
- Keidel, J., 1940. Paleozoic glaciation in South America. *Proceedings 8th American Scientific Congress, Geological Sciences*, 4: 89-108. Washington.
- Lindsay, J.F., 1970. Depositional environment of Paleozoic glacial rocks in the central Transantarctic Mountains. *Bulletin Geological Society of America*, 81: 1149-1172.
- López Gamundi, O., 1980. La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (2): 187-194.
- López Gamundi, O. y Espejo, I.S., 1993. Correlation of a paleoclimatic mega-event: the Carboniferous glaciation in Argentina. *Comptes Rendus 12º International Congress on Carboniferous and Permian*, 1: 313-324. Buenos Aires.
- Page, R.F., Limarino, C.O., López Gamundi, O. y Page, S., 1984. Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región de El Molle, provincia del Chubut. 9º Congreso Geológico Argentino, Bariloche. Actas, 1: 619-632. Buenos Aires.
- Pezzuchi, H.D. y Takigawa, A., 1984. Geología del sector del cerro Cucho, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 490-493.
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia ¿un continente paleozoico a la deriva?. 9º Congreso Geológico Argentino, Bariloche. Acta 2: 311-325. Buenos Aires.
- Rolleri, E.O., 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. 4º Jornadas Geológicas Argentinas, Acta 2: 273-319. Mendoza.
- Sepúlveda, E., 1977. Acerca de la presencia de restos similares a *Cyclostigma?* sp. en los llamados "Esquistos de Esquel" en su localidad tipo, al sur de la ciudad homónima (Chubut). *Ameghiniana*, 14 (1-4): 305-306. Buenos Aires.
- Sepúlveda, E., y Cucchi, R.J., 1978. Contribución al conocimiento de las metasedimentitas de la Formación Esquel en los cerros Excursión, provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino. Acta 1: 437-444. Neuquén.
- Spikermann, J.P., 1978. Geología de los alrededores de la estancia Arroyo Pescado, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (4): 265-276.
- Suero, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina del Chubut. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 287: 31-48. Buenos Aires.
- Taboada, A.C., 1989. La fauna de la Formación El Paso, Carbonífero inferior de la Precordillera Sanjuanina. *Acta Geológica Lilloana*, 17 (1): 113-129. Tucumán.
- Turner, J.C.M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka, provincia de Chubut. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 180, 92 p. Buenos Aires.
- Ugarte, F.R., 1966. La Cuenca compuesta Carbonífero-Jurásica de la Patagonia meridional. *Anales de la Universidad de la Patagonia "San Juan Bosco"*, Ciencias Geológicas, 1 (2): 37-68, C. Rivadavia.

Recibido: 15 de julio, 1994

Aceptado: 27 de marzo, 1995

Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32° 40'), Argentina

P. E. KRAEMER, M. P. ESCAYOLA y R.D. MARTINO

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Avenida Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba, Argentina

ABSTRACT. *The proterozoic tectonic evolution of Pampean Ranges of Córdoba (30° 40' - 32° 40' LS), Argentina. The tectonic evolution of the Pampean Ranges of Córdoba is interpreted in terms of an initial passive margin on the western side of Río de la Plata craton which evolved during the Neoproterozoic into an active margin with east dipping subduction. The development of an accretionary prism, magmatic arc, retroarc (intra-arc?) basin and collision with the "Pampia" terrane, all related to the latter stage of development, explain the main geological features of the region today. The main deformation is constrained by ages of 600-640 Ma which are interpreted as a cooling ages related to post-collisional uplift during the Brazilian orogeny. The suture is located within the western ultrabasic belt, which separates two tectonic domains: (1) an external (western) one, characterized by a peripheral fold and thrust belt developed on a dominant clastic sedimentary prism and post collisional foreland basin, represented by small outcrops of coarse clastic rocks in the San Luis ranges in the south and the Puncoviscana basin to the north, and (2) an internal (eastern) domain, characterized by magmatic activity and high-grade metamorphic rocks (migmatites and granulites) related to ductile shear zones, developed on passive margin sedimentary prism of carbonate - clastic composition. The polarity of internal - external tectonic domains suggest correlation of the eastern Pampean orogen with the Paraguay Araguaya belt of Brazil.*

Introducción

El objetivo de este trabajo es realizar una síntesis tectónica evolutiva para el Neoproterozoico de las sierras de Córdoba.

La abundante información geológica disponible sobre la región estimuló la realización de una síntesis regional que aporte elementos al marco de discusión de las recientes hipótesis referidas a la evolución tectónica de Sudamérica (Dalla Salda *et al.* 1992, 1993, Ramos *et al.* 1993, Omarini y Sureda 1993).

Los principales rasgos del basamento de las sierras de Córdoba pueden ser explicados satisfactoriamente como un margen pasivo desarrollado sobre el cratón Río de la Plata, que evoluciona a un margen activo con subducción al este para finalmente colisionar con el terreno Pampia en el Proterozoico superior.

Ubicación del área

El sector tratado en este trabajo está comprendido entre los 64° y los 65° 30' de longitud oeste y los 30° 40' y 32° 40' latitud sur, provincia de Córdoba. El cuerpo morfológico principal de las sierras de Córdoba está constituido por tres cordones principales, la sierra Chica, sierra Grande y sierra de Pocho, con una extensión norte sur de más de 230 km y un ancho máximo de 130 km (Fig.1).

Antecedentes

Dalla Salda (1987), propone para las sierras de Córdoba, una evolución tectónica en la que habrían dominado procesos bajo un régimen de removilización y acreción vertical, similar a la propuesta previamente por Criado Roqué *et al.* (1981) para las sierras de San Luis. Aquel autor toma en cuenta tanto la estructura interna del basamento como los episodios térmicos. Establece una polaridad regional definiendo una zona occidental externa (escaso magmatismo y bajo grado metamórfico) y una zona central o interna (abundante magmatismo y grado metamórfico alto a medio). Los eventos que propone son: rifting inicial en el Precámbrico superior seguido de episodios compresivos (D1), luego un estadio de cinturón móvil compuesto de dos etapas principales, D2 del Precámbrico superior - Paleozoico inferior y D3 del Paleozoico inferior (Ordovícico a Silúrico).

La primer propuesta de un origen colisional para la evolución Proterozoica (Ciclo Brasileño o Ciclo Pampeano) de las sierras de Córdoba corresponde a Ramos (1988, 1991), postulándose la colisión del terreno Pampeano o Pampia (Ramos y Vujovich 1993) contra el cratón Río de la Plata. La subducción habría sido hacia el oeste definiendo su polaridad en base a la existencia de un arco magmático y rocas básicas en el sector oriental (sierra Chica), representativas de la sutura responsable de la exhumación tectónica de rocas de alto grado metamórfico. Hacia el oeste se habría desarrolla-

do una faja plegada y corrida representada por rocas de bajo y medio grado metamórfico del sector occidental de las sierras de Córdoba.

Dalla Salda *et al.* (1992) explican la composición y estructura de las sierras Pampeanas como producto de la colisión de Laurentia con el borde occidental de Gondwana durante el Ordovícico (fase Tacónica u Oclóyica). El terreno Occidentalia, sería un fragmento desprendido de Laurentia después de la colisión a los 420 Ma. Los fenómenos asociados a la colisión serían un episodio metamórfico de alto grado con fusión parcial y migmatización, emplazamiento de granitoides sintectónicos, una fase de deformación principal S2 orientada NNO a NO, fajas de cizalla, corrimientos y emplazamiento de domos dúctiles de migmatitas a lo largo de S2 (Dalla Salda *et al.* 1993). En esta propuesta, las sierras de Córdoba y la evolución de su basamento quedan comprendidas dentro del denominado orógeno Famatiniano.

Geología

Las sierras de Córdoba están constituidas por un basamento ígneo metamórfico integrado principalmente por esquistos y gneises (Fig.1) de edad proterozoica a paleozoica inferior (Cingolani y Varela 1975).

Las metamorfitas más abundantes de las sierras de Córdoba son gneises tonalíticos biotíticos los que se encuentran en el grado medio o facies de anfibolita (Gordillo y Lencinas 1979). En sectores, las rocas desarrollan facies de alto grado metamórfico, representado por gneises y anfibolitas hipersténicas en facies de granulitas hornbléndicas, asociadas a migmatitas cordieríticas con grado variable de fusión parcial, constituyendo fajas y macizos migmatíticos (Gordillo 1984).

Con menor desarrollo areal e intercalados en las litologías anteriores se reconocen cuerpos de mármoles, esquistos, metacuarcitas y fajas discontinuas de rocas ultrabásicas (Gordillo y Lencinas 1979), con afloramientos de filitas y esquistos filíticos de bajo grado metamórfico en el sector occidental (Olsacher 1960).

Se han reconocido rocas ígneas metamorfizadas (ortogneises), tanto en sectores de la sierra Chica (Rimman 1918, Zuásqueta 1992, Garzón 1992) como en la sierra Grande (Pastore 1932, Martino 1988, Baldo 1992, Guerreschi y Baldo 1993).

El metamorfismo de las sierras de Córdoba indica condiciones de temperatura creciente, con un evento de temperaturas y presiones medias (estauroлита - disteno), Gordillo (1984:19), Caffè (1993), un evento posterior M1 de temperaturas medias a altas (sillimanita) y un evento principal o pico térmico M2 de temperaturas altas a muy altas (cordierita - hipersteno) (Gordillo y Lencinas 1979, Gordillo 1984, Martino 1988, Baldo 1992, Demange *et al.* 1993, Caffè 1993, Martino *et al.* 1994). Las tempe-

raturas calculadas para M2 varían entre 700°C y 800°C, con presiones entre 7 y 8 kb (Gordillo 1984, Gordillo y Bonalumi 1987, Martino *et al.* 1994) correspondiendo a profundidades entre 20 y 25 km.

El evento metamórfico cataclástico de grado medio M3 (Gordillo 1979, Baldo 1992), produce texturas miloníticas y en mortero en los mármoles (Martino 1988) y fibrolitización de la sillimanita (Caffè 1993).

La deformación previa o sincrónica al evento metamórfico M2 se corresponde con D1 y D2 de Dalla Salda (1984a, 1984b, 1987); pre D1 y D1 y esquistosidad S1 y S2 de Martino (1988), D1 y D2 de Demange *et al.* (1993) y S1 de Caffè (1993).

La deformación por plegamiento y aplastamiento posterior a M2 (Martino 1988) corresponden a D2 de dicho autor, D3 de Demange *et al.* (1993), S2 de Caffè (1993) y parcialmente equivalente a D2 de Dalla Salda (1984a, 1984b, 1987). La deformación por cizalla post metamórfica corresponde a la foliación milonítica Sm de Martino (1994); S3 de Caffè (1993); cizallamiento dúctil de Demange *et al.* (1993); parcialmente D2 y D3 de Dalla Salda (1984a, 1984b, 1987), la que se asocia a episodios frágiles posteriores (Martino 1994).

Fajas de cizalla

Las fajas de cizalla reconocidas en las sierras de Córdoba son:

1. Faja Guacha Corral (Martino *et al.* 1993c).
2. Faja Soconcho - Sierra Chica (Le Roux 1988, Martino *et al.* 1993c).
3. Faja Ambul-Mussi (Martino 1993).
4. Faja Guamanes (Martino 1988, 1994, Martino *et al.* 1993a, 1993b).
5. Faja La Higuera-Dos Pozos (Sureda 1978, Martino 1993).
6. Faja Los Túneles (Martino 1993).

La correlación entre los sectores norte y sur de las sierras de Córdoba se ve dificultada por la presencia del Batolito de Achala. Con el objeto de superar esta dificultad se realizó el mapeo de la foliación S2 = S3 (Martino 1993) y Sm (Martino 1994) (Fig.1) y se construyó un conjunto de líneas que punto a punto se mantienen mutuamente paralelas y perpendiculares al campo de deformación finita representado por la traza de la foliación o plano e1-e2 de la elipse de deformación (Fig.2). Las líneas norte-sur (T2) constituyen trayectorias de fábrica por cuanto coinciden con la foliación principal de las rocas, en tanto las líneas perpendiculares (T3) este-oeste corresponden a trayectorias de acortamiento paralelas al plano e1-e3 de la elipse de deformación (Ramsay y Huber 1987). En base al gráfico de trayectorias se pudieron extrapolar los sectores de fajas de cizalla reconocidos (Fig.1) y realizar una correlación regional interpretativa de las mismas (Fig.3). Las fajas de cizalla se asocian a convergencia de las trayectorias

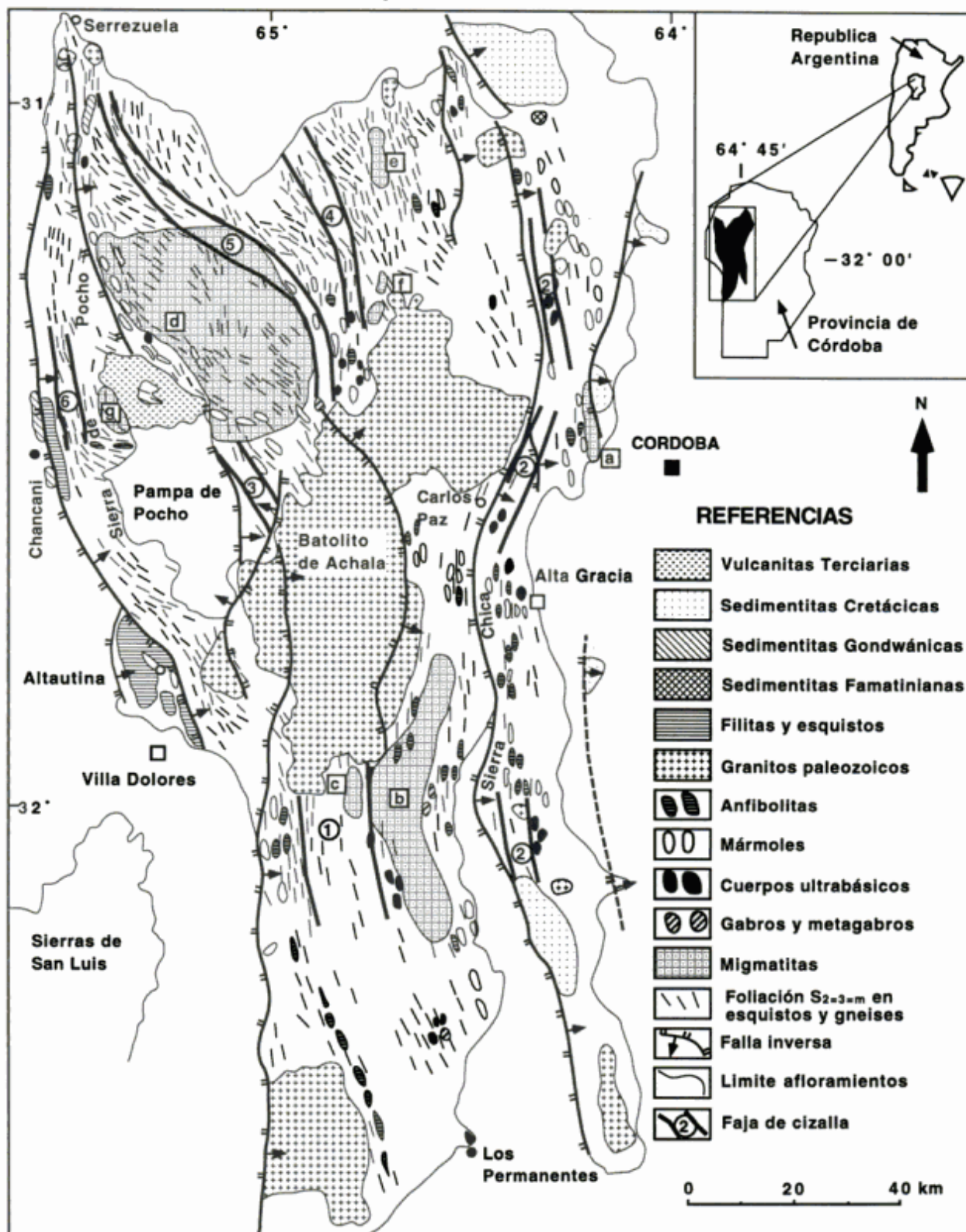


Figura 1: Mapa geológico esquemático de las Sierras Pampeanas de Córdoba con las asociaciones petrotectónicas más significativas. A. Faja migmatítica El Diquecito. B. Macizo migmatítico Athos Pampa-Cerro Pelado. C. Faja migmatítica El Durazno-Rodeo de las Mulas. D. Macizo migmatítico de San Carlos. E. Faja migmatítica La Puerta. F. Área migmatítica Corral de Carnero. G. Migmatita Piedras Rosadas.

1. Faja de cizalla Guacha Corral. 2. Faja de cizalla Soconcho-Sierra Chica. 3. Faja de cizalla Ambul Mussi. 4. Faja de cizalla Guamanes. 5. Faja de cizalla La Higuera-Dos Pozos. 6. Faja de cizalla Los Túneles. Recopilado de Pastore (1932), Pastore y Methol (1953), Methol (1958, 1971), Olsacher (1960, 1972), Lapidus y Rossi (1959), Gordillo y Lencinas (1979), Lucero y Olsacher (1981), Gordillo (1984), Navarro (1986), Skrobak (1986), Rivas (1986), Jerez (1986), Magliano (1986), Pellegrino (1987), Valenti (1987), Regis (1988), Landoni (1988), Vera (1988), Le Roux (1988), Giocale (1989), Monsberger (1990), Hub (1992), Varas (1992), Zuásqueta (1992), Martino *et al.* (1993c)

de fábrica T2 y divergencia de T3, lo que indica un incremento relativo de la deformación. Esta característica sumada a la extrapolación realizada, permite establecer que la faja de cizalla Soconcho-Sierra Chica se extiende coincidiendo groseramente con el eje serrano homónimo y que las fajas del sector norte tienden a converger regionalmente en la faja de cizalla Guacha Corral (Fig.3).

Las fajas de cizalla son previas al Batolito de Achala de edad devónica inferior (399 Ma) (Martino *et al.* 1993a, 1993b) en tanto su antigüedad máxima depende de la edad que se le asigne a las rocas metamórficas de alto grado, afectadas por las fajas de cizalla (Martino 1988). Se han reconocido evidencias de deformación de tipo dúctil a la que se le sobreimpone deformación frágil (Martino 1988, 1994, Martino *et al.* 1993a, 1993b) lo que indica distintos episodios de reactivación cuyas edades absolutas no han sido determinadas hasta la actualidad.

Fajas ultrabásicas

Las rocas ultrabásicas de las sierras Pampeanas de Córdoba constituyen numerosos afloramientos de formas elipsoidales en planta, elongados, concordantes a subconcordantes con las rocas que les hacen de encajonante y dispuestos en fajas de rumbo aproximado N-S (Fig.1).

Si se define una trayectoria de fábrica T, representativa de cada faja, se determina que la faja ultrabásica oriental definida por Villar (1985) coincide con la trayectoria T3 desde la localidad de Río Tercero al sur hasta la localidad de Ischilín al norte con una extensión norte-sur de más de 110 km (Fig.3).

Los afloramientos de rocas ultrabásicas que se extienden desde el afloramiento Los Permanentes al sur, por el límite occidental del macizo de Athos Pampa-Cerro Pelado, se interrumpen en el contacto con el Batolito de Achala y continúan por el borde oeste del macizo de San Carlos hasta la sierra de Guasapampa, 34 km al SSE de Serrezuela coincidiendo con la trayectoria T17. Esto permite definir una faja ultrabásica occidental (Fig.3) que es parcialmente coincidente con las fajas ultrabásicas central y occidental al sur y norte respectivamente del Batolito de Achala definidas por Villar (1985).

La faja ultrabásica oriental está constituida por rocas serpentizadas en las que sólo se reconocen fases minerales relicticas en las zonas centrales de los cuerpos. Estas rocas fueron descritas por Mutti (1991, 1993) como complejos gabro-peridotíticos y gabro lherzolíticos constituidos por rocas peridotíticas rodeadas de ortoanfibolitas, interpretados como parte de la raíz de un arco de islas y/o cuenca de retroarco.

La faja ultrabásica occidental está constituida en su mitad sur por una serie de afloramientos de rocas de composición harzburgítica con pequeños nidos o lentes de composición dunítica. Estas rocas, totalmente serpen-

tinizadas, se encuentran intruidas por diques de rocas metagábricas y dunitas espinélicas y frecuentemente están acompañadas por bancos de ortoanfibolitas clasificadas como metagabros. En base a la geoquímica de elementos mayoritarios, trazas y PGE (Elementos del Grupo del Platino) se definió para las rocas básicas y ultrabásicas de esta faja afinidades ofiolíticas tipo MORB (Escayola *et al.* 1993).

Macizos y fajas migmáticas

Las áreas migmáticas reconocidas en las sierras de Córdoba son (Fig.1):

- a) Faja migmática de El Diquecito (Gordillo 1979, 1984).
- b) Macizo migmático de Athos Pampa-Cerro Pelado (Gordillo 1984, Bonalumi y Gigena 1987).
- c) Faja migmática del Durazno-Rodeo de las Mulas (Gordillo 1984).
- d) Macizo migmático de San Carlos (Gordillo 1984).
- e) Faja migmática de La Puerta (Gordillo y Bonalumi 1987)
- f) Area migmática Corral de Carnero (Martino 1988)
- g) Migmatita Piedras Rosadas (Gordillo 1984).

La asociación sistemática de rocas metamórficas de alto grado con rocas ultrabásicas y zonas de cizalla fue establecida por Bonalumi y Gigena (1987), advirtiéndose en la Fig.3 que los macizos y fajas migmáticas generalmente se encuentran al este de fajas de cizalla.

Mediante las trayectorias de fábrica se establece que la faja migmática de El Diquecito se encuentra estructuralmente desvinculada del macizo migmático de Athos Pampa-Cerro Pelado, a pesar de que ambas siguen aproximadamente la isograda del hipersteno regional (Gordillo 1984). Así, el concepto que las rocas más profundas exhumadas se encuentran en el este de las sierras de Córdoba, es válido solo en el sector norte, ya que hacia el sur, la relación es diferente, pues tanto al este como al oeste se han obtenido presiones similares de 8 kb (Martino *et al.* 1994). La faja migmática de La Puerta al norte, el macizo Cerro Pelado-Athos Pampa al sur, ambos con condiciones de presión-temperatura comparables (Gordillo y Bonalumi 1987) y los afloramientos de Corral de Carnero en la zona intermedia, podrían correlacionarse por cuanto coinciden con las mismas trayectorias de fábrica (Fig.3).

Geocronología

Los datos geocronológicos disponibles para el basamento de las sierras de Córdoba (Linares y González 1990) comprenden 282 dataciones obtenidas el 70% con el método K-Ar y el 30% restante con el método Rb-Sr, ambos en roca total.

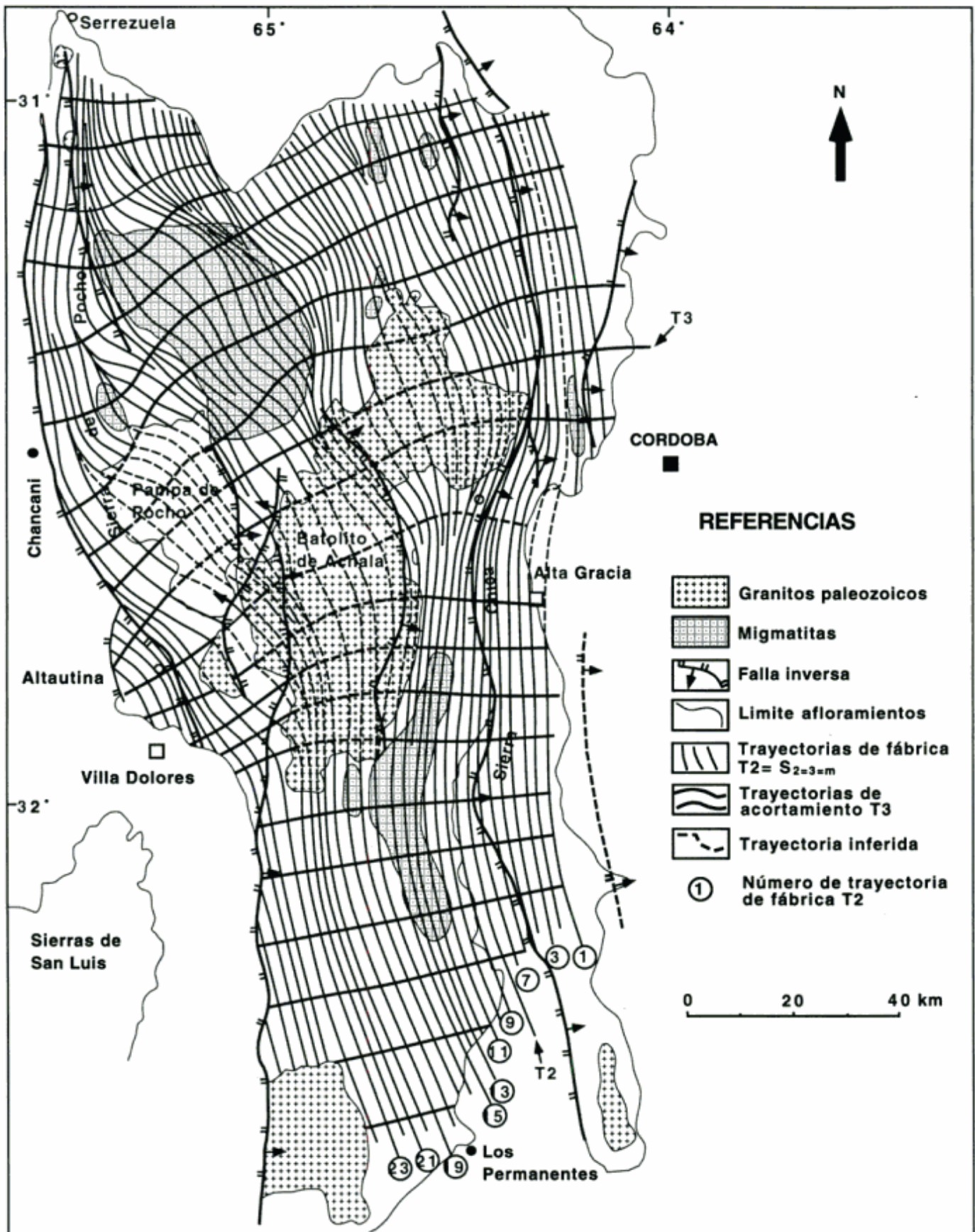


Figura 2: Mapa de trayectorias de fábrica T₂ y de acortamiento T₃.

Si se calcula la media referida a las dataciones por el método K-Ar roca total (195 datos) se obtiene un valor de 489 Ma (Ordovícico inferior). Estas edades podrían vincularse al magmatismo paleozoico (490 Ma) reconocido en las sierras de Córdoba (Rapela *et al.* 1991).

Cuando se analizan los datos por el método Rb-Sr roca total (87 datos) se nota un envejecimiento general de las edades, obteniéndose para las metamorfitas (41 datos) una media de 580 Ma con una frecuencia máxima de 640 Ma (Proterozoico superior).

Teniendo en cuenta que la temperatura de bloqueo en dataciones por el método K-Ar roca total es inferior a la correspondiente a Rb-Sr roca total (Condie 1989:125), se infiere que los datos más antiguos obtenidos por el último método corresponden a edades mínimas para el evento metamórfico de alto grado de las sierras de Córdoba cuyas condiciones de presión-temperatura fueron inicialmente estudiadas por Gordillo (1979, 1984).

Esta aproximación concuerda con las conclusiones de Cingolani y Varela (1975:24) quienes mediante dataciones Rb-Sr por isocrona establecen que la edad de 640 Ma es aceptable como edad mínima del proceso metamórfico principal que han sufrido las metamorfitas del basamento en el sector estudiado, criterio adoptado posteriormente por diferentes autores (Gordillo y Lencinas 1979, Dalla Salda 1987, Demange *et al.* 1993). Este evento correspondería al pico térmico del ciclo orogénico Brasiliano-Panafricano (900-500 Ma) en el concepto de Brito Neves y Cordani (1991) y a la etapa orogénica alrededor de 600 Ma de Trompette *et al.* (1993).

Zonación tectónica

Las diferentes asociaciones petrotectónicas reconocidas en las sierras de Córdoba, permiten definir dos dominios tectónicos principales (Fig.3).

1) Al oeste una zona externa con rocas metamórficas de grado alto a medio (migmatita Piedras Rosadas y faja migmatítica El Durazno Rodeo de Las Mulas y gneises asociados) y rocas de grado bajo en facies de muscovita-clorita (filitas de Chancaní), biotita (esquistos de Altautina), con una notable escasez de cuerpos de mármol. Las sedimentitas originales serían de tipo clástico dominante y corresponderían a una asociación IB cuarcita-pelita-carbonato (Condie 1982) en orden de abundancia relativa. La intensidad de la deformación disminuye regionalmente hacia el oeste.

2) Al este una zona interna caracterizada por rocas metamórficas complejamente deformadas de grado medio a alto con gran desarrollo de fajas y macizos migmatíticos, rocas ígneas metamorfizadas y abundancia relativa de bancos de mármol. Las sedimentitas originales corresponderían a una asociación IA carbonatos-pelita-areniscas de margen estable (Condie 1982) sobre las que se habrían emplazado rocas ígneas (ortogneises).

El límite tectónico o sutura entre ambas zonas coincide con el eje de la faja ultrabásica occidental (Fig. 3).

La orientación general norte-sur de los macizos y fajas migmatíticas fue interpretada por Gordillo y Lencinas (1979:628) como relacionada a ejes térmicos subparalelos durante el episodio metamórfico de alto grado. Su ubicación al este de fajas de cizalla (Fig. 3) sugiere que el sobrecorrimiento postmetamórfico de rocas de alto grado sobre rocas de grado menor con vergencia al oeste (Martino *et al.* 1993c, Demange *et al.* 1993) sería el responsable de la geometría de afloramiento que presentan en la Fig. 3. Los macizos y fajas migmatíticas representan el sector frontal de los bloques superiores sobrecorridos. Las fajas de cizalla serían fallas profundas y su geometría en planta puede ser analizada siguiendo los criterios que brindan las líneas y puntos de ramificación (Hossack 1983). La convergencia general de las fajas de cizalla del sector norte hacia la faja de cizalla Guacha Corral al sur (Fig. 3) sugiere un fenómeno de transferencia general de desplazamiento. Esto explicaría que las rocas metamorfizadas a más profundidad (Gordillo 1984, Martino *et al.* 1994) afloren en el sector sur de las sierras de Córdoba (Fig. 3). Los bloques sobrecorridos corresponderían a láminas cristalinas originadas por debajo de la transición frágil dúctil y vinculadas a convergencia de tipo A (Hatcher y Hooper 1992).

Las metamorfitas de alto grado transgreden el límite entre las zonas interna y externa representado por la sutura o faja ultrabásica occidental, por lo que la amalgamación tectónica entre la zona externa e interna habría sido previa al evento metamórfico principal M2.

El carácter postmetamórfico de la deformación asociada a fajas de cizalla, indica que el eje térmico asociado al episodio metamórfico principal se correspondería con una dirección norte-sur general dada por la envolvente de los afloramientos de rocas de alto grado y no por la geometría particular de sus afloramientos (Fig. 3).

El engrosamiento cortical constituye un medio efectivo para producir rocas metamórficas regionales de alto grado y su traslado posterior a la superficie por reajuste isostático. La distribución regional de este tipo de rocas permite establecer para las sierras de Córdoba un eje de máximo engrosamiento cortical norte-sur que define la geometría del orógeno Pampeano oriental. Esto explica el incremento general del grado metamórfico hacia el este y hacia la zona central de la serranía (Gordillo y Lencinas 1979), y la existencia al oeste de rocas metamórficas de menor grado y menor deformación relativa o faja plegada periférica (Fig. 3).

Discusión

La interpretación tectónica que se proponga para las sierras de Córdoba deberá explicar los siguientes fenómenos.

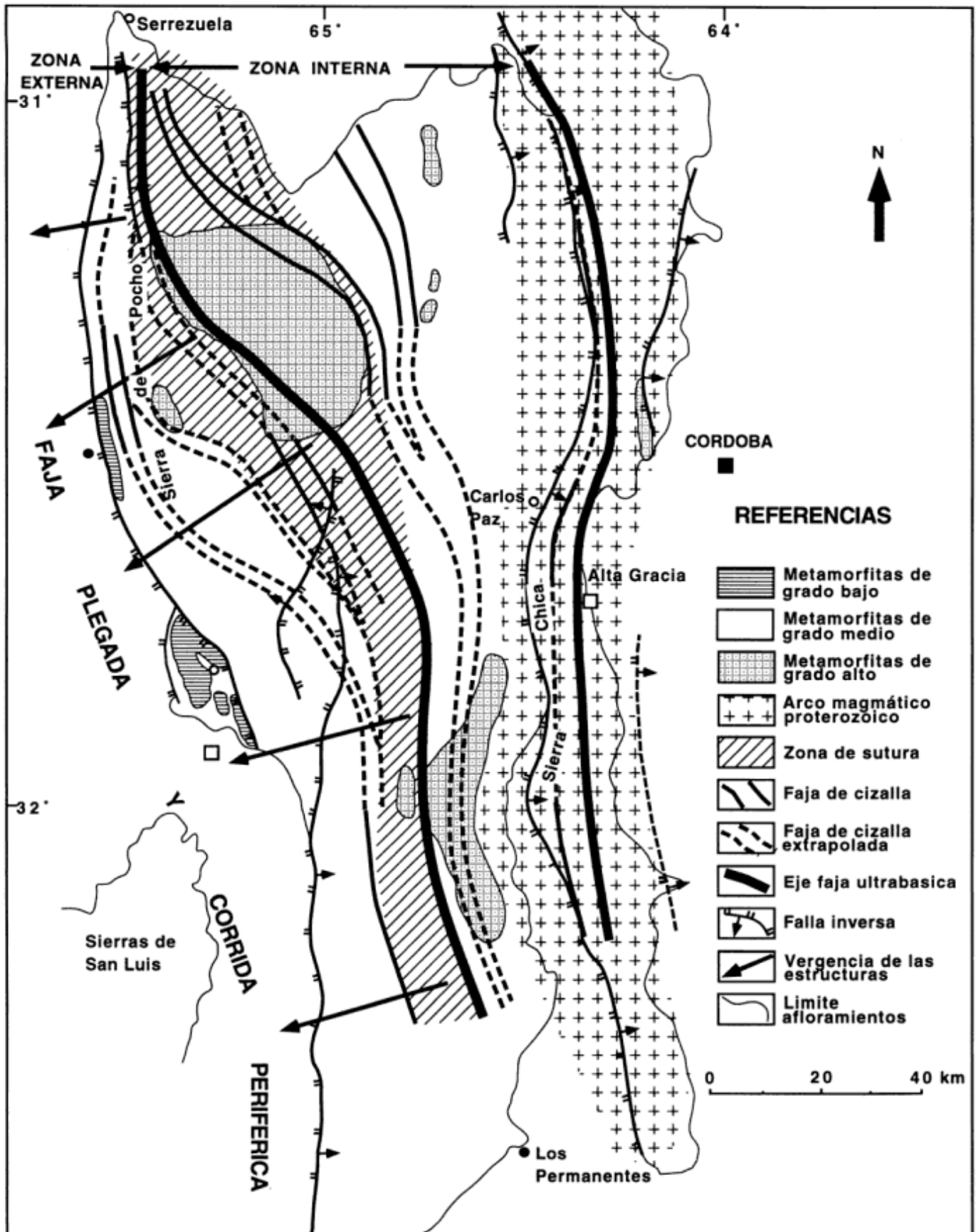


Figura 3: Zonación tectónica regional.

-La existencia de dos dominios tectónicos, uno oriental o zona interna y otro occidental o zona externa separados por una faja ultrabásica con afinidades ofiolíticas.

-Una evolución metamórfica con temperaturas crecientes.

-Metamorfismo de grado alto M2 (pico térmico) con edades mínimas Rb-Sr de 640 Ma común al dominio interno y externo.

-Un evento de metamorfismo dinámico M3 (milonitización) en grado medio.

-La existencia de dos fajas ultrabásicas, una con afinidades ofiolíticas y otra con rasgos de magmatismo de cuenca de retroarco.

-Deformación previa y sincrónica con M2.

-Deformación posterior a M2.

-Fajas de cizalla asociadas a rocas ultrabásicas y a cabalgamiento de rocas metamórficas de alto grado sobre rocas de grado menor.

-Erosión de 20 a 25 km de corteza.

Modelo propuesto

La postulación de un modelo movilista para las sierras de Córdoba se basa en la aceptación generalizada de la tectónica de placas para el Proterozoico (Hoffman 1991) en base a argumentos geológicos, paleomagnéticos (Piper 1992) y de sísmica de reflexión profunda (Babel Working Group 1990).

A. Margen Estable (900 Ma-1000 Ma): Corresponde al desarrollo de un margen pasivo sobre el cratón Río de la Plata, con el antepaís estable al este y cuenca oceánica al oeste. La litología del margen corresponde a la asociación IA carbonatos-pelita-areniscas de margen estable (Fig. 4 A). Sus equivalentes actuales metamorfizados son fajas de mármoles, gneises cordieríticos, esquistos biotíticos-muscovíticos y gneises tonalíticos. Las anfibolitas de origen ígneo (Cingolani y Varela 1975, Baldo 1992) representarían el magmatismo básico de la etapa de rift. Esta asociación tiene como límite la faja ultrabásica occidental, a partir de la cual hacia el oeste se reconocen escasos afloramientos de mármoles.

El margen pasivo conjugado es clástico dominante y correspondería al borde oriental del terreno Pampia (Ramos y Vujovich 1993). Está representado por la asociación IB cuarcita-pelita-carbonato en orden de abundancia relativa y se extiende al oeste de la faja ultrabásica occidental. El equivalente actual metamorfizado del margen corresponde a gneises granatíferos-sillimaníticos, gneises biotíticos-muscovíticos, anfibolitas, cuarcitas y filitas del borde occidental de las sierras de Córdoba y filitas de San Luis.

La litología clástica dominante del margen pasivo occidental probablemente refleje condiciones inestables asociadas a las etapas finales de la orogenia Grenville

identificada en las sierras Pampeanas sudoccidentales (Ramos *et al.* 1993). La existencia de un margen estable oriental carbonático, indica que la asociación Ia sería la más antigua del orógeno, y no necesariamente la asociación de grauvacas - pelitas y rocas ultrabásicas (Demange *et al.* 1993) o matavolcanitas básicas y ultrabásicas (Dalla Salda 1987) interpretadas como asociadas al rifting inicial.

La edad de esta etapa es incierta aunque puede vincularse a las edades de 970 Ma obtenidas en anfibolitas de posible origen ígneo por isocrona Rb-Sr en roca total. Las edades con valores superiores a 750 Ma hasta 1400 Ma obtenidas por el mismo método en metamorfitas probablemente representen núcleos antiguos dentro del basamento (Cingolani y Varela 1975).

B. Transición de margen estable a margen activo (900 Ma): El margen pasivo del borde oeste del cratón Río de la Plata pasa a margen activo. Se forma un arco magmático y el prisma de subducción al oeste, cuyos representantes actuales son los ortogneises de la zona interna y la faja ultrabásica occidental respectivamente (Fig. 4 B). La posición relativa de ambos define la polaridad del margen, con subducción de corteza oceánica hacia el este. En esta etapa se inicia la deformación del prisma sedimentario, y el metamorfismo regional.

Las tonalitas de la sierra de Ambargasta con edades de 900 Ma (Linares y González 1990) y los ortogneises mencionados podrían vincularse al magmatismo calcoalcalino de esta etapa.

C. Expansión de retroarco (800 Ma): Se produce un completo desarrollo del arco magmático y del prisma de acreción al oeste. Se inicia la expansión de retroarco con formación de fondo oceánico al este, representado por la faja ultrabásica oriental (Fig. 4 C). Se vincula este estadio a asociaciones litológicas de tipo II (turbiditas-samopelitas- y vulcanismo bimodal) de margen activo (Condie 1982). Su equivalente metamorfizado serían gneises tonalíticos biotíticos de gran difusión areal y ortoanfibolitas. La elevación del régimen térmico por la expansión del retroarco y el magmatismo de arco, habría producido metamorfismo regional. La asignación a esta etapa de alguno de los eventos metamórficos, actividad ígnea o eventos de deformación pre metamórficos identificados en Córdoba es incierta.

D. Colisión (750 Ma): En este estadio se produce la colisión del terreno Pampia (Ramos y Vujovich 1993) con el cratón Río de la Plata (Fig. 4 D). La faja ultrabásica occidental corresponde a la sutura, a través de la cual se produce el cabalgamiento del margen activo o zona interna sobre el margen pasivo occidental o zona externa. El cierre de la cuenca de retroarco produce el emplazamiento tectónico de las rocas de la faja ultrabásica oriental. La colisión sería la responsable de la deformación inicial del margen pasivo occidental, produciéndose una faja plegada periférica con vergencia dominante

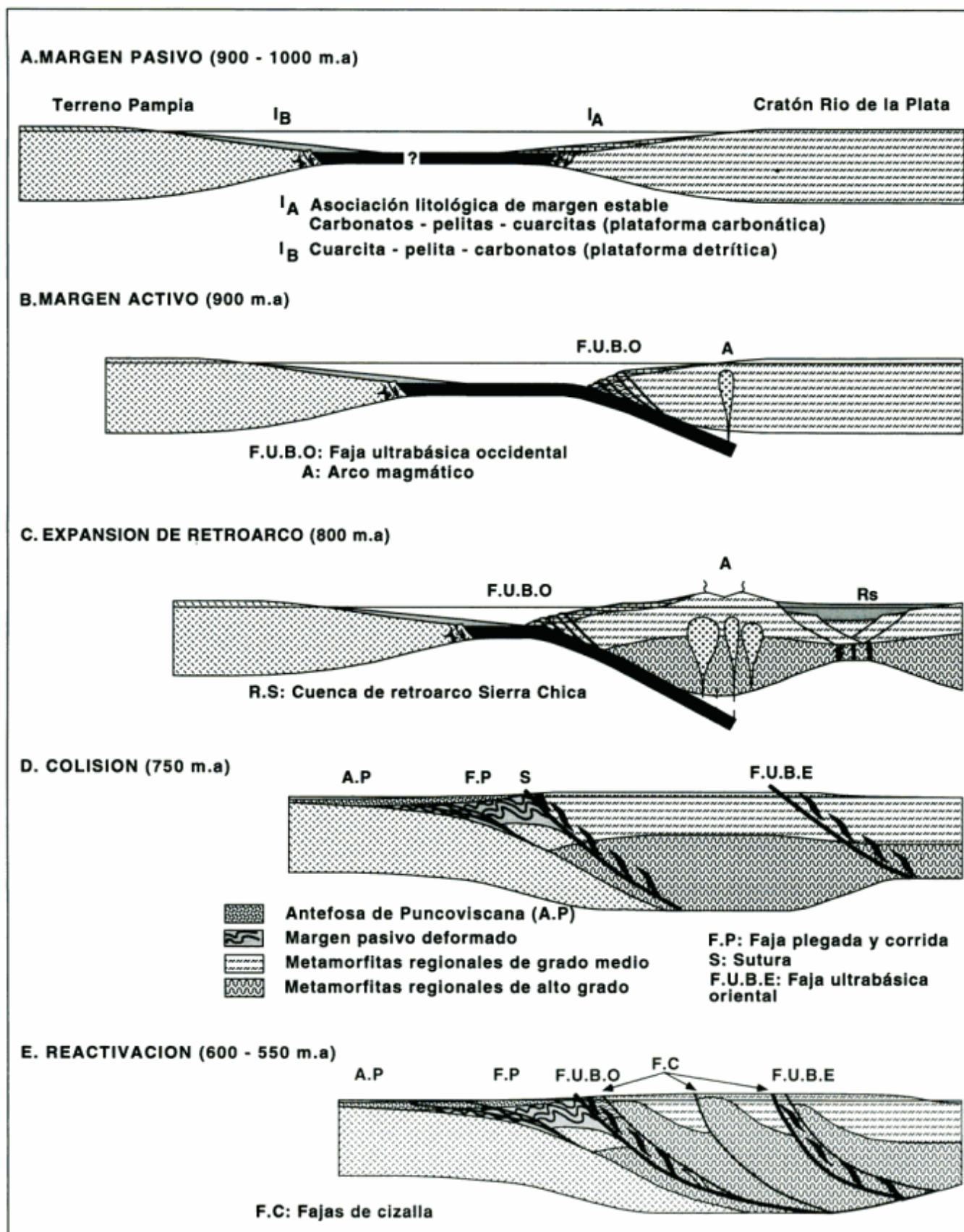


Figura 4: Etapas de la evolución tectónica Neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba.

hacia el oeste. Dicha faja está representada en los sectores menos deformados por la filitas y esquistos filíticos de las sierras de Córdoba y esquistos de San Luis. Las edades K-Ar roca total de 593 ± 15 Ma y 650 ± 30 Ma obtenidas en filitas (Linares y González 1990), corresponderían a edades mínimas del pico térmico postcolisional para la zona externa occidental.

La evolución metamórfica compuesta por los eventos M1 y el pico térmico M2 ocurrido a profundidades del orden de 20-25 km, bajo condiciones de temperatura creciente y presión decreciente, es compatible con la correspondiente a un orógeno colisional (England y Thompson 1984, Spear y Peacock 1989).

La colisión produciría la deformación previa y sincrónica a M2 identificada por diferentes autores.

La anomalía térmica asociada al eje norte-sur de mayor engrosamiento cortical, produce metamorfismo regional de alto grado M2 tanto en la zona interna como en la externa transgrediendo la sutura. En esta etapa se habrían activado las fajas de cizalla asociadas a rocas ultrabásicas.

La erosión de 20 a 25 km de corteza, consecuencia del reajuste isostático postcolisional, produciría las sedimentitas clásticas representadas por el metaconglomerado Cañada Honda en San Luis (Prozzi 1993) y la Formación Puncoviscana en el Noroeste (Salta y Jujuy), la que posee paleocorrientes del E-SE a N-NO, con características de materiales procedentes de antepaíses de fajas plegadas u orógeno en vías de peneplanización (Jezek 1990). Esto sugiere que previo al episodio de rifting Neoproterozoico de la Fm. Puncoviscana (Omarini y Sureda 1993) ésta pudo registrar previamente una etapa de cuenca de antepaís, con subsidencia asociada a flexura por carga tectónica y aporte detrítico procedente de la erosión del orógeno Pampeano Oriental. La edad mínima de 640 Ma para el evento metamórfico principal, enmarcada por las líneas de referencia de 750 Ma y 540 Ma (Cingolani y Varela 1975) permite asignarle al ciclo orogénico una duración aproximada de 200 Ma. La colisión ocurriría a los 750 Ma, luego se produce el pico térmico con migmatización a los 640 Ma finalizando el ciclo a los 550 Ma.

E. Reactivación (600 Ma-550 Ma): El reajuste isostático normal del orógeno colisional, se ve afectado por un evento de deformación plegante y de cizalla posterior al pico térmico M2. Se produce el cabalgamiento con vergencia al oeste de rocas de grado medio a alto sobre rocas de grado menor (Martino *et al.* 1993c, Demange *et al.* 1993) (Fig. 4 E).

Este episodio habría producido nuevas fajas de cizalla y reactivado aquéllas asociadas a rocas ultrabásicas, representando las metamorfitas de alto grado el bloque superior cabalgante erosionado. La intrusión de filonias tonalíticas no afectadas por el pico térmico M2, pero sí por el metamorfismo cataclástico M3 (Gordillo y Lencinas 1979:630) con edades por isocrona Rb-Sr roca

total de 570 Ma (Cingolani y Varela 1975) se vincularía a esta etapa de reactivación.

El inicio de los movimientos compresivos del ciclo Pampeano (600 Ma-570 Ma) y la compresión asociada a la fase Tílica (570 Ma a 540 Ma) (Omarini y Sureda, 1993) coinciden con esta etapa de reactivación. Las sierras de Córdoba se habrían comportado como un antepaís en proceso de reajuste isostático postcolisional, en el que las rocas actualmente aflorantes se encontraban bajo condiciones de presión y temperatura tales que permitieron una importante deformación dúctil.

Al finalizar el ciclo orogénico colisional aproximadamente a los 550 Ma, el basamento de las sierras de Córdoba ya había adquirido los rasgos geológicos más importantes en lo referente a eventos de metamorfismo y deformación.

Correlación con orógenos brasileños

La polaridad y evolución tectónica del orógeno Pampeano oriental permiten su correlación con el sector sudoeste y septentrional de la Provincia de Tocantins o faja de plegamiento Paraguay-Araguaia (Almeida 1984), definiendo una traza orogénica sinuosa (Fig.5).

La etapa de margen pasivo, se vincula con un episodio de rifting en el Gondwana occidental entre los 900 y 1000 Ma (Trompette *et al.* 1993). El magmatismo de margen activo es descrito como rocas ortognésicas calcoalcalinas de 899 ± 7 Ma en la zona de Goiás (Provincia de Tocantins) (Pimentel *et al.* 1991a). La etapa colisional a los 750 Ma aparece representada por las rocas ultramáficas de la provincia de Tocantins septentrional que poseen afinidades ofiolíticas (Hasui *et al.* 1977). El evento metamórfico de grado medio de 637 Ma por dataciones U-Pb en titanitas concordantes a la foliación metamórfica (Pimentel *et al.* 1991b) es correlacionable con la edad de 640 Ma obtenida por método Rb-Sr con isocrona para el pico metamórfico M2 en las sierras de Córdoba (Cingolani y Varela 1975).

La existencia de un magmatismo tardiorogénico con edades Rb-Sr entre 590 Ma y 483 Ma (Pimentel y Charnley 1991), coincidiría con las edades de 570 Ma de las tonalitas datadas por Cingolani y Varela (1975), para las sierras de Córdoba.

Se reconocen para el Gondwana Occidental dos ciclos dentro de la orogenia Brasileña-Panafricana, uno largo de rifting y orogénesis entre 1000 Ma y 600 Ma y otro corto entre 600 Ma y 530 Ma-540 Ma (Trompette *et al.* 1993), compatibles con la evolución propuesta.

Los Brasilides metamórficos (Almeida 1984) y la guirnalda de braquianticlinales (Hasui *et al.* 1984) del sudoeste y sector septentrional respectivamente de la faja Paraguay-Araguaia, se correlacionaría con la zona interna de las sierras de Córdoba.

Los depósitos sedimentarios de los Grupos Corumbá y Alto Paraguay (Almeida 1984), interpretados como cuencas de antepaís asociadas a la deformación de la faja de Brasilia (Trompette *et al.* 1993) serían correlacionables con los depósitos de la Fm Puncoviscana con aporte clástico desde el este (Jezek 1990) y el Conglomerado Cañada Honda de las sierras de San Luis (Prozzi 1993).

Existen evidencias del control que ejerce la fábrica del basamento sobre el emplazamiento de las fallas morfogénicas en las sierras de Córdoba (Pastore 1932), en el fallamiento normal responsable de la sedimentación cretácica y su reactivación e inversión durante el Neógeno (Schmidt *et al.* 1993, Kraemer *et al.* 1993). La orientación NE-SO del "alto Pampeano occidental", el "alto Pampeano oriental" y cuencas asimétricas tales como la cuenca de las Breñas y ejes de depocentros de espesores

sedimentarios totales (Pezzi y Mozetic 1989) reflejarían la reactivación episódica de la fábrica proterozoica del orógeno pampeano y por lo tanto marcarían la inflexión del orógeno hacia el noreste.

Esta correlación con los orógenos Brasileños constituye una alternativa a la propuesta anterior de Ramos (1988) y Brito Neves y Cordani (1991).

Conclusiones

La evolución tectónica proterozoica de las sierras de Córdoba (1000 Ma-550 Ma) puede dividirse en una etapa de margen pasivo, posterior subducción de corteza oceánica hacia el este, colisión del terreno Pampia con el cratón Río de la Plata y una etapa de reactivación final. Se propone la correlación del orógeno pampeano oriental con la faja plegada Paraguay-Araguaia de Brasil en base a similitudes geológicas y evolutivas.

Agradecimientos

Este proyecto se financió mediante el subsidio PID2237/92 (CONICOR) contándose con el apoyo de la Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba. Se agradece la revisión crítica del manuscrito a S.M. Kay y a L. Dalla Salda.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Almeida, F.F.M. de, 1984. Provincia de Tocantins. En: Almeida, F.F.M. de y Yociteru Hasui (Eds.): "O Precambriano Do Brasil" pp. 265-281. Brasil.
- Babel Working Group., 1990. Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic Shield. *Nature*, 348: 34-38.
- Baldo, E.G.A., 1992. Estructura, petrología y geoquímica de las rocas ígneas y metamórficas entre la Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la sierra Grande de Córdoba. República Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 235p. (inédito).
- Bonalumi, A.A. y Gigena, A.A., 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el Dpto. Calamuchita, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2): 73-81.
- Bruto Neves B.B. de y Cordani, U., 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53:23-40.
- Caffe, P.J., 1993. Petrología y estructura del área comprendida entre las localidades de La Fronza y Quilpo Sud, Departamentos de Punilla y Cruz del Eje, Provincia de Córdoba. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 236p. (inédito).
- Cingolani, C.A. y Varela, R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la sierra Chica y Grande de Córdoba. *Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 1:9-35. Buenos Aires.
- Condie, K.C., 1982. Early and Middle Proterozoic supracrustal successions and their tectonic settings. *American Journal of Science*, 282: 341-357.



Figura 5: Paleogeografía postcolisional neoproterozoica y correlación con la faja plegada de Paraguay-Araguaia.

- Condie, K.C., 1989. Plate Tectonics & Crustal Evolution. 3rd edition. Pergamon Press, 476 p. Oxford.
- Criado Roqué, P., Mombrú, C. y Ramos, V.A., 1981. Estructura e interpretación tectónica, En: Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis. Relatorio 8^o Congreso Geológico Argentino: 155-162. San Luis.
- Dalla Salda, L.H., 1984a. La estructura íntima de la sierra de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (1-2): 38-51.
- Dalla Salda, L.H., 1984b. La estructura mesoscópica del basamento cristalino en el área del Río Primero, Córdoba, Actas 9^o Congreso Geológico Argentino, S.C. de Bariloche, 2: 191-203. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.H., 1987. Basement tectonics of Southern Pampean Ranges, Argentina. Tectonics, 6(3): 249-260.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Results of Laurentia-Gondwana collision? Geology, 20:617-620.
- Dalla Salda, L.H., Varela, R. y Cingolani, C., 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamérica y el Orogénico Famatiniano. Actas 12^o Congreso Geológico Argentino y 2^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 3: 358-366. Buenos Aires.
- Demange, M., Baldo E.G. y Martino R.D., 1993. Structural evolution of the sierra de Córdoba (Argentina). Actas Second Symposium of Andean Geodynamics. Oxford.
- England, P.C. y Thompson, A.B., 1984. Pressure - Temperature - Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust. Journal of Petrology, 25 (4): 894-928.
- Escayola, M., Villar, M.L y Page, N., 1993. Elementos del Grupo de los Platinoideos en la Faja Central de Rocas Ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Actas 1^o Congreso Internacional del Platino, 1:36 - 38. Brasilia.
- Garzón, P., 1992. Petrografía y estructura metamórfica. Zona de la Bolsa y Embalse Los Molinos. Trabajo Final. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. 67 p. (inédito).
- Giocale, M., 1989. Fotointerpretación geológica y análisis geomorfológico de la zona de del Cerro San Lorenzo. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 59 p. (inédito).
- Gordillo, C.A., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la sierra de Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 53(1-2): 3-44.
- Gordillo, C.A., 1984. Migmatitas cordieríticas de la sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. Miscelánea Academia Nacional de Ciencias, 68: 1-40. Córdoba.
- Gordillo, C.A., y Bonalumi, A.A., 1987. Termobarometría de la faja migmatítica de "La Puerta", Dto. Cruz del Eje, Pcia. de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (3-4):255-266.
- Gordillo, C.A., y Lencinas, A.N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Turner, J.C. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 577-650, Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Guereschi, A. y Baldo, E., 1993. Petrología y Geoquímica de las rocas Metamórficas del Sector Centro-Oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. Actas 12^o Congreso Geológico Argentino y 2^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 4: 319-326. Buenos Aires.
- Hasui, Y., Abreu, F.A.M. y Silva, J.M.R., 1977. Estratigrafía da faixa de dobramiento Paraguay - Araguaia no centro-norte do Brasil. Boletín I.C. Instituto Geociencias, Universidade Sao Paulo. 8:107-118.
- Hasui, Y., Costa, J.B.S. y Abreu, F.A.M., 1984. Provincia Tocantins. Setor Setentrional. En: Almeida F. F. M de y Yociteru Hasui (Eds.): "O Precambriano Do Brasil" pp. 187-204. 378 p. Editorial Edgard Blucher Ltda. Brasil.
- Hatcher, R.D. y Hooper, R.J., 1992. Evolution of cristaline thrust sheets in the internal part of mountain chains, En: K.R Mc Klay (Ed.): "Thrust Tectonics" pp. 217- 233. London.
- Hoffman, P.F., 1991. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out? Science, 252:1409-1412.
- Hossack, J.R., 1983. A cross section of the Scandinavian Caledonides constructed with the aid of branch-line maps. Journal of Structural Geology 5(2):103-111.
- Hub, C., 1992. Prospección aluvional de minerales pesados. Dpto. Calamuchita. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 108 p. (inédito).
- Jerez, D.G., 1986. Estudio petrológico del cuerpo de Serpentinita de El Rodeo. Depto. de Calamuchita. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 58 p. (inédito).
- Ježek, P., 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncovicana entre Tucumán y Salta. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.): "El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino" Serie correlación geológica N° 4. 227 p. Universidad Nacional de Tucumán.
- Kraemer, P., Tauber, A., Schmidt, C. y Rame, G., 1993. Análisis cinemático de la falla de Nono. Evidencias de actividad neotectónica. Valle de San Alberto, Provincia de Córdoba. Actas 12^o Congreso Geológico Argentino y 2^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 3: 277-281. Buenos Aires.
- Landoni, E.M., 1988. Estudio geológico económico de un yacimiento de calizas. Yacimiento Los Gigantes, Pedanía Candelaria. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 45 p. (inédito).
- Lapidus, A. y Rossi, N.I., 1959. Las Minas de Tungsteno de Agua de Ramón. Anales 10, Dirección Nacional de Geología y Minería: 1-55
- Le Roux, M., 1988. Cantera de Vermiculita La Saltona (Dpto. de Punilla, Pedanía de San Antonio). Cartografía y consideraciones petrológico estructurales. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 43 p. (inédito).
- Linares, E y González, R.R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957 - 1987. Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina, serie B (Didáctica y Complementaria) 19: 1-628.
- Lucero Michaut, H. N. y Olsacher, J., 1981. Descripción geológica de la Hoja 19h Cruz del Eje. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería, 179: 1-96. Buenos Aires.
- Magliano, J.C., 1986. Estudio petrológico del cuerpo de Serpentinita del Cerro Los Guanacos. Depto Candelaria. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 42 p. (inédito).
- Martino, R.D., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 162 p. (inédito).
- Martino, R.D., 1993. Las Fajas de Deformación de las Sierras Pampeanas, Argentina Central: Reseña General. Informe Beca Externa, CONICET. 36 p. (inédito).
- Martino, R.D., 1994. La faja de deformación "Guamanes": petrografía, estructura interna y significado tectónico, sierra Grande de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 48 (1) : 21-32
- Martino, R.D., Law, R.D. y Simpson, C. 1993a. Shear Zones from Pampean Ranges of Córdoba: a Structural and Kinematic Study of the Córdoba Hills Region. Abstract American Geophysical Union, Annual Meeting.
- Martino, R.D., Simpson, C. y Law, R., 1993b. Taconic (Ocloyic) aged west directed ductile thrust in basement rocks of the Sierras Pampeanas, Argentina. Abstracts with programs Geological Society of America, 25 (6): A 233. Boston.
- Martino, R.D., Kraemer, P., Escayola, M.P., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1993c. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. Resultados preliminares. Informe CONICOR. 56 p. (inédito).
- Martino, R.D., Munn, V.A., Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Guerreschi, A., (en prensa). Thermobarometry at 32° 00' S in the Pampean Ranges

- near Córdoba, Argentina. Abstracts with programs Annual Meeting Geological Society of America. Seattle, Washington.
- Methol, E., 1958. Descripción geológica de la Hoja 18 i (Deán Funes), Córdoba. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería, 88. Buenos Aires.
- Methol, E., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 22h (Santa Rosa), provincias de Córdoba y San Luis. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires. 124: 1-77. Buenos Aires.
- Monsberger, G., 1990. Estudio geológico y petrológico del granito de la Mesa de la Mula Muerta y su entorno encajonante, Pampa de Olaen. Dpto. Punilla. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 78 p. (inédito).
- Mutti, D.I., 1991. Las rocas ultrabásicas de la Provincia de Córdoba. Interpretación geológica e implicancias geotectónicas. Publicación del Instituto de Recursos Minerales de la Universidad Nacional de la Plata, 1: 185-196.
- Mutti, D.I., 1993. El complejo gabro - peridotítico de Bosque Alegre, Pcia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 47 (2): 153-167.
- Navarro, A.M., 1986. Estudio petrológico estructural y económico del yacimiento de esteatita Jardo. Pampa de Olaen. Dpto. Punilla. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 61 p. (inédito).
- Olsacher, J., 1960. Descripción geológica de la Hoja 20 h, Los Gigantes. Provincia de Córdoba. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería. 90. Buenos Aires.
- Olsacher, J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 21 h, Cerro Champaquí. Provincia de Córdoba. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería. 133: 1-64. Buenos Aires.
- Omarini, R.H y Sureda, R., 1993. Evolución geodinámica y configuración paleogeográfica en los Andes Centrales del Proterozoico superior al paleozoico inferior: modelos alternativos y problemas. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 3: 291-307. Buenos Aires.
- Pastore, F., 1932. Hoja 20i del Mapa Geológico de la Argentina, región oriental y media de la sierra de Córdoba. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería. 36: 1-67. Buenos Aires.
- Pastore, F. y Methol, E., 1953. Descripción geológica de la hoja 19i, Capilla del Monte. Provincia de Córdoba. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería. 79: 1-70. Buenos Aires.
- Pellegrino, S., 1987. Estudio geofísico de un cuerpo ultrabásico ubicado en Cañada de Alvarez. Dpto Calamuchita. Provincia de Córdoba. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito).
- Pezzi, E.E. y Mozetic, M.E., 1989. Cuencas Sedimentarias de la región Chaco Paranaense. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): "Cuencas Sedimentarias Argentinas". Serie Correlación Geológica N°6 :65-77. Universidad Nacional de Tucumán.
- Pimentel, M.M. y Charnley, N., 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm - Nd model age calculations in late - stage granitic rocks: An example from central Brazil. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section) 86: 123-138.
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A. y Marini, O.J., 1991a. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin - bearing continental - type acid magmatism in central Brazil. Precambrian Research, 52:3311-335.
- Pimentel, M.M., Heaman, L. y Fuck, R.A., 1991b. Zircon and sphene Pb-U geochronology of Upper Proterozoic volcanic - arc rock unit from southwestern Goiás, Central Brazil. Journal of South American Earth Science, 4:329-339.
- Piper, J.D.A., 1992. The palaeomagnetism of major (Middle Proterozoic) igneous complexes, South Greenland and the Gardar apparent polar wander track. Precambrian Research, 54: 153-172.
- Prozzi, C., 1993. Metaconglomerado Cañada Honda, sierra de San Luis. Resúmenes. 9º Reunión de Microtectónica, Mendoza.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America: a collisional story. Episodes, 11: 168-174.
- Ramos, V.A., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. Publicación del Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de la Plata. 1:185-196.
- Ramos, V.A., Vujovich, A.G., 1993. Laurentia-Gondwana connection: a Southamerican perspective. Abstracts with Programs Geological Society of America, Boston.
- Ramos, V.A., Vujovich, A.G., Kay, S.M. y Mc Donough, M., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: La sierra de Pie de Palo y su integración al Supercontinente Proterozoico. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos 3: 343-357. Mendoza.
- Ramsay, J. G. y Huber, M.I., 1987. The techniques of modern structural geology. Volumen 1. 307 p. Academic Press.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Bonalumi, A.A., 1991. Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, sierra Norte de Córdoba. Sierras Pampeanas. Argentina. Resúmenes amplificados 7º Congreso Geológico Chileno, 19-22.
- Regis, L., 1988. Estudio petrológico del cuerpo de serpentina El Rodeo, Dpto. Calamuchita. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 56 p. (inédito).
- Rimann, E., 1918. Estudio geológico de la sierra Chica entre Ongamira y Dolores. Boletín Academia Nacional de Ciencias 23 (2): Córdoba.
- Rivas, H.A., 1986. Cantera escuela "Emilio Capella" (Pedanía Candelaria). Dpto. Cruz del Eje, entorno geológico, tipificación de los mármoles y plano geológico detallado. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 67 p. (inédito).
- Schmidt, C.J., Astini, E., Kraemer, P., Costa, C., y Gardini, C., 1993. Eogene inversion of two Cretaceous basins, Sierras Pampeanas, Argentina. Abstracts Geological Society of America Meeting. Boston.
- Skrobak, A., 1986. Geología mineralógica y metalogénesis de los depósitos de Loma Grande. Sector NW del Batolito de Achala. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito).
- Spear, F.S. y Peacock, S.M., 1989. Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths. Short Course in Geology: V. 7. American Geophysical Union. 102 p. Washington.
- Sureda, R.L. 1978. Las vetas de plomo, plata y zinc del distrito minero El Guaico en la provincia de Córdoba, Rep. Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33(4): 299-324.
- Trompette, R.M., Silva, M.E., Tommasi, A., Vauchez, A., Uhlein, A., 1993. A aglutinação do Gondwana Ocidental no Panamericano - Brasileiro e o papel da geometria do Craton do San Francisco na Arquitetura da Faixa Ribeira. Resúmenes 1º Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata. La Paloma-Minas. Uruguay.
- Valenti, L., 1987. Estudio geológico del cuerpo ultrabásico del Cerro San Bernardo Sur. Sector E, Dpto. Punilla. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 52 p. (inédito).
- Varas, R., 1992. Estudio petromineralógico del stock de La Población, Dpto San Javier. Córdoba. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 65 p. (inédito).
- Vera, C.J., 1988. Estudio geológico económico de un yacimiento de calizas. Candelaria Cruz del Eje. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 85 p. (inédito).
- Villar, L.M., 1985. Las fajas ultrabásicas Argentinas, tipos de ultramáficas. Metalogenia. Actas 4º Congreso Geológico Chileno 4: 610-633. Santiago.
- Zuásquita, J.S., 1992. Estructura y petrografía de un sector de la Sa. Chica entre La Bolsa y Embalse Los Molinos. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 86 p. (inédito).

Recibido: 10 de marzo, 1994

Aceptado: 21 de diciembre, 1994

Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S

Roberto MARTINO^{1,3}, Pablo KRAEMER¹, Mónica ESCAYOLA¹, Mauricio GIAMBASTIANI² y Marcelo ARNOSIO¹

¹*Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba y Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba.*

²*Dirección Provincial de Minería. Belgrano 347, 5000 Córdoba.*

³*Department of Geological Sciences, 1057-C Derring Hall, Virginia Polytechnic Institute and State University; Blacksburg, Virginia 24061. U.S.A.*

ABSTRACT. *A transect of the Pampean Ranges of Córdoba at 32° south latitude. The Pampean Ranges at 32°S are represented by the Comechingones and Chica ranges. The former is composed of cordieritic stromatolites and diatexites of the Yacanto group. Within the Yacanto group there is an intercalation of ultramafic and mafic rocks, garnetiferous gneisses and a kinzigitic body known as the San Miguel group. The Chica range is composed of the Santa Rosa group, whose western and the eastern parts are composed of biotitic gneisses, whereas the central part consists of biotite-garnet and garnet-sillimanitic gneisses and the Soconcho group of ultramafic rocks and amphibolites. Both groups are intruded by acid aplites and pegmatites. The Chica ranges groups are affected by tonalitic intrusions herein named the Calmayo group. An apparent metamorphic gradient (increasing grade to the east) is a product of the tectonic juxtaposition of high grade units thrust westward over lower grade rocks, thus obliterating the real metamorphic gradient. This thrusting event may have occurred during the early Palaeozoic. The rocks are affected by two post-metamorphic deformational events in which coaxial refolding generating nappe-style structures. These structures were subsequently dismembered by movements on ductile shear zones bringing deeper rock units (San Miguel and Soconcho groups) to shallower crustal levels. Two shear zones, the Guacha Corral and Soconcho shear belts suggest reverse and strike-slip motion, respectively. Cross-cutting relationships with the Achala batholith suggest a lower Palaeozoic youngest age for the Guacha Corral Shear Belt, whereas regional criteria indicate that the Soconcho Shear Belt probably extends from the Neoproterozoic to the lower Palaeozoic. Tertiary tectonism affected the rocks and previous structures and produced the structural and topographic configuration recognized at the present day in the Comechingones and Chica ranges. Both ranges are delimited by low angle reverse faults: the Sierra Grande and Sierra Chica faults. In the latter, it is possible to recognize two events: A, a Pleistocene age reverse motion, preceded by B, a Pliocene age strike-slip episode. The S3 metamorphic foliation, which is pervasively developed all around the Pampean Ranges of Córdoba, controlled the geometry of these faults.*

Introducción

Las Sierras Pampeanas de Córdoba son la entidad orográfica más oriental de las Sierras Pampeanas, están constituidas por varios cordones meridiano que se extienden por aproximadamente 500 km, desde los 29°00' hasta los 33°30' lat. S. En ella se distinguen tres grandes unidades orográficas (Fig. 1) que de este a oeste, entre los 64°00' y 65°30' long. O (aprox. 150 km), se denominan: Sierra Norte-Sierra Chica-Sierra de Las Peñas, Sierra Grande-Sierra de Comechingones y Sierra de Pocho. Las mayores alturas son alcanzadas en el Cerro Uritorco (1950 m s.n.m, Sierra Chica) y en el Cerro Champaquí (2884 m s.n.m, Sierra Grande).

Las Sierras Pampeanas de Córdoba (Fig. 1) están integradas principalmente por un basamento plutónico-metamórfico compuesto por metamorfitas de grano grueso (gneises y migmatitas) afectadas por un pico metamórfico a los 640 Ma (Cingolani y Varela 1975) que alcanzó 700°C de temperatura y presiones que varían de oeste a este entre 5,6-6,4 kb (Gordillo 1979, 1984; Gordillo

y Bonalumi 1988; Martino, 1988; Baldo, 1992), intruidas en el Paleozoico por batolitos graníticos (Lira y Kirschbaum 1990; Rapela *et al.* 1991a, 1991b). La cubierta sedimentaria está compuesta por relictos aislados de areniscas, pelitas y conglomerados de edad Paleozoica superior y complejos volcánico-sedimentarios del Cretácico inferior. Sedimentitas detríticas continentales Paleógenas, Neógenas y Cuaternarias alcanzan buen desarrollo en los valles intermontanos longitudinales, hallándose importantes acumulaciones de vulcanitas traquiandesíticas y depósitos piroclásticos Neógenos en la Pampa de Pocho (Kay y Gordillo 1990).

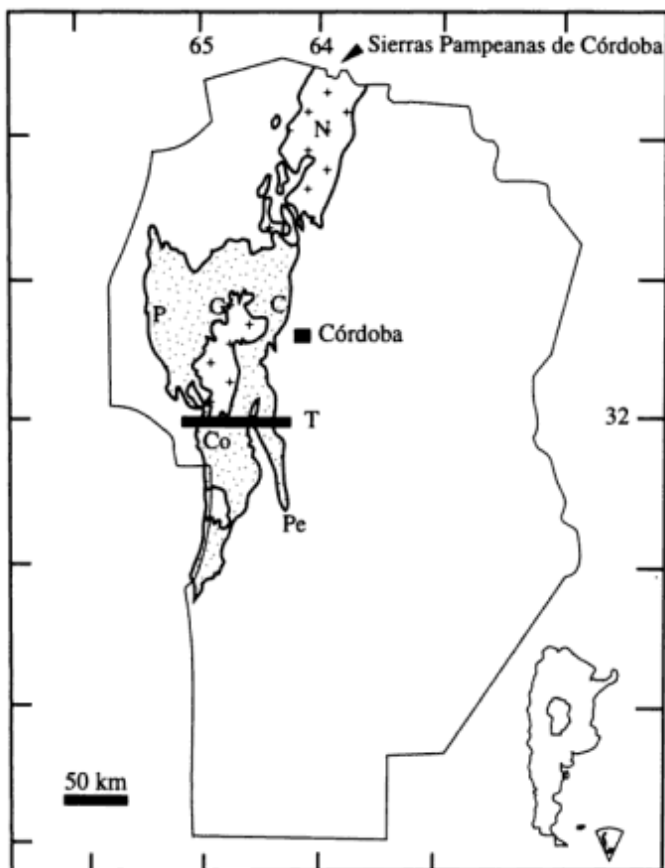
La evolución geológica del complejo metamórfico no es bien conocida. Los datos existentes hasta ahora permiten esbozar una evolución general que se habría iniciado en el Neoproterozoico con el desarrollo de una cuenca con sedimentación psamítico-pelítica con intercalaciones de rocas calcáreas, calcáreas-margosas y emplazamiento de rocas ácidas a básicas. Las observaciones de campo, dataciones radimétricas disponibles, petrología y análisis estructural permiten establecer que las mismas son

parte de un complejo polimetamórfico que evolucionó entre los 800 y 500 Ma. Siguiendo a Cingolani y Varela (1975) y a Linares y Cordani (1979), las dataciones radimétricas sugieren un origen de las metamorfitas durante el Ciclo Orogénico Brasileño (Almeida 1971; Brito Neves y Cordani 1991), con la presencia probable de núcleos más antiguos (900-1200 Ma) correspondientes al Ciclo Orogénico Uruçuano. Estas rocas más antiguas se han identificado en el ámbito oriental de las

Sierras de Córdoba y pertenecerían al Cratón de La Plata (Ramos 1988, 1989, 1991).

Afectando al complejo ígneo-metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba han sido reconocidas en trabajos regionales, numerosas fajas de cizalla que fueron parcialmente descritas o sólo mencionadas por Sureda (1979), Gordillo y Lencinas (1979), Dalla Salda (1984a, 1984b, 1987) y Massabié (1982). Martino (1994) da una síntesis de las características geológicas de las mismas.

El objetivo principal de este trabajo es realizar una transecta geológica a los 32° de latitud sur a fin de describir e interpretar la evolución geológica en el tercio sur de las Sierras Pampeanas de Córdoba. La elección de una transecta a esta latitud se justifica por dos motivos: por un lado, en el estado actual del conocimiento geológico de las Sierras de Córdoba se hace necesaria la integración de la información disponible mediante la confección de secciones regionales, retomando el método de trabajo iniciado por Gordillo y Lencinas (1979), y por el otro, el conjunto litológico, principalmente el aflorante en la pendiente oriental de la Sierra de Comechingones, representa el complejo de mayor profundidad y grado metamórfico conocido dentro de la corteza precámbrica de las Sierras de Córdoba (rocas formadas a 700-750°C y 6,1-6,4 kb, valores equivalentes a 23 km de profundidad). Se han reconocido, además, distintas unidades litológicas y estructuras significativas desde el punto de vista tectónico, tales como son las fajas de deformación y rocas básicas y ultrabásicas halladas a esta latitud en la pendiente oriental de las Sierras Chicas.



REFERENCIAS

| | | | |
|--|----------------------|--|-------------|
| | relleno moderno | | Cuaternario |
| | granitoides | | Paleozoico |
| | migmatitas y gneises | | Precámbrico |

Nombre de las Sierras

| | |
|-------------------|-----------|
| P: Pocho | N: Norte |
| G: Grande | C: Chica |
| Co: Comechingones | Pe: Peñas |

T: Transecta a los 32°00' LS

Figura 1: Mapa de la Provincia de Córdoba. Se han indicado las principales unidades orográficas y geológicas que componen las Sierras Pampeanas a esta latitud. La barra negra indica la traza de la transecta estudiada (Figura 2).

Metodología de trabajo

Se realizó la fotointerpretación mediante fotografías aéreas pancromáticas blanco y negro a escala 1:20.000, obteniéndose una carta fotogeológica preliminar.

El control de campo posterior consistió en la revisión de las unidades fotogeológicas mapeadas, toma de más de 500 datos estructurales y 65 muestras orientadas de las unidades rocosas identificadas.

En gabinete se reinterpretó la fotogeología preliminar, se analizaron los datos estructurales proyectándose en la red de Schmidt (hemisferio inferior) y se realizaron 50 cortes delgados orientados con su correspondiente descripción petrográfica y microestructural. Esto permitió correlacionar los rasgos microscópicos con la foliación mesoscópica de mejor desarrollo regional (S_3), representada en el mapa y la sección (Fig. 2).

Finalmente se confeccionó una carta geológica a escala 1:50.000 que abarca una faja de 10 km de ancho, en base a la fotointerpretación y cartas catastrales a escala 1:25.000. La sección este-oeste de la Figura 2 se obtuvo de la carta geológica realizada y los mapas topográficos a escala 1:100.000 del Instituto Geográfico Militar Argentino.



Figura 2: Mapa y Sección correspondiente a la transecta T marcada en la Figura 1.

Los complejos ígneos-metamórficos

A los fines descriptivos es posible agrupar a las distintas rocas reconocidas en dos grandes complejos de basamento ígneo-metamórfico, denominados complejo Sierra de Comechingones y complejo Sierra Chica. Dentro de cada complejo se distinguieron asociaciones litológicas con rasgos propios que fueron descriptos con el rango de grupo. El complejo Sierra de Comechingones fue subdividido en dos grupos denominados grupo Yacanto y grupo San Miguel, en tanto al complejo Sierra Chica corresponden el grupo Santa Rosa, el grupo Soconcho y el grupo Calmayo (Fig. 2).

Complejo Sierra de Comechingones

Se caracteriza por un conjunto de rocas dispuestas en fajas norte-sur en el que se distinguen dos grandes asociaciones litológicas, una denominada grupo Yacanto, constituido por diatexitas cordieríticas y estromatitas, en las que se intercalan rocas ultramáficas, máficas, gneises granatíferos (Escayola 1992) y el cuerpo de kinzigita del Río Santa Rosa, asociación de rocas reunidas como grupo San Miguel. Este complejo aflora dentro del área comprendida por la Hoja Geológica 22h "Santa Rosa" (Methol 1971).

Grupo Yacanto

Es posible reconocer de oeste a este, comenzando por el faldeo oeste de la Sierra de Comechingones y hasta el lineamiento Guacha Corral, un conjunto extenso de estromatitas en las que se intercalan rocas cordieríticas de aspecto granitoide o diatexitas, cada vez más abundantes hacia el este, y pequeños cuerpos concordantes de anfibolitas. Coincidiendo aproximadamente con la faja de deformación de Guacha Corral (véase más adelante) comienzan a intercalarse fajas de gneises granatíferos en las estromatitas predominantes. El reconocimiento de importantes afloramientos de diatexitas a esta latitud, permite reunir los Macizos de El Durazno, Rodeo de Las Mulas, Athos Pampa y Cerro Pelado en una única entidad, ampliando así el concepto de Bonalumi y Gigena (1987) de que el Macizo de Athos Pampa y el de Cerro Pelado son una unidad; estos dos macizos se encuentran fuera del área cartografiada en la Figura 2.

Las estromatitas son rocas de grano medio a fino, en las que se destacan venas concordantes con la foliación visible, de composición granitoide (cuarzo + feldespato) en una matriz compuesta por micas (biotita + muscovita). Se reconocen además intrusivos lentiformes y concordantes de material ácido y pegmatoides discordantes que cortan a estos últimos.

El tipo de estromatita descripto predomina en el faldeo occidental y cumbre de la Sierra de

Comechingones, en tanto hacia el Puesto "Los Corrales" la composición de las venas varía al asociarse granate y turmalina en forma esporádica o al estar compuestas únicamente por cuarzo, reconociéndose también ojos y venas monominerales de feldespato potásico. La matriz de estas rocas es más rica en cuarzo y feldespato, a los que se le agrega la presencia de granate, mineral que llega a ser muy abundante.

Más allá del río Tabaquillo, en las estromatitas encajonantes de la diatexita de Rodeo de Las Mulas, aparecen sillimanita y feldespato potásico como fases estables (Fig. 2).

Cuando las estromatitas son afectadas por la deformación pierden su estructura migmática y se convierten en una roca esquistosa con una fuerte retrogresión, desarrollando clorita que reemplaza a la biotita y al granate, transformando a la roca en una filonita. Este tipo de roca es común en la faja de deformación Guacha Corral (H, Fig. 2).

En el faldeo oriental de la Sierra de Comechingones, las litologías más conspicuas son diatexitas cordieríticas y gneises granatíferos. Las diatexitas cordieríticas están mineralógicamente compuestas por cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + biotita + granate + cordierita, reconociéndose variedades sin feldespato potásico. Es común la presencia de *resisters* (Mehnert 1968) de anfibolitas, gneises y metacuarcitas.

Los gneises granatíferos se disponen a modo de fajas, asociados principalmente a los bordes de las zonas donde se reconocen las diatexitas cordieríticas. También se los ha reconocido como encajonantes de las rocas máficas y ultramáficas del grupo San Miguel (Escayola *et al.* 1993).

Gordillo (1979, 1984) consideró a las rocas cordieríticas descriptas como "fajas migmáticas" y usando la biotita, el granate y la cordierita como minerales indicadores del metamorfismo, interpretó a esta área como la más profunda de las Sierras de Córdoba, calculando condiciones de formación de 700-750°C de temperatura y 6,1-6,4 kb de presión.

Asociados a las rocas cordieríticas se reconocen también gneises tonalíticos, anfibolitas hipersténicas y un stock de gabro hipersteno-biotítico (Bonalmi 1980; Escayola 1992, Escayola *et al.* 1993).

Grupo San Miguel

Se denomina así a un conjunto de rocas ultramáficas, máficas y un cuerpo de kinzigita con un encajonante de gneises granatíferos aflorantes en el flanco oriental de la Sierra de Comechingones. Los afloramientos de rocas ultramáficas y máficas constituyen parte de la denominada Faja Central de rocas ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba definidas por Villar (1975, 1985); esta faja sería interrumpida de norte a sur por el batolito de Achala.

Las rocas ultramáficas son cuerpos de harzburgitas y dunitas lenticulares, concordantes con la foliación regional (N330°/60°E), asociadas a gabros y ortoanfibolitas. Poseen una estructura masiva o foliada, esta última en los bordes de los cuerpos; son de color gris oscuro a verdoso, con olivino serpentizado y piroxenos bastitizados que presentan cambios modales o granulométricos pero no composicionales. Las harzburgitas son rocas de texturas xenomórficas compuestas por la asociación mineral olivino + ortopiroxenos + antigorita + tremolita + talco + carbonatos. Las dunitas son afaníticas, de color rojizo y con una fuerte foliación definida por la elongación del olivino. Al microscopio se reconoce una textura "metamórfica foliada" (Pike y Schwartzman 1977) compuesta por la asociación mineral olivino + espinelo + cromita + magnetita. Estas rocas no constituyen cumulos diferenciados de las rocas ultramáficas sino que representan tectonitas de complejos ofiolíticos, conclusión apoyada por estudios geoquímicos usando elementos del grupo del Platino (Escayola *et al.* 1993).

Asociados a las rocas ultramáficas se encuentran bancos concordantes de ortoanfibolitas, de 5 a 10 m de espesor. Presentan texturas granoblásticas relícticas (¿ígneas?) y mineralógicamente están compuestas por: plagioclasa + clinoanfiboles + espinelos + cuarzo + opacos + carbonatos.

Hacia el río Santa Rosa aflora un cuerpo fuertemente deformado, lentiforme (Martino *et al.* 1995) de rocas mineralógicamente compuestas por granate + cordierita + cuarzo, que Gordillo (1984) clasificó como "kinzigita" interpretándola como una roca degranitizada de la corteza inferior.

Todo el conjunto descrito anteriormente se encuentra en contacto con gneises granatíferos foliados compuestos por cuarzo + plagioclasa + biotita + granate; estos gneises pasan gradualmente a estromatitas.

Complejo Sierra Chica

Este complejo se extiende entre las localidades de La Orillada y Soconcho (Fig. 2). Es posible reconocer en él dos asociaciones litológicas principales denominadas aquí grupo Santa Rosa, constituido por gneises y ortogneises en los que se intercalan rocas ultramáficas y anfibolitas, asociación denominada grupo Soconcho (Fig. 2). Otro grupo de rocas, definido como grupo Calmayo, es el integrado por los afloramientos de tonalitas leucocráticas de Calmayo, San Agustín y El Hongo, estos últimos fuera del área cartografiada en la Figura 2.

Grupo Santa Rosa

Es el grupo dominante en el complejo y está compuesto por gneises biotíticos-granatíferos y gneises granatíferos-

sillimaníticos bandeados asociados a gneises biotíticos; estos últimos afloran principalmente al este de La Orillada y al oeste de Soconcho. Son rocas de grano fino a medio, a veces masivas, de color gris oscuro. Las bandas, de tonos claros y oscuros alternantes, están compuestas por cuarzo + feldespato y por cuarzo + feldespato + granate + biotita + sillimanita ± disteno respectivamente. La sillimanita aparece hacia el contacto con la faja de rocas ultramáficas y máficas del Grupo Soconcho, siendo el disteno relíctico (Martino y Fagiano 1982).

Estos gneises se hallan intruidos por numerosas venas ácidas con texturas aplíticas y pegmatíticas compuestas por cuarzo + feldespato potásico y por cuatro stocks de aspecto granitoide clasificados aquí como 'ortogneises': el cuerpo de Santa Mónica y tres afloramientos entre El Parador de la Montaña y Calmayo (Fig. 2). Los ortogneises están compuestos por cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + biotita + granate y su textura es porfírica, definida por fenocristales de feldespato potásico. Las relaciones de campo de estos cuerpos con las rocas encajonantes son generalmente gradacionales o netas, como es el caso del afloramiento cerca de la bifurcación del camino que lleva a Soconcho o Calmayo (Fig. 2).

Hacia la zona de Soconcho, el gneis biotítico granatífero se hace más rico en biotita y se asocia con un gneis inyectado. Intercalados en estos gneises se reconocen importantes cuerpos de mármoles forsteríticos y anfibolitas diopsídicas.

Grupo Soconcho

Este grupo aflora en el borde oeste de la Faja de Deformación Soconcho, principalmente sobre el camino que va desde El Parador de la Montaña a Soconcho y sobre el camino que conduce a Calmayo (Fig. 2). Las rocas máficas y ultramáficas de este grupo, que formarían parte de la Faja Oriental de las Sierras Pampeanas de Córdoba definida por Villar (1975, 1985), están representadas por importantes bancos de anfibolitas que se extienden irregularmente desde Calmayo hasta la Faja de Deformación Soconcho y por pequeños cuerpos de serpentinitas.

Las anfibolitas son rocas de color verdoso oscuro con intercalaciones de finas bandas leucocráticas compuestas por plagioclasa. Presentan textura granoblástica a granonematoblástica y están compuestas por hornblenda + plagioclasa + diópsido + actinolita + titanita + apatita + opacos. Se reconocen coronas de hornblenda alrededor de actinolita, que se interpretan como posibles relictos de la transición de la facies de esquistos verdes a la facies de anfibolitas.

Asociadas a las anfibolitas se encuentran pequeños cuerpos ovoidales de rocas ultramáficas desmembrados, de no más de 10 metros de espesor, totalmente serpentizados. Según los clivajes relícticos preserva-

dos, estas rocas provendrían del metamorfismo de piroxenitas u hornblenditas, correspondiendo sus protolitos a cumulos estratificados de secuencias ofiolíticas. De todos modos, la información disponible hasta el momento es insuficiente para tipificarlas con mayor precisión.

Vemos a través de la transecta que las rocas ultramáficas y máficas se encuentran en las adyacencias de una faja de deformación importante, hecho que había sido notado por Bonalumi y Gigena (1987). Se destaca aquí que las rocas del grupo San Miguel se hallan en el margen oriental de la Faja de Deformación Guacha Corral mientras que las rocas del grupo Soconcho lo hacen en el margen occidental de la Faja de Deformación Soconcho. Interpretamos aquí que los grupos mencionados forman parte de escamas profundas emplazadas por cabalgamiento a través de las Fajas de Deformación; cabe agregar que el problema de la geometría y modo de emplazamiento particulares de estas rocas es hasta el momento desconocida.

Grupo Calmayo

Por último, se destacan en este sector de la transecta los importantes cuerpos de tonalitas leucocráticas de Calmayo, El Hongo y San Agustín que hemos denominado grupo Calmayo, hallándose los dos últimos cuerpos mencionados fuera del área cartografiada en la Fig. 2. Las tonalitas leucocráticas están compuestas por plagioclasa, An_{18-19} + cuarzo + biotita, siendo la textura granuda gruesa. Los tres cuerpos tienen marcados efectos deformacionales, registrados principalmente por acuñamiento y curvamiento de maclas en la plagioclasa, extinción ondulosa y bandas de deformación en el cuarzo y kink-bands en la biotita. En el cuerpo de San Agustín este último mineral está orientado definiendo una foliación marcada de rumbo NNO y buzamiento hacia el oeste. El cuerpo de Calmayo está muy deformado por un profuso clivaje de fractura en su mitad oriental; deformación que es causada por los procesos relacionados a la actividad de la Faja de Deformación Soconcho (véase foliaciones miloníticas más adelante). Este cuerpo presenta además en su extremo sur, hacia el contacto con el encajonante, un borde de deformación plástica marcado por la orientación de la plagioclasa y la biotita, relacionado al proceso de emplazamiento.

Metamorfismo

En la Figura 2 se han marcado los lugares de aparición y coexistencia de los minerales índices de las metapelitas a través de toda la transecta.

En el complejo Sierra de Comechingones el metamorfismo crece hacia el este, identificándose progresivamente la zona de muscovita + biotita, la zona de biotita, la zona de granate y la zona de sillimanita +

feldespato potásico. Dentro de esta última zona se encuentra la parte más profunda reconocida en las Sierras Pampeanas de Córdoba por Gordillo (1984) y es posible verificar entre el Puesto "Los Corrales" y la localidad de La Orillada la coexistencia local de cordierita + granate + feldespato potásico, principalmente en las diatexitas y en fajas localizadas dentro de las estromatitas; esta asociación registra el alto grado en migmatitas pelíticas, marcando el comienzo de la facies de granulitas (Grant 1973; Thompson 1982; Tracy y Robinson 1983).

Considerando el complejo Sierra Chica, se reconoce un esquema similar al anterior, dado que nuevamente el grado metamórfico se incrementa hacia el este, identificándose las zonas de la biotita, el granate y la sillimanita separadas de una zona de biotita por la faja de deformación Soconcho (Fig. 2). También en este caso una faja de deformación, Faja de Deformación Soconcho, pone en contacto rocas de grado metamórfico diferente. La presencia de disteno relíctico previo al desarrollo profuso de sillimanita se interpreta como parte de una trayectoria P-T horaria típica que siguen las secuencias barrovianas en un ambiente metamórfico ligado a colisión continente-continente (Bohlen 1991; Brown 1993).

Resumiendo, se puede decir que dentro de cada complejo el grado de metamorfismo se incrementa hacia el este. Es de hacer notar que este incremento no es real, ya que esta asimetría está fuertemente condicionada por el efecto de las Fajas de Deformación que ponen en contacto rocas de diferente grado metamórfico, obliterando así el gradiente metamórfico real.

En el caso del complejo Sierra de Comechingones, puede interpretarse que escamas de rocas de alto grado metamórfico y rocas ultramáficas han cabalgado, con una clara vergencia hacia el oeste, sobre unidades de grado menor mediante la Faja de Deformación Guacha Corral, en una deformación que ha sido esencialmente postmetamórfica. Sin embargo, en el caso del complejo Sierra Chica, la situación no es tan evidente dado que aún no se disponen de datos suficientes de la cinemática de la faja de deformación Soconcho, y la vergencia de las estructuras sobre la línea del perfil, aunque dominante al oeste, sufre variaciones locales al este, situación descrita también en otros puntos de la Sierra Chica (Le Roux 1989; Zuásqueta 1992). Probablemente esto indica que los ambientes y procesos de emplazamiento tectónico de las unidades de alto grado metamórfico y rocas ultramáficas de uno y otro complejo sean de naturaleza diferente, tal como lo sugiere además la diferente posición que ocupan en ambos complejos las rocas ultramáficas respecto a las fajas de deformación.

Estructura pre-mesozoica

Foliaciones

Esta estructura es la más desarrollada a la altura de esta transecta y ha sido reconocida en numerosos traba-

jos realizados en las Sierras Pampeanas de Córdoba (p. ej. Bodenbender 1905; Dalla Salda 1984a y 1984b). El término foliación se usa aquí en el sentido de Hobbs *et al.* (1981) y su nomenclatura se define más adelante (véase pliegues). Se reconocen dos tipos: (a) Foliaciones metamórficas y (b) Foliaciones miloníticas.

(a) Foliaciones metamórficas: La foliación más importante reconocida en la transecta se identificó como S_3 (Martino 1988; Martino y Kraemer 1990; Martino 1993) y coincide con el bandeamiento de los gneises, con la foliación estromatítica de las rocas de la cumbre de la Sierra de Comechingones y con la foliación que desarrollan las diatexitas cordieríticas en su pendiente oriental (véase pliegues, más adelante).

Considerada a escala de toda la sección (Fig. 2) y tomando en cuenta los máximos de las guirnaladas de distribución (Figs. 3a, b y c) puede verse que su rumbo general varía de $N 0^\circ$ en la Sierra de los Comechingones a $N310^\circ$ en la Sierra Chica, mostrando un abanicamiento regional en el rumbo de aproximadamente 50° . El buzamiento general es aproximadamente de 40° hacia el este y noreste, dispersándose según ejes de fábrica NNE con inmersión en el mismo sentido (Sierra de Comechingones: $N24^\circ/20^\circ$, Sierra Chica: $N55^\circ/36^\circ$; Figs. 3a y 3b).

Dentro de la Sierra Chica, en su margen oriental, hay una dispersión de la foliación S_3 según una guirnalda compleja que se dispersa alrededor de un eje de fábrica $N320^\circ/10^\circ$ (Fig. 3c) por un abanicamiento local, debido probablemente al efecto de la Faja de Deformación Soconcho (véase más adelante) y/o al efecto de la intrusión del Stock de Calmayo. De oeste a este la foliación S_3 pasa por tres estadios: (a) buzante al nor-noreste con bajos ángulos, (b) se verticaliza buzando al noreste y por último (c) se invierte buzando hacia el suroeste (Fig. 3c; la flecha en esta última figura marca la trayectoria seguida por los polos de la foliación al dispersarse).

Podemos interpretar los diagramas de foliación metamórfica como producidos por pliegues volcados hacia el noroeste con ejes B_{S_2,S_3} con rumbos NNE e inmersos en el mismo sentido: es decir que las grandes estructuras son pliegues inclinados con inmersión al NNE (Fig. 4a y b); denominamos a estas estructuras como 'pliegues mayores'.

(b) Foliaciones miloníticas: Se reconocen numerosas fajas de deformación a todas las escalas, desde milimétricas, reconocidas en sección delgada, hasta de orden kilométrico. Dentro de este último orden se reconocen dos fajas, ubicadas en las pendientes orientales de la Sierra de Comechingones (Faja de Deformación Guacha Corral) y de la Sierra Chica (Faja de Deformación Soconcho) respectivamente.

La Faja de Deformación Guacha Corral, de 10 km de ancho máximo y 70 km de largo, es una de las fajas más extensas y complejas reconocidas hasta el momento dentro de la Sierra de Córdoba (Martino 1994). Se encuentra al oriente de los batolitos de Achala y de

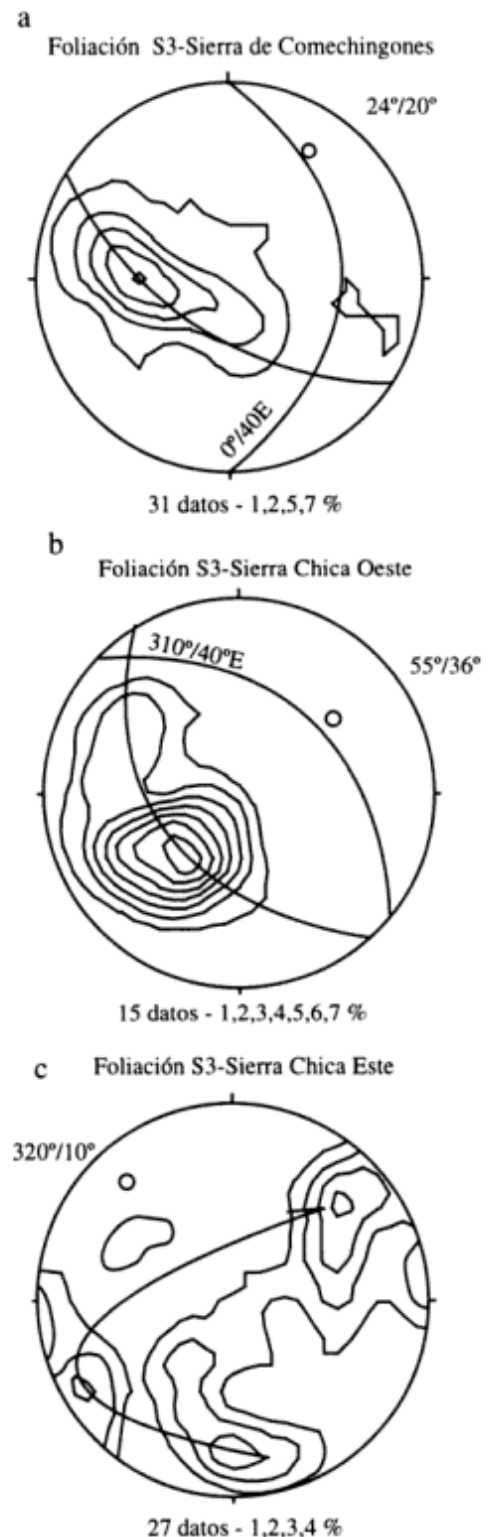


Figura 3: Foliación S_3 de la Sierra de Comechingones (3a); Sierra Chica Oeste (3b) y Sierra Chica Este (3c). Hemisferio inferior de la red de Schmidt. Se indica al pie el número de datos y la densidad de puntos contados. Los círculos máximos marcan la dispersión de la foliación con su correspondiente polo, indicándose ambos valores numéricos. La flecha marca la trayectoria de la foliación al dispersarse.

Comechingones siendo su límite este el Lineamiento Guacha Corral, extendiéndose al oeste hasta el Puesto "Tres Arboles" (Fig. 2). Afecta parcialmente a los Grupos Yacanto y San Miguel, generando un "gneis de ojos" muy característico y filonitas.

La foliación milonítica está bien desarrollada, concordantemente se disponen venas lentiformes y ojos compuestos por agregados de cuarzo-feldespatos, feldespatos o cuarzo solo; éste último mineral forma también agregados con forma de cinta. Los agregados adquieren formas sigmoidales típicas y los minerales aislados, principalmente el feldespato, adoptan geometrías del tipo sigma. La orientación de la foliación en términos generales es norte-sur, con variaciones este-oeste, y buza hacia el este y sur con un máximo en N356°/45°E; este valor se dispersa hasta N120° con buzamientos entre 25-35° hacia el sur (Fig. 5a). En rocas cuya matriz se enriquece en cuarzo y feldespato se reconoce una lineación de estiramiento (Fig. 5b), con dirección NE-SO e inmersión tanto al NE como al SO, con un máximo en N70°/45°. Se han reconocido pliegues asimétricos cuyos planos axiales se dispersan al igual que sus ejes dentro de los valores de la foliación milonítica, indicando un sentido inverso de movimiento (Fig. 2); este mismo sentido ha sido deducido usando sistemas de porfiroclastos tipo sigma (Simpson y Schmidt 1983) reconocidos en las rocas miloníticas.

La Faja de Deformación Soconcho es una extensa faja de rumbo N320-350° con buzamientos variables de 52-54° hacia el este y oeste; está limitada hacia el este por el Lineamiento Soconcho, el que se interna en la llanura Chaco-Pampeana controlando el curso del arroyo del mismo nombre (Martino y Fagiano 1982). Hacia el oeste se la reconoce mediante fotografías aéreas, afectando en su extensión la mitad oriental del cuerpo de tonalita de

Calmayo (Fig. 2), sobreimponiéndole un clivaje de fractura, siendo el ancho total de la faja de aproximadamente 3 km. Es difícil reconocer lineaciones de estiramiento, salvo en gneises granatíferos en el extremo oriental del cuerpo de Calmayo; estas lineaciones tienen una orientación N290°/54°, indicando un movimiento esencialmente de rumbo, no habiéndose podido determinar el sentido. Otro tipo de rocas de falla reconocidas sobre el arroyo Calmayo, en el borde noreste del plutón, son pequeñas fajas centimétricas de pseudotaquilitas (Martino y Fagiano 1982) que indicarían actividad de la faja en un régimen sismogénico (Sibson 1977). Este tipo de rocas ha sido reconocido también en la Faja de Guacha Corral.

Pliegues

Se ha descrito en párrafos anteriores a la foliación metamórfica S_3 más penetrativa reconocida a través de la transecta; esta foliación es producida por el plegamiento cerrado a muy cerrado de una foliación S_2 anterior, alrededor de ejes B_{S_2, S_3} , que forman los 'pliegues mayores' reconocidos a lo largo de la transecta (Fig. 4).

Se observa, además, un plegamiento relicto de una foliación metamórfica S_1 , que produce pliegues intrafoliares desenraizados, con perfiles isoclinales a cerrados, de plano axial S_2 , denominados aquí 'pliegues menores'. Los ejes de estos pliegues menores son denominados B_{S_1, S_2} , lo que significa que la foliación S_1 ha sido plegada según un eje B de plano axial S_2 (Fig. 6a). Cuando el aplastamiento es muy intenso ambas foliaciones se hacen paralelas ($S_1 = S_2$) destruyéndose las charnelas B_{S_1, S_2} , siendo ésta la foliación más conspicua reconocida en las Sierras Pampeanas de Córdoba (Dalla Salda 1984a y 1984b; Martino 1988).

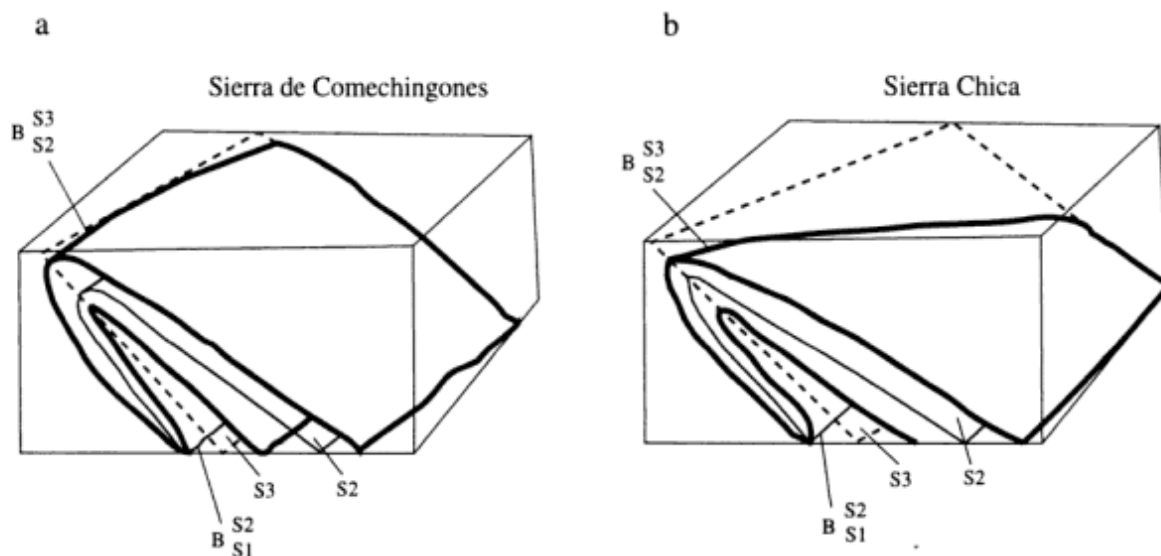


Figura 4: Esquemas interpretativos de los denominados Pliegues Mayores de la Sierra de Comechingones (4a) y la Sierra Chica (4b), en los que se indican los elementos estructurales mencionados en el texto para su discusión e interpretación.

Este plegamiento relicto de S_1 tiene planos axiales S_2 cuyo máximo es $N20^\circ/65^\circ E$, aproximadamente coincidente con la foliación S_3 (comparar Figs. 4a y b y 6b). Los ejes B_{S_1, S_2} tienen un máximo a $N14^\circ/35^\circ$ y otro a $N78^\circ/55^\circ$ (Fig. 6c). La dispersión de los ejes de los pliegues a lo largo de un círculo máximo de polo $N260^\circ/35^\circ$ se debe al efecto de la deformación por cizalla que reorienta estos pliegues hacia $N70-80^\circ$. Salvando estas diferencias, en su orientación general los ejes B_{S_1, S_2} son paralelos a los ejes B_{S_2, S_3} de los pliegues mayores, lo que estaría indicando que las diferentes fases de deformación plegante A, B, C y D (Fig. 7) son coaxiales, generando estructuras de interferencia de Tipo III (Ramsay 1967; Ramsay y Huber 1987). Estas figuras son difíciles de reconocer debido al fuerte aplastamiento posterior; sin embargo, es posible demostrar cartográficamente estas estructuras macroscópicas pertenecientes a estas etapas tempranas (Fig. 2 en Martino 1993). La Figura 6a es un buen ejemplo de estas figuras a escala mesoscópica.

Evolución estructural

Sintéticamente, la evolución de las distintas etapas de deformación pre-Mesozoica para esta parte de la corteza de las Sierras Pampeanas de Córdoba, teniendo en cuenta los pliegues mayores y menores, puede ser esquematizada en dos grandes eventos deformacionales (Fig. 7):

Evento deformacional 1

(A) Formación de la foliación S_1 generada por un metamorfismo de grado medio a alto con inyección de material granítico y exudaciones del mismo material por anatexis.

(B) Sobreviene una etapa de deformación intensa, postmetamórfica, que produce grandes pliegues de ejes B_{S_1, S_2} y planos axiales S_2 volcados hacia el oeste; el aplastamiento de dicho plegamiento lleva a que coincidan S_1 con S_2 ($S_1=S_2$). Este evento deformacional queda registrado esencialmente por el plegamiento menor y parcialmente por pliegues macroscópicos.

Evento deformacional 2

(C) Comienza otro evento deformacional que afecta las estructuras anteriores, plegándolas coaxialmente y generando grandes estructuras plegadas con vergencias hacia el oeste. Se produce el emplazamiento sintectónico de domos de rocas de alto grado (diatexitas cordieríticas); el plegamiento se intensifica, volcándose y aplastándose casi totalmente, pero se pueden reconocer todavía estructuras macroscópicas de la etapa anterior en lugares localizados (p. ej. Corral del Carnero; Martino 1993).

(D) Este evento deformacional, en sus etapas póstumas, está ligado a la exhumación final del orógeno a través de las Fajas de Deformación, como son las de Guacha Corral y Soconcho, por medio de las cuales se habría producido el emplazamiento final de las escamas de rocas metamórficas profundas de alto grado y ultramáficas de los grupos San Miguel y Soconcho en niveles corticales superiores. Posteriormente, durante el Paleozoico Inferior, se habrían emplazado los stocks del grupo Calmayo. Una posibilidad, no dilucidada aún, es que estos plutones sean previos a las fajas de deformación, ya que habrían sido afectados por las mismas (plutón de Calmayo) o por reactivaciones posteriores de las fajas de deformación, principalmente durante las etapas frágiles (Martino 1994).

Se desprende de esta evolución que la deformación ha sido postmetamórfica y producida por un plegamiento

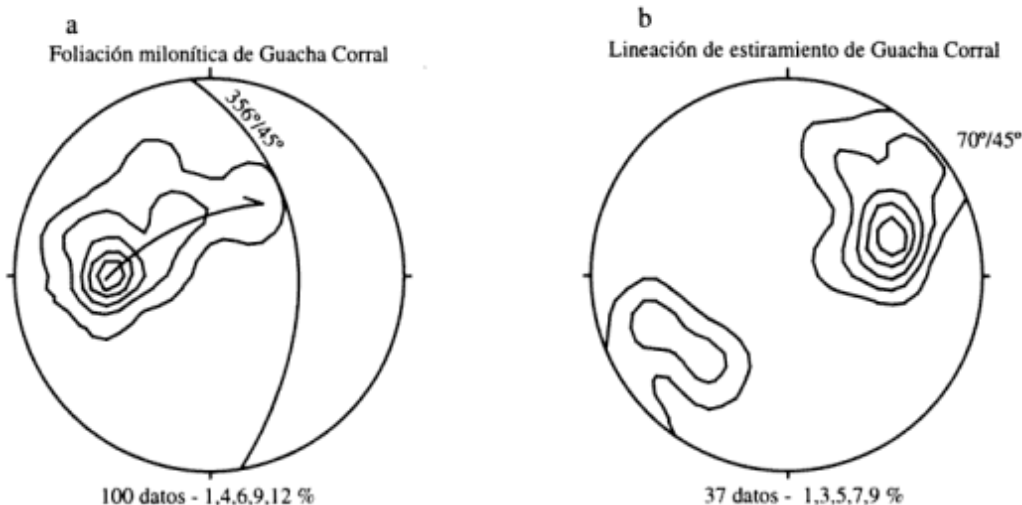


Figura 5: Foliación y lineación de estiramiento de la Faja de Deformación Guacha Corral. Hemisferio inferior de la red de Schmidt. Se indica al pie el número de datos y la densidad de puntos contados.

progresivo con vergencia hacia el oeste que desarrolló grandes pliegues tipo "nappe", los que a partir de cierto momento se desenraizan a través de las fajas de deformación (zonas dúctiles), produciendo el cabalgamiento de escamas de niveles profundos sobre escamas de niveles más someros. Una consecuencia importante del cabalgamiento hacia el oeste es la imbricación de los bloques, con un metamorfismo de mayor grado en el bloque cabalgante y uno de menor grado en el bloque cabalgado, obliterando así el gradiente metamórfico original. Este conocimiento es clave para determinar la polaridad del orógeno pampeano a esta latitud, lo que sin duda condiciona el modelo geotectónico a aplicar y no ha sido debidamente tenido en cuenta en los diversos modelos propuestos para esta parte de las Sierras Pampeanas (Criado Roqué *et al.* 1981; Dalla Salda 1987; Ramos 1988, 1991). Estos aspectos son tratados en otro trabajo complementario a este (Kraemer *et al.* 1995).

Los estadios A, B y C serían de edad Precámbrica Superior, el estadio D alcanzaría el Paleozoico Inferior (¿Cámbrico?), en tanto la actividad de las fajas de deformación no superaría dicha edad, pudiéndoselas asignar

a la fase Oclóyica de la Orogenia Famatiniana (Martino *et al.* 1993), por cuanto el batolito de Achala de edad Paleozoica Superior (Rapela 1982; Rapela *et al.* 1991a) no es afectado por las mismas. Toda esta evolución puede ser atribuida a una orogenia de tipo colisional (Dalla Salda *et al.* 1991, 1992a, 1992b; Kraemer *et al.* 1995).

Estructura post-mesozoica

Lineamientos

Se reconocen en toda la sección una serie de lineamientos que se sistematizan según el rumbo general (Fig. 8):

*Lineamientos N-S: Se destacan los lineamientos Guacha Corral, El Viejo Almacén (Giambastiani y Martino en prensa) y Rodeo de Las Mulass.

*Lineamientos NNO: Se presentan como una serie de fracturas que se han denominado con distintos nombres (de oeste a este: Los Cóndores-El Durazno, Cerro Pela-

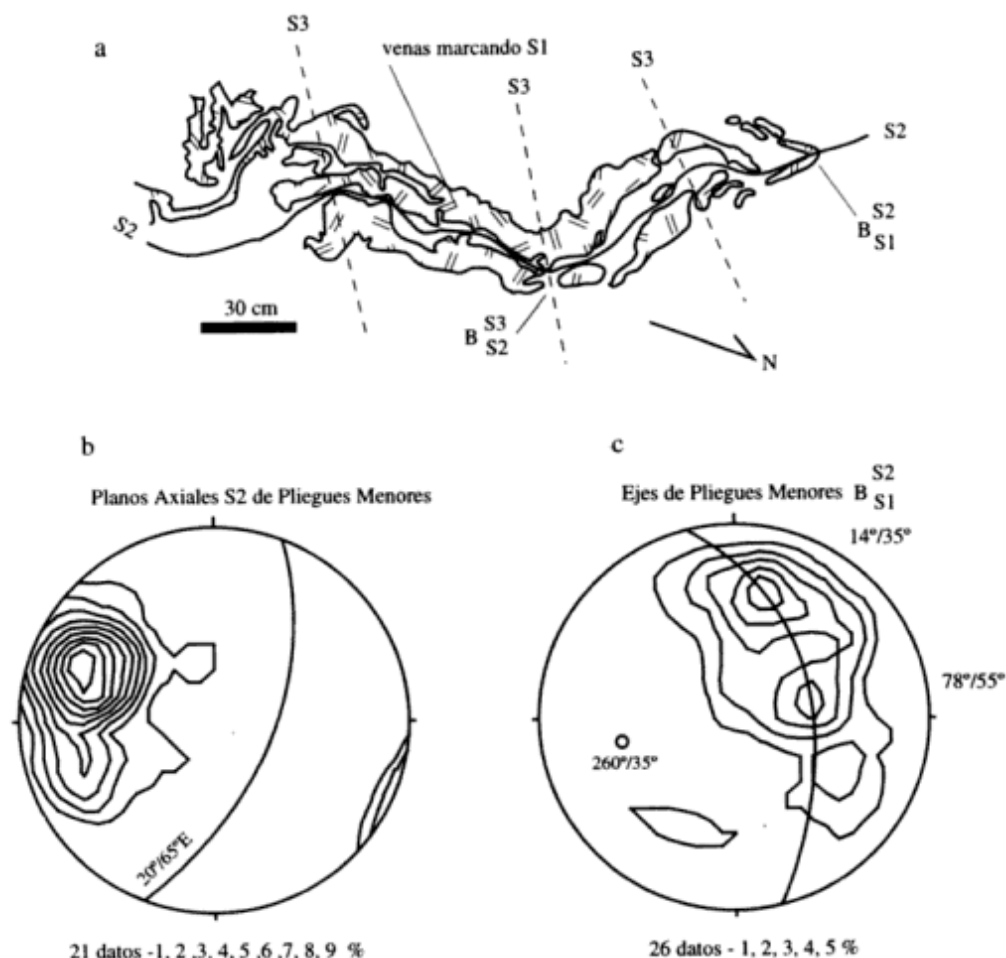
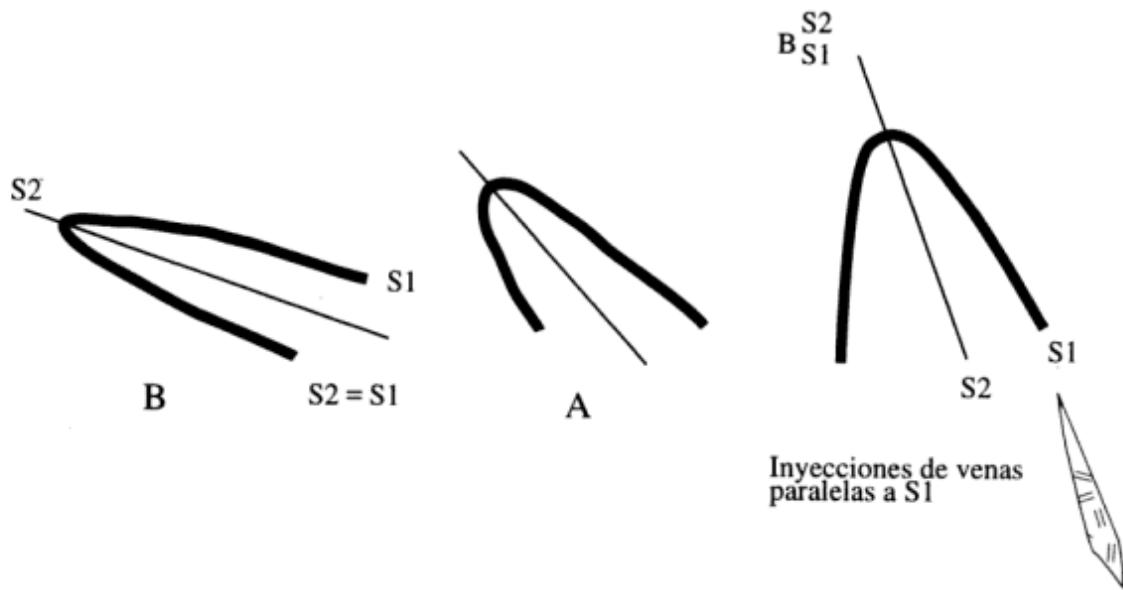


Figura 6: Esquema a partir de una fotografía de un pliegue intrafoliar típico, en el que se indican las foliaciones metamórfica y geométricas deducidas (6a). Las redes de Schmidt muestran los datos de orientación de los planos axiales S₂ (6b) y los ejes B_{S1,S2}: eje B que pliega a la foliación S₁ según S₂ (6c). Se indica al pie el número de datos y la densidad de puntos contados.

EVENTO DEFORMACIONAL 1



EVENTO DEFORMACIONAL 2

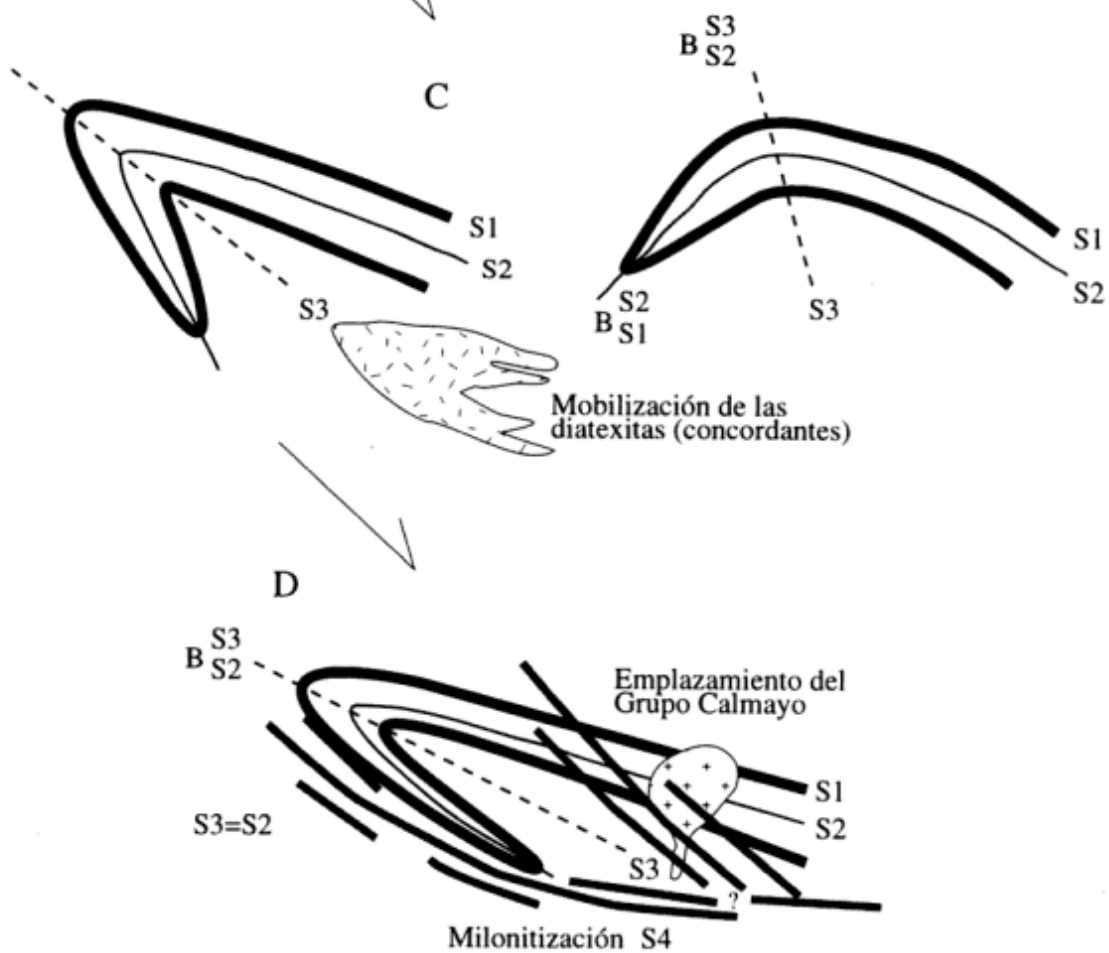


Figura 7: Esquema evolutivo de la deformación pre-mesozoica separada en dos grandes eventos deformacionales, el 1 y el 2, discutida en el texto.

do). Retendremos para esta dirección predominante en la Sierra de los Comechingones y precisamente para el área abarcada por la transecta (Fig. 2) el nombre más antiguo de El Durazno (Methol 1971). El otro lineamiento importante con la misma dirección es el Soconcho en la Sierra Chica (Martino y Fagiano 1982).

*Lineamientos E-O: Se reconocen dos, el de Novillo Muerto-Río Grande y el de Merlo.

*Lineamientos NNE: Lineamiento Ctlamochita en la Sierra Chica.

Todos los lineamientos nombrados poseen una traza recta en planta con un buzamiento presumiblemente vertical. El Lineamiento Guacha Corral y el Lineamiento Soconcho se forman en el límite este de las Fajas de Deformación del mismo nombre.

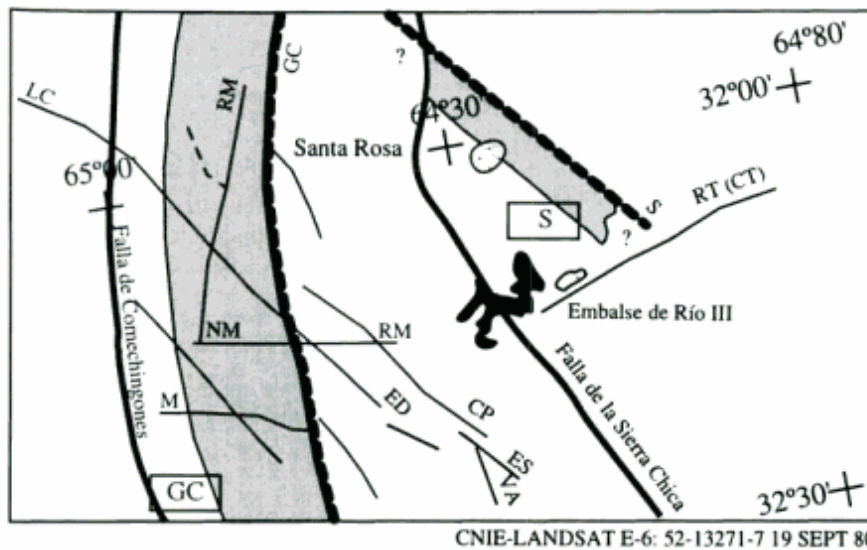
Estos lineamientos atraviesan totalmente los diferentes cuerpos de sierra a esta latitud, siempre son detectables con nitidez dentro del flanco oriental de los mismos, cuando se intersectan con las fallas Terciarias forman profundas quebradas y al seguirlos en el otro bloque pierden definición y sólo se identifican por pequeños segmentos que son la continuación de la traza principal; un buen ejemplo de este patrón es el Lineamiento Soconcho. Suponemos que son pre-terciarios, probablemente mesozoicos (¿cretácicos?) o aún más antiguos.

Baldis (1990) y Villegas y Pereyra (1990) consideran que los sistemas de rumbo noroeste y noreste son fracturas regmáticas del continente sudamericano que han actuado desde tiempos precámbricos siendo reactivadas por orogenias posteriores, controlando en parte la evolución paleozoica. Dentro de esta interpretación, los lineamientos reconocidos en la transecta a los 32° LS pertenecerían a la Malla de Fracturación Gondwánica de Bassi (1988). Sin embargo, el carácter de megafallas (Nelson 1983) tiene que ser comprobado, ya que hasta el momento no se conocen estudios en el terreno de estos lineamientos.

Fallas

En la sección de la Figura 2 se observan dos unidades morfoestructurales principales, al este la Sierra Chica y al oeste la Sierra de Comechingones. Ambas se caracterizan por poseer una clara asimetría, con un flanco este tendido y uno oeste abrupto, a cuyo pie se han depositado sedimentitas cenozoicas. Relacionados a estos rasgos morfológicos se identifican dos fallas regionales que se describirán a continuación.

La Falla de la Sierra Chica es una de las más importantes de las Sierras de Córdoba, su escarpa de falla



LINEAMIENTOS

- LC: Los Cóndores; ED: El Durazno; CP: Cerro Pelado; ES: El Saucesito; VA: Viejo Almacén;
- RM: Rodeo de las Mulas; GC: Guacha Corral; NM-RG: Novillo Muerto-Río Grande; M: Merlo;
- S: Soconcho; RT(CT): Ctlamochita.

LITOLOGIA

- Metamorfitas
- Grupo Calmayo
- Fajas de Deformación
- Guacha Corral
- Soconcho

Figura 8: Mapa de lineamientos en el que se muestra además la zona afectada por las Fajas de Deformación de Guacha Corral y Soconcho.

(según definición de Stewart y Hancock 1990) se extiende por más de 200 km desde la localidad de Capilla del Monte en el norte del Valle de Punilla, hasta la Sierra de las Peñas al sur del Valle de Calamuchita. Su rumbo general es norte-sur, aunque presenta dos inflexiones principales, una al sur de la localidad de Carlos Paz y otra al sur del Dique Los Molinos; en esta última inflexión lleva el nombre de Falla Santa Rosa, aquí es cortada por la transecta descrita en este trabajo.

En la localidad de Santa Rosa se observa en un corte del camino cómo gneises del basamento cristalino cabalgan sobre cenoglomerados de piedemonte cuaternarios, a través de una zona de falla buzante al este de 10 a 80 cm de espesor. Esta estructura fue descrita por primera vez por Massabié (1987) y Wagner-Manslau (1988), en tanto Kraemer *et al.* (1988) realizan el primer estudio cinemático y dinámico de la misma. El rumbo general de la falla es 340°, con buzamientos variables entre 30° y 40° al este (Fig. 2 y 8).

El análisis de fallas menores permitió determinar dos eventos de deformación en la Falla Santa Rosa:

-Evento A: con dirección Z de acortamiento NO-SE (288°) y dirección X de alargamiento subvertical.

-Evento B: con dirección Z de acortamiento NE-SO (53°) y dirección X de alargamiento cercana a la horizontal (Figs. 2, 9b y 9c).

La edad de la deformación mínima depende de la edad que se asigne al cenoglomerado cabalgado por el basamento. Si la correlación de dichos niveles con rocas similares de las cercanías del Dique Los Molinos y Valle de San Alberto es correcta, la edad de dichos niveles sería Pleistoceno medio a superior. Dado que el Evento A se reconoce claramente en los niveles arcillosos del plano de falla, se sugiere que sería el último episodio de movimiento de la estructura, por lo que su edad sería post-Pleistoceno medio (¿Pleistoceno sup?) (Fig. 9c).

El Evento B aparece representado en el basamento cabalgante relativamente alejado del plano de falla y se considera como un evento previo de edad incierta. Por correlación con fallas estudiadas en otros sectores se supone una edad Pliocena superior (?). Un rasgo interesante de esta estructura es que el rumbo general de la falla coincide con el rumbo de la foliación general del basamento (Fig. 2), lo que indica que al menos localmente la geometría del plano de falla estaría controlada por la fábrica del basamento durante los movimientos cenozoicos. Esto se contrapone con lo expresado por Massabié y Szlafsztein (1991), quienes expresan que el fallamiento durante el Pleistoceno tardío se independiza del control de la estructura del basamento.

A pesar de que la Falla de la Sierra Chica no es considerada sismogénicamente activa, en ella se registró en 1947 un importante sismo, conocido como "sismo de Villa Giardino" que tuvo una intensidad epicentral entre VI y VII en la escala modificada de Mercalli (Roca *et al.* 1991). La existencia de importantes poblaciones y obras de ingeniería, sumada a la incertidumbre sobre la

datación de los movimientos de la estructura señalan la importancia del estudio de la misma.

La Falla de la Sierra de Comechingones se extiende por más de 160 km, desde el norte de la localidad de Mina Clavero hasta aproximadamente la localidad de Achiras. Su rumbo general es norte-sur, aunque localmente presenta inflexiones tanto al este como al oeste, produciéndose en su escarpa la mayor altura de las Sierras de Córdoba (Cerro Champaquí, 2790 m s.n.m.). Localmente hay coincidencia del rumbo de la falla con el rumbo regional de la foliación del basamento cristalino.

Sobre la línea de la sección (Fig. 2) se observa una clara asimetría morfológica, con una escarpa occidental abrupta con pendientes entre 10° y 14°, en tanto el flanco occidental tendido posee una pendiente variable entre 5° y 6°, descendiendo a 2° en el tramo Yacanto-Santa Rosa. En esta falla no se ha observado claramente el cabalgamiento del basamento sobre sedimentitas cenozoicas.

Las mediciones de estrías en fallas menores de tipo inverso muestran una dirección de acortamiento este-oeste dominante en las cercanías de la escarpa, en tanto hacia el este, zona de Yacanto, se determinó una dirección de acortamiento este-oeste similar y otro evento de acortamiento norte-sur (Fig. 9a), aunque se desconoce la cronología relativa entre ambos eventos.

Si bien no se dispone hasta el momento de elementos de juicio locales para datar el movimiento de esta falla, el estudio de la falla de Nono (Kraemer *et al.* 1993), ubicada al oeste de la falla de Comechingones, permite establecer que el aporte clástico procedente de dicha sierra habría comenzado a partir del Plioceno superior, depositando los niveles conglomerádicos de la Formación Las Rabonas del Pleistoceno superior. El estudio futuro de los sedimentos del pie de sierra permitirá determinar las características y edad de los movimientos de esta falla.

Consideraciones sobre fallamiento cenozoico de las Sierras de Córdoba

Si bien el estudio de las Sierras Pampeanas comenzó a fines del siglo pasado, es recién en la década del 40 que se establece claramente la relación entre el tipo de fallamiento y la asimetría morfológica típica de las Sierras Pampeanas. González Bonorino (1950) propuso un modelo general en el que los bloques estarían limitados por fallas inversas con perfil curvo e inclinación hacia el bloque elevado.

Los conceptos de dicho autor referentes al mecanismo y geometría del fallamiento fueron tomados por diferentes autores hasta hace relativamente poco tiempo (Introcaso *et al.* 1987). Sin embargo, a partir de los trabajos de Jordan y Allmendinger (1986) y Rodgers (1987), donde se plantea la similitud geológica entre las Sierras Pampeanas y la Provincia Larámica de Estados

Unidos, surgen nuevos conceptos y metodologías de investigación cuya aplicación modificó las ideas que se tenían previamente sobre la tectónica Cenozoica de las Sierras Pampeanas. Entre los conceptos novedosos en vía de investigación se cuentan:

A. La mecánica del fallamiento no respondería necesariamente a la premisa de rigidez planteada por González Bonorino (1950), sino que durante el proceso de fallamiento el basamento pudo haber sufrido fenómenos de deformación dúctil a escala macroscópica, asociados ya sea a deformación frágil (microfracturación) o plegamiento de superficies planares preexistentes (Schmidt *et al.* 1993). La geometría de las trayectorias de la fábrica S_3 (Kraemer *et al.* 1995), muestra una notable divergencia coincidiendo con el batolito de Achala. Esto puede interpretarse como evidencias de un importante aplastamiento post-emplazamiento del mismo (¿Mesozoico-Cenozoico?), en el que el cuerpo intrusivo de mayor competencia relativa se deformó en menor grado que el basamento metamórfico, lo que señala la factibilidad de una deformación importante a escala macroscópica del basamento metamórfico y apoyaría la hipótesis de un comportamiento no rígido del mismo durante la deformación frágil.

B. Desde los trabajos llevados a cabo por Lencinas y Timonieri (1968), en que se midió en el Valle de Punilla un ángulo de 60° en la Falla de la Sierra Chica, se ha repetido casi dogmáticamente que el fallamiento en las Sierras de Córdoba es de alto ángulo. Trabajos posteriores evidenciaron que el fallamiento, cuando el bloque inferior no presenta deformación, es de bajo ángulo oscilando entre 30° a 40° (Massabié 1987; Kraemer *et al.* 1988 y 1993). Considerando que el basamento se deformaría en forma dúctil macroscópicamente, se propone que allí donde las fallas son de alto ángulo y el bloque inferior está deformado, el fenómeno que ocurre es una rotación hacia atrás del bloque de basamento cabalgante debido al apilamiento del bloque inferior con un mecanismo análogo al de "flexión de fallas" utilizado en fajas plegadas y corridas (Suppe 1983). Es decir, el ángulo de corte inicial del basamento sería de 30°-40° y luego sufriría incremento por rotación, por lo que el fallamiento en las Sierras de Córdoba sería entonces de bajo y no de alto ángulo tal como se consideró hasta ahora.

Cabe mencionar que en el estudio de la falla reactivada de Nono (Kraemer *et al.* 1993), el ángulo del plano de falla no variaría entre uno y otro episodio de deformación, lo que señala ciertas discrepancias con lo expresado al respecto por Massabié (1987), quien propone que el fallamiento habría sido de alto ángulo para el Plioceno y bajo para el Pleistoceno. Dicho autor también señala que las fallas Pliocenas se habrían desarrollado con cierta independencia respecto a la estructura del basamento, lo que como se verá en el punto D no está apoyado por las observaciones realizadas (Kraemer *et al.* 1993).

C. Las fallas no poseerían necesariamente una geometría curva (lítrica), tal como lo propone el modelo de

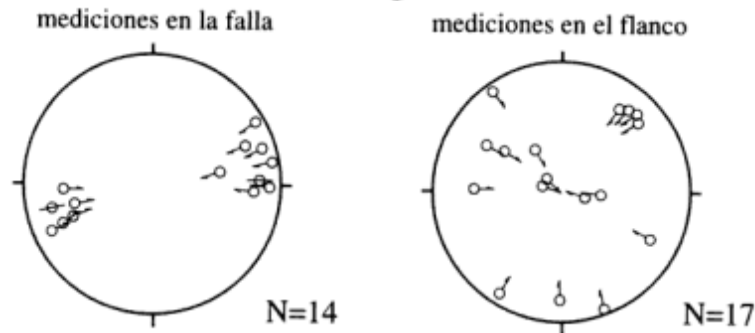
González Bonorino (1950). Registros de sismica profunda realizados en la Provincia Larámica del Wind River (Brown 1988), evidencian una geometría esencialmente plana y convergente a la base de la corteza con ángulos menores de 45°. Registros de sismica profunda realizados en el borde occidental de las Sierras Pampeanas (Comínguez y Ramos 1990), muestran que los bloques de basamento aparecen limitados por fallas esencialmente planas. Estas convergen a la corteza media con ángulos menores de 45°, siendo interesante destacar que, en afloramientos o exposiciones artificiales de fallas en las Sierras Córdoba, el plano posee inclinaciones similares (Kraemer *et al.* 1988; Massabié y Szlafsztein 1991).

D. Observaciones realizadas en la Falla de Santa Rosa, indican que el plano de falla se dispone paralelo a la foliación dominante del basamento. Una observación similar se obtiene al establecerse el paralelismo entre la representación regional de la foliación S_3 y la traza del fallamiento (Fig. 2). Un rasgo destacable es que cuando el basamento es foliado (gneis, filita), el fallamiento regional se adapta a la geometría de la foliación mostrando localmente fuertes inflexiones. Sin embargo, cuando la roca es más isótropa (granito, gneis macizo) el fallamiento se orienta esencialmente con rumbos nort-sur.

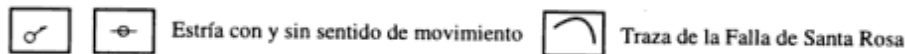
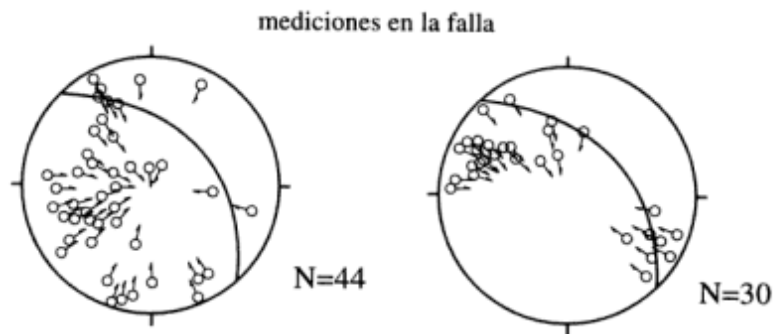
E. La deformación neógena y cuaternaria (10 Ma-actualidad) de las Sierras Pampeanas, se vincularía al cambio progresivo en el ángulo de subducción y variación de la velocidad de convergencia de placas ocurrida durante dicho período. El análisis estructural, por métodos cinemáticos, realizado por Allmendinger (1986) y Marrett y Almendinger (1987) en el noroeste de las Sierras Pampeanas y sudeste de la Puna sugieren dos episodios de deformación, uno de edad Pliocena con dirección de acortamiento NNO-SSE y otro cuaternario con direcciones este-oeste. Este último episodio se relaciona a la subducción de bajo ángulo que caracteriza el segmento entre los 27° y 33° lat. S, donde se desarrollan la Cordillera Frontal y Precordillera al oeste y las Sierras Pampeanas al este. La existencia de dos episodios de fallamiento no coaxiales ha sido determinada en Córdoba por Kraemer *et al.* (1988 y 1993), lo que sugiere que las condiciones del campo de esfuerzo habrían sufrido importantes cambios entre el Plioceno y el Pleistoceno superior.

La breve síntesis expuesta sobre los rasgos estructurales y la problemática general del fallamiento de las Sierras Pampeanas en la transecta descrita señala futuras vías de investigación, especialmente en lo referido a la influencia de la estructura interna del basamento en la geometría de las fallas, el tipo de deformación sufrido por éste durante el fallamiento, la geometría de las cuñas sedimentarias bajocorridas, y la cinemática y edad de los eventos cenozoicos; estos últimos son de gran importancia en la correcta evaluación del riesgo asociado a fallas con actividad sísmica tal como es la de la Sierra Chica (Roca *et al.* 1991).

a.Falla de la Sierra de Comechingones



b.Falla de la Sierra Chica



c.Edades

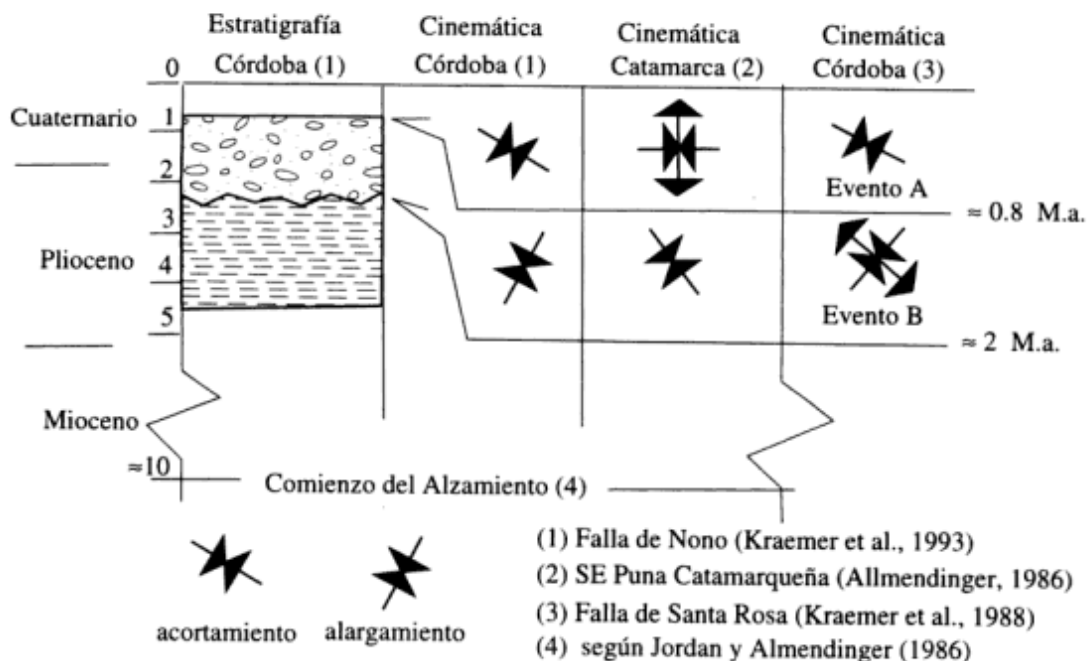


Figura 9: Estrías medidas en la Sierra de Comechingones (9a) sobre planos de falla menores halladas en el plano principal de la falla y en su flanco oriental. (9b) muestra las estrías medidas en la falla al pie de la Sierra Chica, denominada Falla de Santa Rosa a esta latitud. Las proyecciones de las estrías, con indicación del movimiento marcado por una flecha o una pequeña barra si éste es indeterminado, se han realizado en la red de Schmidt, hemisferio inferior. (9c) muestra la estratigrafía del Cenozoico para las Sierras de Córdoba con indicación de las edades, cinemática (direcciones de acortamiento Z y estiramiento X indicados por las flechas) y eventos de deformación del fallamiento cenozoico que afectó a las mismas.

Edad de la deformación

Desde los trabajos de Schlagintweit (1954), se conoce la existencia de actividad neotectónica en las fallas de las Sierras de Córdoba. El término neotectónica se utiliza aquí, en el sentido de Zuchiewicz (1991), para referirse a los movimientos verticales y horizontales ocurridos con posterioridad al momento en el que se originó la actual configuración de placas o campo de esfuerzos de una región. Las evidencias tectónicas sugieren que la configuración actual para los Andes Centrales se habría establecido entre el Mioceno superior y el Plioceno superior (10 y 2 Ma) (Jordan y Allmendinger 1986), de modo que para las Sierras Pampeanas de Córdoba y siguiendo dicho criterio, se consideran movimientos neotectónicos a aquellos ocurridos con posterioridad al Plioceno superior.

Lencinas y Timonieri (1968) establecen para las Sierras de Córdoba dos episodios de deformación, uno en el Mioceno-Plioceno y otro en el Pleistoceno tardío, opinión compartida por otros autores (Gordillo y Lencinas 1979; Massabié y Szlafsztein 1991). Los trabajos realizados en la falla de Nono al norte del Dique de la Viña (Kraemer *et al.* 1993; fuera del área cartografiada en este trabajo), permiten confirmar que al menos se habrían producido dos episodios de deformación separados en el tiempo, uno de edad Pliocena superior y otro del Pleistoceno Superior. Queda, sin embargo, un importante trabajo estratigráfico y geocronológico por realizar para determinar la edad de cada movimiento con mayor precisión y la existencia o no de actividad durante el Holoceno.

Conclusiones

Se agrupan las distintas unidades litológicas de la transecta estudiada en complejos y grupos, facilitando así la cartografía y caracterización litológica de la región. Las Sierras Pampeanas de Córdoba a esta latitud están formadas de oeste a este por la Sierra de Comechingones y la Sierra Chica. La primera está compuesta por estromatitas y diatexitas cordieríticas agrupadas como grupo Yacanto; en las que se intercala un conjunto de rocas ultramáficas, máficas y gneises granatíferos y el cuerpo de kinzigita del río Santa Rosa, definidas como grupo San Miguel. En la Sierra Chica se pueden identificar dos grandes unidades litológicas, denominadas: grupo Santa Rosa, compuesto por gneises biotíticos, biotíticos-granatíferos y granatífero-sillimaníticos bandeados, y grupo Soconcho, compuesto por rocas ultramáficas y anfibolitas. Todos los grupos están afectados en distinto grado por intrusiones pegmatíticas y aplíticas de carácter ácido, a las que se agrega la presencia de plutones tonalíticos reunidos como grupo Calmayo, que afectan a los dos últimos grupos.

Las rocas ultrabásicas del grupo San Miguel representarían tectonitas de complejos ofiolíticos. Las rocas ultrabásicas del grupo Soconcho provendrían del metamorfismo de piroxenitas u hornblenditas, correspondiendo tal vez a cumulos estratificados de secuencias ofiolíticas.

Se reconoce actualmente un gradiente metamórfico aparente hacia el este, debido a la yuxtaposición tectónica de bloques con mayor grado metamórfico sobre bloques con menor grado metamórfico. Esta yuxtaposición ha obliterado el gradiente metamórfico real y se habría producido al final del Evento deformacional 2, probablemente finalizado durante el Paleozoico Inferior.

Se identifican dos eventos deformacionales postmetamórficos, que han evolucionado por plegamiento coaxial generando grandes estructuras plegadas tipo "nappe", para luego desenraizarse a través de zonas dúctiles arrastrando escamas de rocas profundas. Toda esta evolución puede adscribirse a una tectónica de tipo colisional.

Se reconocen a esta latitud dos zonas de deformación dúctil: Guacha Corral y Soconcho, estableciéndose una cinemática inversa para la primera y de rumbo para la segunda, si bien el sentido de esta última no ha podido ser establecido todavía. La edad probable de la Faja de Guacha Corral, en relación con los grandes batolitos, sería Paleozoica inferior. No se descarta la posibilidad de su actividad desde el Precámbrico superior.

Se describen dos fallas con actividad cenozoica, la Falla de la Sierra Chica al este (localmente denominada Falla Santa Rosa) y la falla de Comechingones al oeste. Se establece una mecánica inversa dominante y al menos dos episodios de deformación, uno de edad cuaternaria (Pleistoceno superior) con dirección de acortamiento este-oeste dominante, y uno de edad Neógena (Plioceno superior), con dirección de acortamiento norte-sur. Sobre la traza de la transecta y, en general, a escala de toda la sierra, la traza de las fallas tiende a hacerse paralela a la foliación dominante S_3 , lo que marca el control de la estructura interna del basamento sobre el fallamiento. Se propone un modelo general de fallamiento de bajo ángulo (30-40°), modificado localmente a ángulos mayores por el apilamiento de la cuña bajocorrida.

Agredecimientos

Se agradece al Consejo de Investigaciones Científicas de la Provincia de Córdoba, quien mediante el subsidio PID 2237/92 nos permitió llevar a cabo las tareas de campaña, y a la Dirección Provincial de Minería por el apoyo recibido. Nuestro reconocimiento a los estudiantes N. Sella y D. Gordillo quienes colaboraron entusiastamente en las tareas de laboratorio. Se agradece, además, a los revisores anónimos de la Revista de la Asociación Geológica Argentina por sus importantes sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 1070-1082.
- Almeida, F.F.M. de, 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 1: 13-21, San Pablo, Brasil.
- Baldís, B.A., 1990. Relaciones de estructuras de cizallas pampeanas con la Placa Sudamericana y el continente Gondwana. 11º Congreso Geológico Argentino, 1: 301-305. San Juan.
- Baldo, E.G.A., 1992. Estructura, petrología y geoquímica de las rocas ígneas y metamórficas entre la Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba; Córdoba (Inédita).
- Bassi, H.G.L., 1988. Hypotheses concerning a repmagenic network controlling metallogenic and other geologic events in the South American Austral Cone. *Geologische Rundschau*, 77 (2): 491-511.
- Bodenbender, G., 1905. La Sierra de Córdoba, constitución geológica y productos minerales de aplicación. Ministerio de Agricultura de la Nación. Buenos Aires, 1 (Sec. Geol. 2): 1-146.
- Bohlen, S.R., 1991. On the formation of granulites. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 223-229.
- Bonalumi, A.A., 1980. Estudio petrológico y petrogenético de dos cuerpos básicos del Valle de Calamuchita. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba; Córdoba (Inédita).
- Bonalumi, A.A. y Gigena, A.A., 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el Departamento de Calamuchita, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2): 73-81.
- Brito Neves, B.B. de y Cordani, U., 1991. Tectonic evolution of South América during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- Brown, W.G., 1988. Basement Involved Tectonics Foreland Areas. Continuing Education Courses Note Series N°26. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa; Oklahoma. 92 p.
- Brown, M., 1993. P-T-t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Journal of the Geological Society*, London, 150: 227-241.
- Cingolani, C.A. y Varela, R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba. Segundo Congreso Ibero-americano de Geología Económica, 1: 9-35. Buenos Aires.
- Comínguez, A.H. y Ramos, V.A., 1990. Sísmica de reflexión profunda entre la Precordillera y Sierras Pampeanas. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 311-314. San Juan.
- Criado Roqué, P., Mombrú, C. y Ramos, V.A., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis*, Relatorio del 8º Congreso Geológico Argentino, pp. 155-162. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.H., 1984a. La estructura íntima de la Sierra de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2): 38-51.
- Dalla Salda, L.H., 1984b. La estructura mesoscópica del basamento cristalino en el área del Río Primero, Córdoba. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, San Carlos de Bariloche, 2: 191-203. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.H., 1987. Basement tectonics of Southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics*, 6 (3): 249-260.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A. y Varela, R., (en prensa). A pre-carboniferous tectonic model in the evolution of southern South America, 12º International Congress on Carboniferous-Permian Geology.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology*, 20: 617-620.
- Dalla Salda, L.H., Dalziel, I.W.D., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America? *Geology*, 20: 1059-1062.
- Escayola, M., Villar, M.L. y Page, N., 1993. Elementos del Grupo de los Platinoideos en la Faja Central de Rocas Ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 1º Congreso Internacional del Platino, Actas 1. Brasilia.
- Giambastiani, M. y Martino, R.D., (en prensa). Análisis fotogeológico de Cañada de Alvarez y sus alrededores, Provincia de Córdoba. 2º Simposio Argentino de Teledetección, Paraná.
- González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3): 8-110.
- Gordillo, C.E., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 53 (1-2): 3-44. Córdoba.
- Gordillo, C.E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias; Miscelánea* 68, 40 p., Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Bonalumi, A.A., 1988. Termobarometría de la faja migmatítica de "La Puerta", Departamento Cruz del Eje, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4): 255-260.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A.N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2º Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 577-650, Academia Nacional de Ciencias; Córdoba.
- Grant, J.A., 1973. Phase equilibria in high-grade metamorphism and partial melting of pelitic rocks. *American Journal of Science* 273: 289-317.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F., 1981. *Geología Estructural*. Ediciones Omega, 518 p. Barcelona.
- Introcaso, A., Lyon, A. y Ramos, V.R., 1987. La estructura profunda de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2): 177-187.
- Jordan, T. y Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Kay, S.M. y Gordillo, C.E., 1990. Pocho volcanic rocks in the Sierra de Córdoba. Melting of depleted continental lithosphere above a shallow subduction zone. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 60-63. San Juan.
- Kraemer, P., Martino, R.D., Giambastiani, M. y Sfragulla, J., 1988. Análisis cinemático y dinámico de la falla de Santa Rosa. *Actas 5ª Reunión de Microtectónica*, pp. 107-120. Córdoba.
- Kraemer, P., Tauber, A., Schmidt, C. y Ramé, G., 1993. Análisis cinemático de la falla de Nono, evidencias de actividad neotectónica en el Valle de San Alberto, Provincia de Córdoba. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Mendoza, 3: 277-281. Buenos Aires.
- Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'LS-32°40'LS). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4):
- Lencinas, A. y Timonieri, A., 1968. Algunas características estructurales del Valle de Punilla. *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas* 1: 195-208. Buenos Aires.
- Le Roux, M., 1989. Cantera de Vermiculita La Saltona (Departamento Punilla, Pedanía de San Antonio). Cartografía y consideraciones petrológico-estructurales. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba; Córdoba (Inédito).
- Linares, E. y Cordani, U., 1979. Edades Potasio-Argón de anfibolitas de la Provincia de Córdoba. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, Bahía Blanca. 1: 501-509. Buenos Aires.
- Lira, R. y Kirschbaum, A.M., 1990. Geochemical evolution of granites from Achala batholith of Sierras Pampeanas, Argentina. En: Kay, S.M., y Rapela, C.W. (Eds.); *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America Special Paper, 241: 67-76.

- Marrett, R. y Allmendinger, R.W., 1987. La cinemática de fallas y su relación con el volcanismo andino del Valle Calchaquí norte. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas. 1: 223 - 226. Tucumán.
- Martino, R.D., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba; Córdoba (Inédita).
- Martino, R.D., 1993. Estructura de los mármoles de Corral del Carnero, Pampa de San Luis, Sierra Grande de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (4): 417-424.
- Martino, R.D., 1994. La Faja de Deformación 'Guamanes': Petrografía, Estructura Interna y Significado Tectónico, Sierra Grande de Córdoba; Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48 (1): 21-32.
- Martino, R.D. y Fagiano, M. 1982. Los intrusivos menores de la Sierra Chica sur de Córdoba. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba; Córdoba (Inédito).
- Martino, R.D. y Kraemer, P.E., 1990. Estructura de los mármoles y rocas asociadas en Iguazú. 6° Reunión de Microtectónica, Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales 8:35-39. Buenos Aires.
- Martino, R.D.; Law, R.D. y Simpson, C., 1993. Evidence for orthogonal contractional orogeny in the Pampean Ranges of Córdoba, Central Argentina. EOS, 74 (16): 302.
- Martino, R.D., Escayola, M. y Saal, A., 1995. Estructura del cuerpo de 'kinzigita' del río Santa Rosa, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(1-2) : 3-10.
- Massabí, A.C., 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (2) :153-173.
- Massabí, A.C., 1987. Neotectónica y sismicidad en la región de las Sierras Pampeanas orientales, Sierras de Córdoba, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 271-274. Tucumán.
- Massabí, A.C. y Szlafsztein, C.F., 1991. Consideraciones geomecánicas y edad del fallamiento neotectónico en las Sierras Pampeanas Orientales, Córdoba; Argentina. Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, Actas 1: 154-168. Buenos Aires.
- Mehnert, K.R., 1968. Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsevier, 393 p. New York.
- Methol, E., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 22h (Santa Rosa), provincias de Córdoba y San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 124: 1-77. Buenos Aires.
- Nelson, E., 1983. Megafaults of South America. Episodes, 4: 34-35.
- Pike, J.E.N. y Schwartzman, E.C., 1977. Classification of textures in ultramafic xenoliths. Journal of Geology, 85: 49-61.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America: a collisional story. Episodes, 11: 168-174.
- Ramos, V.A., 1989. The birth of southern South America. American Scientist, 77: 444-450.
- Ramos, V.A., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, 1: 185- 96. Universidad de la Plata, Buenos Aires.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill, 568 p. New York.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press, pp. 309-700. London.
- Rapela, C.W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (3): 313-330.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Kirschbaum, A.M. y Baldo, E.G.A., 1991a. Facies intrusivas de edad carbonífera en el batolito de Achala: evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas?. 6° Congreso Geológico Chileno, 1: 40-43. Viña del Mar.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Bonalumi, A.A., 1991b. Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas; Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, 1: 19-22. Viña del Mar.
- Roca, J., Decanini, L. y Prato, C., 1991. Riesgo sísmico en el valle longitudinal de las Sierras de Córdoba. Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, Actas, 1: 136-153. Buenos Aires.
- Rodgers, J., 1987. Chains of basement uplifts within cratons marginal to orogenic belts. American Journal of Science, 287: 661-692.
- Schlagintweit, O., 1954. Una interesante dislocación en Potrero de Garay (Valle de Calamuchita) y observaciones sobre la Sierra Chica y Grande de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9 (3): 135-154.
- Schmidt, C.J; Genovese, P.W. y Chase, R.B., 1993. Role of basement fabric and cover-rock lithology on the geometry and kinematics of twelve folds in the Rocky Mountain foreland. Geological Society of America Special Paper, 280: 1-44. Boulder, Colorado.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal Geological Society, 133: 191-213.
- Simpson, C. y Schmidt, S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geological Society of America Bulletin, 94: 1281-1288.
- Stewart, I.S y Hancock, P.L., 1990. What is a fault scarp?. Episodes 13 (4): 256-263.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault bend folding. American Journal of Science, 283: 684-721.
- Sureda, R.L., 1979. Las vetas de plomo, plata y zinc del distrito minero El Guaico en la provincia de Córdoba, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (4): 299-324.
- Thompson, A.B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. American Journal of Science, 282: 1567-1595.
- Tracy, R.J. y Robinson, P., 1983. Acadian migmatite types in pelitic rocks of Central Massachusetts. En: M.P. Atherton y C.D. Gribble (Eds); Migmatites, Melting and Metamorphism; Shiva, Nantwich, pp. 163-173.
- Villar, M.L., 1975. Las Fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico. Segundo Congreso Ibero-americano de Geología Económica, 1: 135-155. Buenos Aires.
- Villar, M.L., 1985. Las Fajas Ultrabásicas Argentinas, tipos de ultrabásicas y Metalogenia. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas, 4-44: 610-633. Antofagasta.
- Villegas, C.R. y Pereyra, M.E., 1990. Sistemas de Meso y Megafracturación vinculados en las Sierras de Córdoba, San Luis y Llanos de La Rioja. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 395-399. San Juan.
- Wagner-Manslau, A.F., 1988. Estudio geológico-estructural del Valle de Calamuchita entre Villa General Belgrano y Santa Rosa de Calamuchita. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires; Buenos Aires (Inédito).
- Zuásquita, J., 1992. Estructura y petrografía de un sector de la Sierra Chica de Córdoba, entre La Bolsa y el Embalse Los Molinos. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba; Córdoba (Inédito).
- Zuchiewicz, W., 1991. On different approaches to Neotectonics: A Polish Carpathians example. Episodes, 14 (2): 116-124.

Recibido: 7 de junio, 1994

Aceptado: 20 de febrero, 1995

Los yacimientos auríferos de Varvarco y su relación con la mineralización de Andacollo, Neuquén

Eduardo A. DOMÍNGUEZ^{1,2} y Mirta M. GARRIDO¹

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

ABSTRACT. *Varvarco auriferous deposits and their relationship with the mineralization of Andacollo, Neuquén.* Samples from one altered tonalitic stock (cerro La Parva) and two gold veins (arroyo Butalón and arroyo Guaraco) near Varvarco in the north-western Neuquén gold district were studied. The mineralization is spatially and temporally related to the tonalite which belongs to an Oligocene volcanogenic episode (Mollelitense). High-salinity fluid inclusions with significant amounts of solids were found in the magmatic quartz of the cerro La Parva tonalite. They are similar to those described in intrusive bodies with Cu-Mo porphyry mineralization elsewhere in the world. The epithermal, low-sulfide veins crop out as short bodies (<100 m) of about 0.30-0.60 m in thickness. They have a well-defined envelope of quartz-sericite alteration with a diffuse propylitic halo developed by low acidity fluids. The veins have banded crustification, vugs, comb- and book textures, and contain small amounts of gold, pyrite, and scarce chalcocopyrite in a gangue of quartz. The Butalón vein was formed from medium temperature (307°C) fluids of high salinity (≈ 25 wt% NaCl equiv), whereas the Guaraco vein was generated by CO₂ fluids of a little higher temperature (330°C) and lower salinity (≈ 7 wt% NaCl equiv). Similarity of field relationships, hydrothermal alteration, mineralization and characteristics of the ore fluids relate these veins to those described at Andacollo (Los Maitenes-El Salvaje and Erika). High-salinity fluids at the Butalón vein resemble those described from the deeper part of Los Maitenes-El Salvaje porphyry copper tonalitic centered mineralization (Andacollo). By contrast, the Guaraco vein was formed by fluids similar to those found in the deeper levels of the Erika mine.

Introducción

La presencia de oro en el noroeste de la provincia de Neuquén es conocida desde el siglo pasado. Su explotación intermitente se realizó en las vecindades del río Neuquén, entre Varvarco y Chos-Malal registrándose la mayor actividad en las proximidades de Andacollo (37°10'S, 70°38'O). El oro fue extraído tanto de vetas como de placeres.

La mineralización hipogénica consiste en vetas de cuarzo aurífero con tenores entre 3 y 40 g Au/t en la zona de oxidación. Se estima que la producción de oro fue de 888 kg (Zöllner y Amos 1973; Casé y Danieli 1975). En la actualidad, la veta Erika es el prospecto más conocido con recursos de 150.000 toneladas de mineral cubicado y una ley media de 9 g Au/t (Danieli 1982). Recientemente se ha confirmado la presencia de oro en la zona de alteración potásica del yacimiento de cobre porfírico de Los Maitenes-El Salvaje (Domínguez *et al.* 1984) y en el skarn ferrífero del cerro Caicayén (Franchini y Meinert 1992). (Fig. 1).

El objetivo de este trabajo es el estudio de muestras recolectadas en el intrusivo del cerro La Parva y en dos pequeñas vetas mineralizadas Butalón y Guaraco y sus zonas de alteración ubicadas en el extremo septentrional del área aurífera en los alrededores de Varvarco, (Fig. 2). Se procura determinar, sobre la base de datos del estudio de minerales producidos por la alteración hidrotermal, mineralización e inclusiones fluidas, las

características del fluido hidrotermal y relacionar a estas vetas con las más conocidas del sector de Andacollo.

Para el área, Llambías y Malvicini (1979) y Malvicini y Llambías (1982) propusieron un modelo metalogénico de vetas periféricas asociadas a yacimientos de cobre porfíricos. Este modelo es similar al de Sillitoe (1991) para los depósitos auríferos chilenos. Sillitoe sostiene además que los depósitos epitermales auríferos de *high sulfidization* (sulfidación alta) se encuentran en la cúpula de cuerpos intrusivos con mineralizaciones de tipo cobre porfírico mientras que los depósitos epitermales de *low sulfidization* (sulfidación baja) y metasomáticos de contacto se localizan lateralmente y en mayor profundidad. Esta clasificación sigue lo propuesto por Hedenquist (1987) para distinguir a los depósitos formados por fluidos ácidos de los originados por fluidos casi neutros y es equivalente a la de "caolinita-alunita" y "adularia-sericita" de Berger y Henley (1989).

Considerando tres depósitos de cobre porfírico del área: cerro Caicayén (Llambías y Malvicini 1979); Los Maitenes-El Salvaje (Domínguez *et al.* 1984) y Cajón de los Chenques (Zanettini 1987), el único que tiene vetas periféricas es el de Los Maitenes-El Salvaje (Fig. 1). En este yacimiento la mineralización es de tipo diseminada de Cu y Mo y fue formada por fluidos de alta salinidad (>26% en peso eq. a NaCl), temperaturas de entrapamiento entre 360° y 400°C y una presión de 250 bares (Domínguez *et al.* 1984). Las vetas auríferas periféricas (Paulo Nicolás, Colorada, Porvenir, Helena,

Reina y Quebrada) de cortas corridas superficiales presentan una mineralización que incluye metales bases (Pb-Zn-Cu) y fueron formadas por fluidos de baja salinidad con temperaturas entre 190° y 355°C y profundidades de formación estimadas entre 300 y 1000 metros. La veta aurífera Erika, que puede ser considerada integrante de este sistema, tiene el mayor desarrollo longitudinal (1200 m) y vertical (250 m) y presenta piritita, esfalerita, galena, calcopirita y arsenopirita en ganga de cuarzo, clorita y calcita. Esta veta fue formada por fluidos con una temperatura entre 270° y 290°C, salinidad promedio del 5% en peso eq. a NaCl y ebulliciones esporádicas; se determinó una profundidad de formación de 720m. En su nivel 0 se hallaron inclusiones fluidas de alta salinidad y otras conteniendo CO₂ líquido (Domínguez y Gómez 1988).

Métodos de trabajo

La ubicación de las zonas de alteración hidrotermal y mineralización se realizó en base al mapa de Pesce (1981). Las muestras fueron recolectadas en las vetas localizadas en el arroyo Guaraco, en las márgenes del arroyo Butalón Norte y en un afloramiento de la tonalita en la ladera oeste del cerro La Parva. Se estudiaron además, para completar la paragénesis mineralógica, muestras de la escombrera de un antiguo trapiche ubicado en el tramo inferior del arroyo Guaraco (Fig. 2).

Los arreglos de alteración hidrotermal fueron clasificados siguiendo a Meyer y Hemley (1967) y se estudiaron con métodos petrográficos convencionales apoyados por determinaciones por rayos X.

Se estudiaron las inclusiones fluidas presentes en el cuarzo de tres asociaciones paragenéticas: 1) en el intrusivo tonalítico, 2) el de una venilla con clorita y epidoto que corta a dicha tonalita, y 3) en el de las vetas mineralizadas de los arroyos Guaraco y Butalón Norte. El estudio petrográfico se realizó con aumentos entre 250 y 1000 e inmersión en aceite. Se utilizaron los criterios de Roedder (1979) para distinguir las inclusiones primarias y la clasificación de Nash y Theodore (1971) y Nash (1976) para su descripción. Se identificaron como de tipo I, las ricas en líquido con dos fases (L+V) y una burbuja menor del 40% del volumen de la cavidad; de tipo II, las ricas en gas con dos fases (L+V) y una burbuja cuyo volumen es superior al 60%; de tipo III, las portadoras de halita (L+V+S) dos fases fluidas y una sólida y las de tipo IV con tres fases fluidas (L1+L2+V) agua, CO₂ y vapor. Los ensayos de calentamiento y enfriamiento se hicieron con una platina Chaix-Meca con una exactitud de 1°C y una precisión de ±0,6°C entre -60 y 250°C, y una exactitud de 7°C y una precisión de ±1°C para temperaturas mayores de 250°C. Las determinaciones en congelamiento se realizaron en primer lugar para evitar la decrepitación de las inclusiones portadoras de CO₂.

Geología regional

Las vetas estudiadas se presentan en la vertiente occidental de la cordillera del Viento, integrante de la Cordillera Principal en su porción austral. Se las asocia, por relaciones espaciales y temporales, con el primero de los tres episodios volcánicos alcalinos terciarios Mollitense (Groeber 1947). Esta denominación de sentido cronoestratigráfico amplio, que permite integrar y homologar centros efusivos, coladas e intrusivos que se desarrollan en una época determinada (Pesce 1981), es la seguida en este trabajo. Yrigoyen (1972) propone denominarla como Gr. Molle para adecuarla a la nomenclatura estratigráfica.

La distribución de los afloramientos agrupados por episodios volcánicos, las áreas de alteración y las vetas estudiadas se muestran en la Fig. 2.

La secuencia estratigráfica se inicia con vulcanitas riolíticas del Gr. Choiyoi (Permo-Triásico) y continúa con tobas y aglomerados de la Fm. Epulauquen (Cretácico inferior).

El episodio eruptivo Mollitense (Eoceno-Oligoceno) está integrado por: la Fm. Cajón Negro (aglomerados y piroclásticas), la Fm. Quebrada Honda (andesitas-basandesitas) y las Plutonitas de Varvarco (tonalitas). Estas rocas se asientan en discordancia angular o

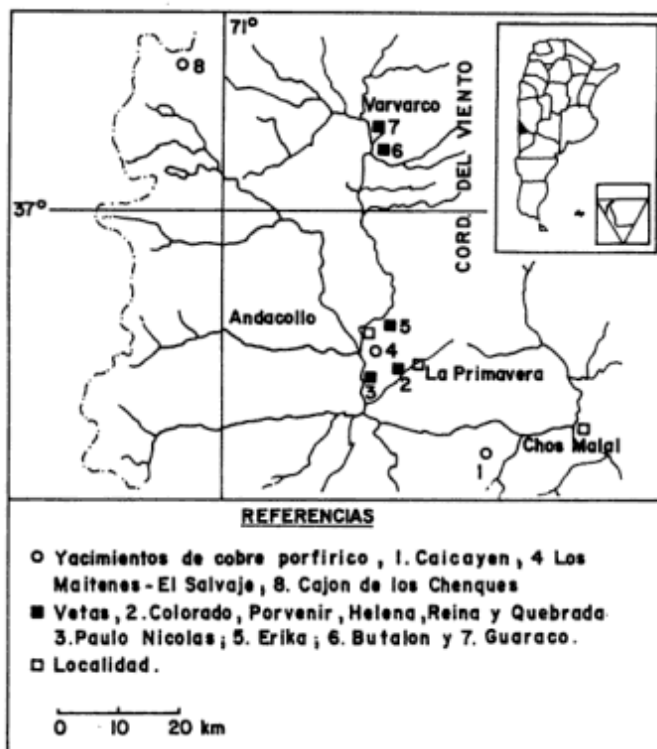


Figura 1: Localización de los yacimientos mencionados

intruyen a las riolitas del Gr. Choiyoi (Pesce 1981). Es una asociación magmática calcoalcalina metaluminosa (Llambías y Rapella 1989). Las Plutonitas de Varvarco (Pesce 1981) se presentan en varios afloramientos alineados en sentido norte-sur a lo largo del flanco occidental de la cordillera del Viento. Los cuerpos intrusivos constituyen la fase póstuma de este episodio volcánico y a su presencia se asocian las manifestaciones hidrotermales (Fig.2). Se trata de cuerpos intrusivos de diorita-tonalita con texturas hipidiomórficas integrados por plagioclasa (andesina-labradorita) anfíboles y escasa biotita. Suelen presentar variaciones en el contenido de cuarzo y xenolitos de granito. El emplazamiento de los cuerpos ha sido relacionado por Pesce (1981) a la reactivación de discontinuidades estructurales y se pro-

dujo en los niveles superiores de la corteza. Por afectar a las rocas de la Fm. Cajón Negro (Eoceno-Oligoceno) y estar cubiertas por la Fm. Pichi Neuquén (Plioceno) se le asigna una edad oligocena.

El complejo volcánico Pichi-Neuquén del episodio eruptivo Huincanlitense (Plioceno), y diversos depósitos aluviales, coluviales, de remoción en masa, de piedemonte y morenas del Terciario superior-Cuaternario se asientan sobre las unidades anteriormente descritas.

Alteración hidrotermal y mineralización

La alteración hidrotermal y la mineralización se presentan en las vulcanitas riolíticas del Gr. Choiyoi (Permo-Triásico). En la tonalita del cerro La Parva, la única evidencia de alteración encontrada es la presencia de finas venillas de cuarzo, epidoto y clorita.

En el arroyo Butalón Norte, en las proximidades del cerro La Parva (localidad 2, Fig.2) se halló una veta de cuarzo alojada en una fractura de 1 m de potencia. La veta de cuarzo tiene una escasa corrida horizontal con texturas de relleno crustificadas y cavidades. La alteración hidrotermal cuarzo sericitica está controlada por la fractura e incluye una fuerte piritización que se extiende lateralmente por unos pocos centímetros (0,30-0,60 m). Las rocas son blancas y blandas cuando predomina la sericita y grisáceas y duras cuando el cuarzo es más abundante. La sericita reemplaza pervasivamente a la matriz y en forma pseudomórfica a los fenocristales de feldespatos. Se presenta como agregados ameboidales junto a cuarzo o como "penachos" de reemplazo. La piritita presenta cristales automórficos diseminados, y finas venillas segmentadas junto a cuarzo que cortan al conjunto anterior. La alteración propilitica se presenta difusa y se manifiesta con reemplazos que incluyen epidoto, escasa clorita, ceolitas y venillas de calcita.

A lo largo del tramo inferior del arroyo Guaraco se encuentra una alteración hidrotermal poco marcada, reconocible por una decoloración de las vulcanitas y la presencia de limonitas. Una manifestación mineralizada próxima a la confluencia de tres brazos del arroyo Guaraco Norte (localidad 3, Fig.2) consiste en un filón de 0,30 m de potencia y escasa corrida horizontal (50-60 m). En el filón se distinguen bandas de cuarzo masivo lechoso con escasos cristales de piritita. Otra manifestación se localiza en las proximidades del trapiche sobre el cauce del arroyo (localidad 4, Fig.2). En este caso, una falla vertical de rumbo N170° y una extensión expuesta de 70 m controla un área de alteración hidrotermal a la que se asocia una fuerte piritización. La falla tiene una brecha central de 0,40 m y jaboncillo en sus contactos.

La mineralización es simple y en el terreno sólo son visibles vetas de cuarzo con piritita diseminada o en nidos y/o sus productos de intemperismo (limonitas indígenas o transportadas). Microscópicamente además de cuarzo

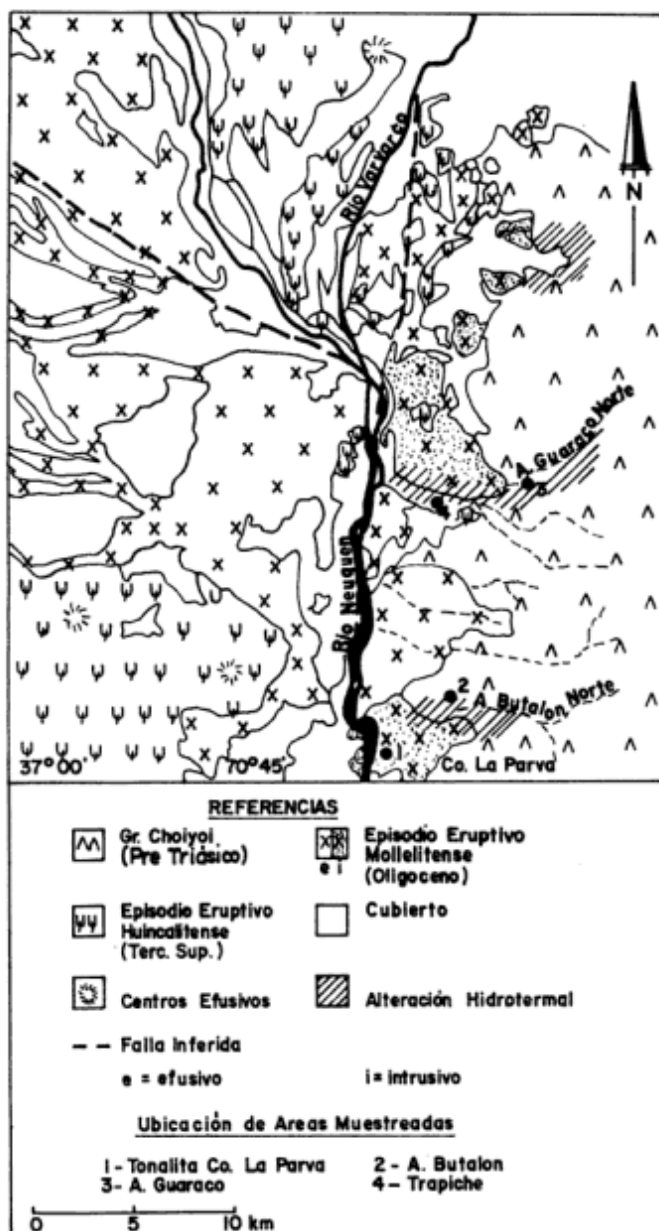


Figura 2: Geología de la zona de Varvarco

y pirita han sido hallados calcopirita y oro como minerales hipogénicos y covelina, digenita, bornita, hematita, goethita, malaquita y azurita como minerales supergénicos (Fig.3).

Existen al menos tres generaciones de cuarzo. La primera se presenta como reemplazos pervasivos y como finas venillas de relleno asociada a la alteración cuarzo-sericitica. La segunda, es de relleno y engloba a fragmentos de brecha de falla sericitizados. Este cuarzo es masivo al inicio de su precipitación y se hace translúcido y con texturas de diente de perro y espacios abiertos hacia el centro de la veta. Una tercera generación corta con bandas paralelas muy finas al cuarzo de generaciones anteriores.

La pirita es el sulfuro más abundante y su proporción no excede un 5% en volumen de las vetas. Además de la que se presenta en la alteración cuarzo sericitica, existe una generación de grano grueso con cristales cúbicos que se implantan sobre la roca de caja y está englobada por el cuarzo de la segunda generación. Esta pirita tiene textura cataclástica. Una tercera generación se presenta con cristales euhedrales pequeños que se implantan sobre la pirita de la primera generación y entre los cristales de cuarzo de la segunda generación. La calcopirita es escasa. Aparece como pintas dentro del cuarzo y como inclusiones pequeñas triangulares en la pirita. El oro se presenta como inclusiones o como finas venillas cortas y lenticulares (50 µm) dentro de la pirita de grano grueso englobada por cuarzo (Fig.4, A y B). Covellina, digenita y bornita reemplazan pseudomórficamente a la calcopirita en la zona de oxidación. Las limonitas son abundantes tanto indígenas como transportadas. Son comunes los reemplazos botroidales centrípetos de pirita por hematita y goethita.

| | MINERALIZACION | |
|-------------|--|--------------------------------|
| | HIPOGENICA | SUPERGENICA |
| Cuarzo | [Diagrama de barras horizontales que muestra la presencia de cuarzo en ambas etapas] | |
| Sericita | [Diagrama de barra horizontal] | |
| Clorita | [Diagrama de barra horizontal] | |
| Pirita | [Diagrama de barra horizontal] | [Diagrama de barra horizontal] |
| Calcopirita | [Diagrama de barra horizontal] | |
| Oro | [Diagrama de barra horizontal] | |
| Covelina | | [Diagrama de barra horizontal] |
| Digenita | | [Diagrama de barra horizontal] |
| Bornita | | [Diagrama de barra horizontal] |
| Hematita | | [Diagrama de barra horizontal] |
| Goethita | | [Diagrama de barra horizontal] |

Figura 3: Secuencia paragenética de la mineralización de Varvarco

Inclusiones fluidas

Cuarzo de la tonalita

El estudio petrográfico de la tonalita del cerro La Parva (localidad 1, Fig.2) permitió comprobar la existencia de inclusiones fluidas en el cuarzo magmático. Estas inclusiones por su tamaño y distribución son primarias según los criterios texturales utilizados normalmente (Roedder 1979). Los cristales que se desarrollan durante el estadio magmático pueden incorporar, como inclusiones cualquier fluido presente (Weisbrod 1981). Se observaron inclusiones del tipo II y III y en menor proporción del tipo I (Fig.4, C). Las del tipo III, son las más abundantes y tienen formas irregulares y de cristal negativo con un tamaño entre 10 y 60 µm y varios cristales hijos. Dentro de estos se distinguen los de halita (cúbico, transparente), pirita (cúbico, opaco), calcopirita (triangular, opaco) y anhídrita? (prismático alargado). Junto a las inclusiones de tipo III coexisten las de tipo II que tienen tamaños entre 10 y 30 µm y un volumen de burbuja estimado superior al 70% de la cavidad. Sólo se estudiaron las características cualitativas de estas inclusiones porque han sido sugeridas como guías de exploración (Nash 1976) y han sido halladas en intrusivos vinculados a mineralizaciones de cobre porfírico (Eastoe 1978).

Venilla de cuarzo, epidoto y clorita en la tonalita del cerro La Parva

Se identificaron de los tres tipos I, II y III (Fig.4,D). En algunos cristales coexisten los tres tipos y son abundantes las de tipo I. Se realizaron determinaciones en congelamiento sobre siete de tipo I y una de tipo II (Tabla 1). En enfriamiento hasta -120°C, las inclusiones de tipo I generan a partir de los -70°C un agregado de grano fino y color marrón con una burbuja deformada y de menor tamaño. En tres inclusiones el agregado congelado comienza a aclararse entre los -52,0° y -59,0°C (Te). Entre los -28,8° y -21,6°C se disuelve una fase sólida; el líquido se torna claro y el contorno de la burbuja se vuelve nítido (Tm NaCl.2H₂O). Entre los -14,7° y -8°C se funde el último sólido (Tm ice) distinguible por un rápido movimiento de la burbuja en el líquido y la recuperación de su tamaño original. En la muestra dos inclusiones tienen un comportamiento diferente (N°4 y 8, Tabla 1). En la 8, el sólido congelado de grano fino y color marrón oscuro se produce a los -73°C. A los -44°C se disuelve y aclara el líquido y a los -25,6 el sólido está totalmente disuelto y la burbuja se agranda. A partir de esa temperatura se desarrolla en el líquido un cristal cúbico (halita) que aumenta de tamaño hasta los -23°C, a partir de esa temperatura se disuelve hasta desaparecer a los -14,7°C (Tm NaCl). La 4 es de tipo II. En este caso el líquido se torna oscuro a los -117°C. A los -33°C comienza

a disolverse el hielo, cambia de color y se pierde el crenulado de la burbuja en los bordes. A los -24°C la burbuja tiene paredes definidas y aumenta de tamaño. A los $-3,7^{\circ}\text{C}$ (T_m ice) la burbuja recupera su tamaño original.

En calentamiento las inclusiones fluidas de tipo I homogenizan a líquido entre los 315° y los 419°C con una media de $376^{\circ}\text{C} \pm 32$. La única analizada de tipo II homogeniza a vapor a los 467°C .

Vetas mineralizadas

Veta en el arroyo Butalón Norte

En el cuarzo de relleno de la segunda generación se hallaron inclusiones de tipo I y II con tamaños entre 12 y $2\ \mu\text{m}$ con formas irregulares y de cristal negativo (Fig.4, E).

Las inclusiones de tipo I se congelan formándose un agregado de grano fino, color pardo oscuro. Entre -59° y

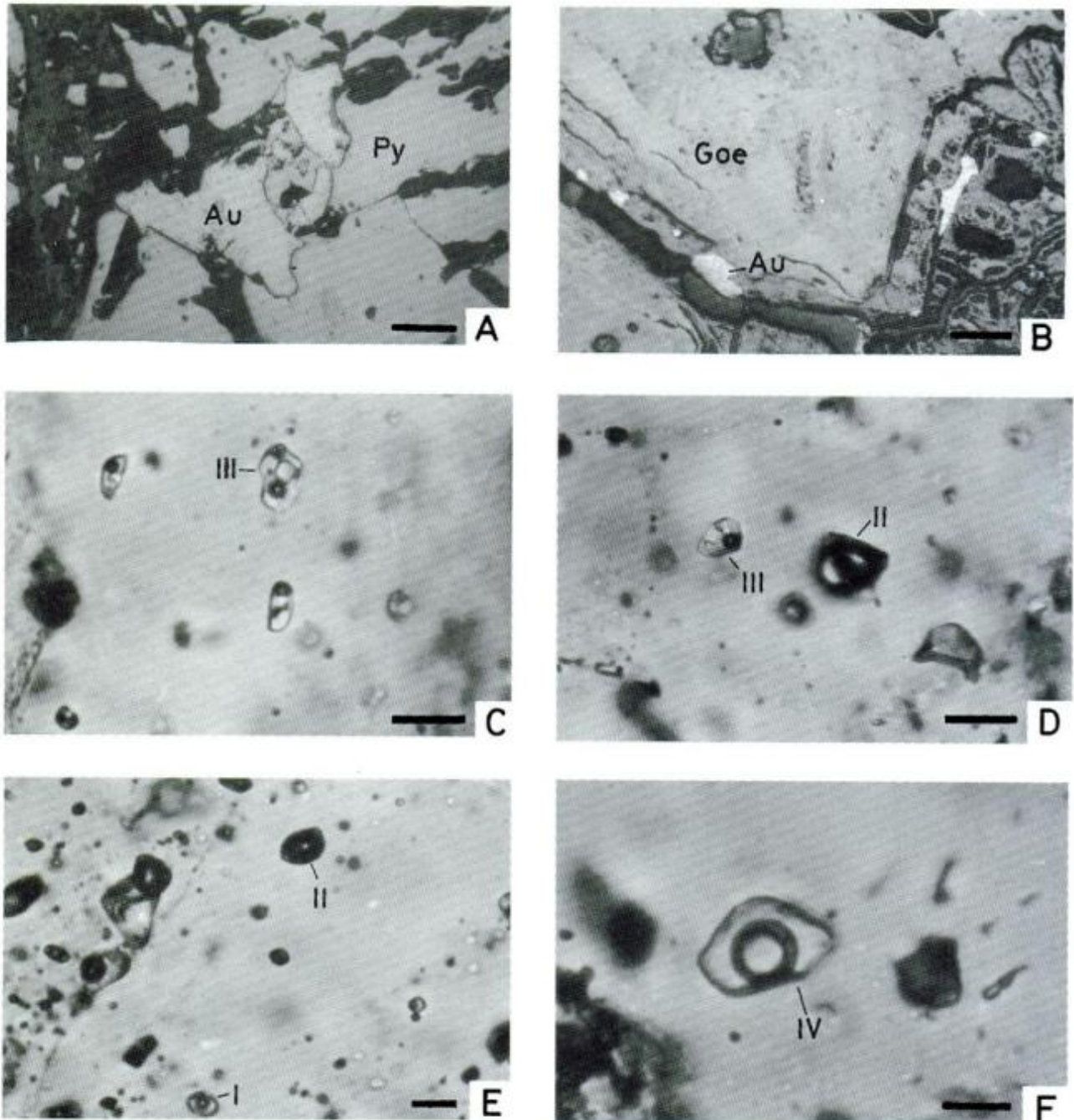


Figura 4: Las fotos muestran la mineralogía e inclusiones fluidas presentes en el cuarzo de distintas vetas de Varvarco. **A:** Pirita con oro. La pirita está escasamente oxidada. Escala $50\ \mu\text{m}$. **B:** Oro junto a cuarzo en fracturas de pirita reemplazados pseudomórficamente por goethita. Escala $30\ \mu\text{m}$. **C:** Inclusiones fluidas de tipo III en el cuarzo de la tonalita del Co. La Parva. Escala $15\ \mu\text{m}$. **D:** Inclusiones fluidas de tipo II y III coexistiendo en el cuarzo de la venilla propilítica de la tonalita del Co. La Parva. Escala $24\ \mu\text{m}$. **E:** Inclusiones fluidas de tipo I y II en cuarzo de la veta de Butalón Norte. Escala $12\ \mu\text{m}$. **F:** Inclusiones fluidas de tipo IV, en la veta del A. Guaraco. Escala $25\ \mu\text{m}$.

Tabla 1: Tipos de inclusiones fluidas. Datos de los ensayos de congelamiento. Te:temperatura del eutéctico; Tm ClNa.2H₂O:temp.de fusión de hidrohalita; Tm ice:temp. de fusión de hielo; V:vapor; L:líquido; Tm CO₂ clatrato: temp.de fusión del clatrato; Th CO₂: temp.de homogeneización de CO₂; VCO₂:proporción volumétrica de CO₂.

| Procedencia | Nº | Tipo de inclus. | Te (°C) | Tn ClNa. 2H ₂ O (°C) | Tm ice (°C) | Tm CO ₂ clatrato (°C) | Th CO ₂ (°C) | Homogeneización (°C) | Salinidad % en peso eq. a ClNa |
|--|----------------------|-----------------|----------------------------|---------------------------------|---------------------|----------------------------------|-------------------------|----------------------|--------------------------------|
| Tonalita "La Parva" | 1 | I | -59,0 | -26,5 | -9,0 | | | 365,0 L | 15,5 |
| | 2 | I | - | -28,8 | -8,0 | | | 419,0 L | 14 |
| | 3 | I | -52,0 | -28,0 | - | | | - | 25 |
| | 6 | I | -52,8 | -21,6 | - | | | 389,0 L | 22 |
| | 7 | I | -52,0 | -28,7 | -14,7 | | | 314,7 L | 22,5 |
| | 8 | I | -44,0? | -25,0 | -14,7 ¹ | | | 375,0 L | |
| | 9 | I | | | TmClNa ¹ | | | 380,0 L | |
| | 10 | I | | | | | | 390,0 L | |
| | 4 | II | -33 | -24,0 | -3,7 | | | 467,0 V? | |
| | Arroyo Butalón Norte | 1 | I | -59,0 | | -25,6 | | | 324,0 L |
| 2 | | I | -50,0 | | -26,9 | | | 332,0 L | 26 |
| 3 | | I | -42,6 | | -29,6 | | | 267,0 L | 27 |
| 4 | | I | -56,0 | | -26,9 | | | 282,0 L | 26 |
| 5 | | I | | | | | | 303,0 L | |
| 6 | | I | | | | | | 308,0 L | |
| Arroyo Guaraco Cuarzo, sericita y pirita | | IV | TmCO ₂ -58,6 | | -12,6 | 8,8 | | 340,0 L | 2 |
| | | IV | -57,0 | | -10,6 | 5,6 | 25,5 V | 340,0 L | 7,5 |
| | | IV | - | | -10,0 | 2,3 | 25,7 V | 340,0 L | 12 |
| | | IV | | | | | 25,8 V | 340,0 L | |
| | | IV | | | | | 25,8 V | 307,0 L | |
| | | IV | | | | | 26,1 V | 325,0 L | |
| | | IV | | | | | 26,1 V | | |
| | | I | | | | | | 337,0 L | |
| | | I | | | | | | 342,0 L | |
| | | I | | | | | | 334,0 L | |
| | | I | | | | | | 334,0 L | |
| | | I | | | | | | 334,0 L | |
| | | I | | | | | | 318,0 L | |
| | | I | | | | | | 329,0 L | |
| | | I | | | | | | 314,0 L | |
| | II | | | | | | 358,0 V | | |

-43°C aparece el primer líquido (Te). Todas las fases sólidas desaparecen entre los -29,6° y -25,6°C (Tm ice). En calentamiento los valores de temperatura de homogeneización a líquido varían entre los 267° y 332°C con una media de 307°C ± 25 (Tabla 1).

Veta en el arroyo Guaraco

El cuarzo de relleno de la segunda generación presenta numerosas inclusiones, con tamaños entre 20 y 68 µm.

Las de tipo I presentan una burbuja grande (40% del volumen de la cavidad). Las de tipo IV se reconocen por la aparición de una burbuja doble indicativas de la presencia de CO₂ líquido a temperatura ambiente (Fig.4, F). Por su tamaño, los cambios de fase se registraron con buena precisión.

En las de tipo IV, a -110°C se produce el congelamiento de las fases fluidas. El congelamiento de CO₂ líquido produce la aparición de formas prismáticas en la burbu-

ja, mientras que el agua al congelarse presenta una tonalidad blanquecina con crecimiento radial de cristales dendríticos a partir de la interfase H_2O-CO_2 . Según Collins (1979) esto es una evidencia de la nucleación del clatrato ($CO_2 \cdot nH_2O$).

En el descongelamiento, a los $-70^\circ C$ comienza a desaparecer el sólido CO_2 y a aumentar el tamaño de la burbuja (sublimación de CO_2). A los $-58^\circ C$ el sólido remanente se funde y se define una fase CO_2 líquida ($T_m CO_2$). A $-31^\circ C$ se hace notable un crenulado en la interfase CO_2 líquido-agua que indica la presencia de clatrato congelado. A $-25,5^\circ C$ comienza a disolverse la fase acuosa sólida para completar su fusión a $-12,6^\circ C$ ($T_m ice$). A partir de esta temperatura se generan una serie de cristales en la interfase vapor- CO_2 líquido que desaparecen a $+8,8^\circ C$ formándose nuevamente la doble burbuja ($T_m CO_2 \cdot nH_2O$). A $+26,1^\circ C$ se produce la homogeneización del CO_2 a vapor. Durante el calentamiento, en algunas inclusiones de tipo IV, se midieron las temperaturas de homogeneización total de CO_2 a líquido y los valores oscilan entre 307° y $340^\circ C$ con una media de $332^\circ C \pm 13,6$. En otras no fue posible determinarlas debido a que se produce el estallido de la inclusión por la presión interna.

Sobre las inclusiones de tipo I, que coexisten con las de tipo IV, se midieron temperaturas de homogeneización hallándose un rango de 314° y $342^\circ C$ con una media de $330^\circ C \pm 9^\circ$. Una inclusión de tipo II homogenizó a vapor a $358^\circ C$.

Interpretación de los resultados

La alteración hidrotermal y mineralización está controlada por fallas y fracturas de escaso desarrollo superficial. La mineralización aurífera se presenta en vetas de cuarzo con escasa pirita y trazas de calcopirita con halos de alteración cuarzo-sericíticos. Las vetas presentan texturas en cinta, de relleno con espacios abiertos, paredes congeladas y múltiples reaperturas que son características de depósitos superficiales. Por estas evidencias, de las que se concluye que los fluidos que la formaron fueron de pH casi neutro, las vetas pueden ser clasificadas como epitermales de tipo sulfidación baja en el sentido de White y Hedenquist (1990).

La tonalita del cerro La Parva presenta inclusiones fluidas en el cuarzo con varias fases de cristales hijos y opacos indicativas de fluidos de alta salinidad ($>26\%$ en peso eq a NaCl) similares a las halladas en la tonalita del yacimiento Los Maitenes-El Salvaje y de la mayoría de los depósitos de cobre porfíricos (Nash 1976).

En la venilla de alteración propilítica que corta a la tonalita las inclusiones fluidas fueron formadas por soluciones cloruradas con cationes adicionales al Na. El fluido debió ser una solución conteniendo $CaCl_2$ ($T_e = -49,8^\circ C$) o una mezcla de $CaCl_2-NaCl$ ($T_e = -52^\circ C$) según

datos de Crawford (1981). Siguiendo a Shepherd *et al.* (1985) se supuso que luego del eutéctico, el primer punto de fusión reconocido corresponde a hidrohalita y para las inclusiones 1, 2 y 7 se determinaron los siguientes porcentajes para $CaCl_2$: 9, 10 y 16,5 y para NaCl: 6,5; 4 y 6 según el diagrama ternario $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (Shepherd *et al.* 1985). Para las inclusiones 3 y 6 luego del punto eutéctico solo se determinó una temperatura de fusión ($T_m ice = -28^\circ$ y $-21,6^\circ C$) ya sea porque la temperatura de fusión de la hidrohalita y la del hielo coinciden o el rango de fusión es muy estrecho (Shepherd *et al.* 1985). En estas inclusiones es posible que se trate de un sistema $H_2O-CaCl_2$ con una salinidad entre el 22 y 25% en peso eq. a NaCl según los datos de Linke (Shepherd *et al.* 1985). Esto indica fluidos de moderada a alta salinidad. Para una temperatura de homogeneización media de $375^\circ C$ y una salinidad del 20% el fluido debe tener una presión mínima de entrapamiento de 175 bares según Sourirajan y Kenedy (Roedder 1979) y una densidad de $0,83 g/cm^3$ (Roedder y Bodnar 1980). Esta presión es equivalente a una profundidad de formación de 2149 m o de 660 m según se considere un régimen hidrostático o litostático. Como se trata de una pequeña venilla sin continuidad lateral es posible que la profundidad de formación se encuentre entre estos extremos.

Para la veta del arroyo Butalón Norte, la situación es similar a la de las inclusiones 3 y 6 de la venilla propilítica con salinidades estimadas entre 24 y 27% en peso eq. a ClNa. Para una temperatura de homogeneización media de $300^\circ C$ y una salinidad del 25%, el fluido tiene una densidad de $0,97 g/cm^3$ y una presión mínima de 68,6 bares equivalente a una profundidad mínima de formación de 674 m (Haas 1971) por debajo del nivel piezométrico y considerando un régimen hidrostático. En las vetas se asume un régimen hidrostático porque las texturas indican la existencia de espacios abiertos sugestivos de una conexión con la superficie.

La veta del arroyo Guaraco se caracteriza por la presencia de CO_2 . Los valores medidos entre -58° y $-57^\circ C$ para la fusión del CO_2 difieren del valor $-56,6^\circ C$ (punto triple) del CO_2 líquido-sólido-vapor. Esta diferencia se puede deber al margen de error establecido experimentalmente o a la presencia de otros gases. Como no existen en el área rocas capaces de suministrar metano o nitrógeno, la diferencia está dentro del rango de error experimental, y la temperatura de fusión del clatrato se produce a $+8,8^\circ C$ se descarta la presencia de otros gases (Shepherd *et al.* 1985). De acuerdo a las temperaturas de fusión del clatrato y utilizando el diagrama de Collins (1979) las salinidades determinadas fueron de 2; 7 y 12% en peso eq. a NaCl. La temperatura de homogeneización total de CO_2 a líquido es de $332^\circ C$. La temperatura media de las inclusiones de tipo I que coexisten con las de tipo IV, es de $330^\circ C$. Para esta temperatura y una salinidad del 10% la presión de entrapamiento mínima es de 119 bares equivalente a

una profundidad de formación de 1416 m en un régimen hidrostático según los datos de Haas (1971). El hecho que coexistan inclusiones de tipo I y IV hace presuponer que las inclusiones de tipo I presentan pequeñas proporciones de CO₂ y en consecuencia las presiones y profundidades de formación estarían subestimadas (Bodnar *et al.* 1985).

La similitud en el ambiente geológico y el estilo genético de las vetas descritas en Varvarco con los datos publicados para Andacollo es destacable. En ambas localidades la alteración más importante es de tipo sericitica y se localiza en los cuerpos intrusivos o en las vulcanitas del Gr. Choiyoi. Los intrusivos a los que se vincula la mineralización presentan inclusiones fluidas de alta salinidad. Las vetas tienen texturas similares y fueron originadas por fluidos de pH casi neutro (alteraciones potásica y cuarzo-sericitica). En Varvarco las características de los fluidos responsable de la alteración y mineralización (temperaturas mayores de 300°C y salinidades moderadas a altas) se asemejan a los descritos en las partes más profundas del sistema hidrotermal que originó la mineralización de tipo cobre porfirico con vetas satelitarias en el yacimiento Los Maitenes-El Salvaje (Andacollo). La veta del arroyo Guaraco es algo diferente ya que fue formada por fluidos de baja salinidad con presencia de CO₂ y temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas similares a los del nivel más profundo (0) de la veta Erika (Andacollo). Esta veta se encuentra en una posición más alejada de los cuerpos intrusivos.

Las evidencias genéticas e implicancias metalogenéticas de las vetas estudiadas deberían ser tenidas en cuenta al evaluar el potencial minero del sector ya que las vetas epitermales auríferas con importantes recursos probados se formaron usualmente a profundidades y temperaturas algo menores a partir de fluidos de baja salinidad y sin evidencias de CO₂ (Camus 1990).

El alto contenido de NaCl en las inclusiones de la tonalita podría explicarse, según los trabajos de Whitney (1977) y Candela (1989), suponiendo la incorporación de corteza oceánica a los magmas del episodio volcánico Mollelitense. La pobre mineralización documentada hasta el presente que incluye pórfidos de cobre, skarns y vetas auríferas podría deberse a la inexistencia de sistemas hidrotermales fuertes producida como consecuencia de una degasificación magmática directa a la atmósfera a través de erupciones volcánicas (Whitney 1977 y Giggenbach 1992).

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado en el marco del PIA, N°52/90, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. La Dirección de Minería de la

provincia de Neuquén nos brindó información del área de trabajo y Abel Pesce nos proporcionó el mapa original de la región.

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a M.C. Gómez, Nora Cesaretti, Guida Aliotta y Milka Brodtkorb, así como a Isidoro Schalamuck y a un revisor anónimo por las críticas y las correcciones que realizaron a este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Berger, B.R. y Henley, R.W., 1989. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the Western United States. En: Keays, R., Ramsay, W.R. y Groves, D., (Eds.): *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*. Economic Geology, pp.405-423.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J. y Kuehn, C.A., 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems. En: Berger, B.R. y Bethke, P.M. (Eds.): *Geology and Geochemistry of epithermal systems*. Reviews in Economic Geology, 2:73-97.
- Camus, F., 1990. The geology of hydrothermal gold deposits in Chile. *Journal of Geochemistry Exploration*, 36:197-232.
- Candela, P.A., 1989. Magmatic ore forming fluids: thermodynamic and mass transfer calculations of metal concentrations. En: Whitney, S.A. y Naldrett, A.J. (Eds.): *Ore Deposition associated with magmas*. Reviews in Economic Geology, 4:223-234.
- Casé, A.M. y Danieli, J.C., 1975. Importancia económica de los recursos auríferos del Distrito de Andacollo, Departamento de Minas. Neuquén. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica. 2:169-182. Buenos Aires.
- Collins, P.L.F., 1979. Gas hydrates in CO₂ bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74:1435-1444.
- Crawford, M.L., 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. En: Hollister, L.S. y Crawford, M.L. (Eds.): *Fluid inclusions: applications to petrology*. Mineralogical Association of Canadá. Short Course Handbook, 6:75-97.
- Danieli, J.C., 1982. Estado de desarrollo en los trabajos de prospección-exploración-geológico minero. Dirección General de Minería. Neuquén. 60 p. (Informe inédito).
- Domínguez, E. y Gómez, M.C., 1988. El régimen hidrotermal de la veta de cuarzo aurífero "Erika", Andacollo. Provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43(1):24-42.
- Domínguez, E., Aliotta, G., Garrido, M., Danieli, J.C., Ronconi, H., Casé, A.M. y Palacios, M., 1984. "Los Maitenes-El Salvaje". Un sistema hidrotermal de tipo porfirico. 9° Congreso Geológico Argentino. Acta 7:443-458.
- Eastoe, C.J., 1978. A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua, Nueva Guinea. *Economic Geology*, 73:721-748.
- Franchini, M.B. y Meinert, L.D., 1992. Las manifestaciones de hierro en skarns del flanco suroriental del cerro Caicayén (37°27'S; 70°27'30"O), Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46(3-4):309-324.
- Giggenbach, W.F., 1992. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. Society of Economic Geologists Distinguished Lecture. *Economic Geology*, 87:1927-1944.
- Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, Hoja Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epu-Lauquen. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 2(4):347-408, Buenos Aires.
- Haas, J.L.(Jr). 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal systems at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66:940-946.

- Hedenquist, J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic related hydrothermal systems in the circum-pacific basin. En: Horn, M.K. (Ed.): Transaction of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference. Singapore. American Association of Petroleum Geologists, pp.513-524.
- Llambías, J.E. y Malvicini, L., 1979. Geología, petrología y metalogénesis del área de Coli Pilli, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(4):257-277.
- Llambías, E. y Rapela, C.W., 1989. Las vulcanitas de Colipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén, Mendoza y Patagonia. 10° Congreso Geológico Argentino, 4:249-251. Tucumán.
- Malvicini, L. y Llambías, E., 1982. El magmatismo mioceno y las manifestaciones metalíferas asociadas en la Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas 3:547-566. Buenos Aires.
- Meyer, C. y Hemley, J.J., 1967. Wall rock alteration. En: Barnes, H.L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, pp.166-235. Holt, Rinehart and Winston. New York.
- Nash, T., 1976. Fluid inclusions petrology data from porphyry copper deposits and applications to exploration. United States of Geological Survey, Professional Papers 907-D, 16p.
- Nash, T. y Theodore, T.G., 1971. Ore fluids in the porphyry copper deposit at Copper Canyon, Nevada. *Economic Geology*, 66:385-399.
- Pesce, A., 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahueve. Provincia de Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, 3:439-455. San Luis.
- Roedder, E., 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids. En: Barnes, H.L. (Ed.): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., pp.684-737. Wiley Interscience, New York.
- Roedder, E. y Bodnar, R.J., 1980. Geology of pressure determinations from fluid inclusions studies. *American Review Earth and Planetary Science*, 8:263-301.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. y Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusions studies. 239 p. Blackie and Sons Limited. Glasgow.
- Sillitoe, R.H., 1991. Gold metallogeny of Chile. An introduction. *Economic Geology*, 86:1187-1205.
- Weisbrod, A., 1981. Fluid inclusions in shallow intrusives. En: Hollister, L.S. y Crawford, M.L. (Eds.): *Fluid inclusions: applications to petrology*. Mineralogical Association of Canadá. Short Course Handbook, 6:75-97.
- White, N.C. y Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36:445-474.
- Whitney, J., 1977. A synthetic model for vapor generation in tonalite magmas and its economic ramifications. *Economic Geology*, 72:686-690.
- Yrigoyen, M.R., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, pp. 345-364. Córdoba.
- Zanettini, J.C., 1987. Esquema estratigráfico y alteración hidrotermal en el Cajón de los Chenques, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42:24-30.
- Zöllner, N. y Amos, A., 1973. Descripción geológica de la hoja 32b Chos Malal, Provincia de Neuquén. Servicio Nacional de Minería y Geología. Boletín 143: 1-91. Buenos Aires.

Recibido: 21 de junio, 1993

Aceptado: 9 de marzo, 1995

Mecanismos de control hidroquímico en aguas y salmueras de las Salinas Grandes, Provincia de Córdoba

R. M. DARGÁM y P.J. DEPETRIS

Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,
Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba, Argentina.

ABSTRACT. *Mechanisms of hydrochemical control in waters and brines from Salinas Grandes, Córdoba Province.* The chemical fractionation of major chemical constituents in waters and brines from the saline complex of Salinas Grandes is controlled by diverse processes. The geochemical spectrum of waters from the upper catchment includes a variety of compositions (SO_4^{2-} - Cl^- - HCO_3^- - Na^+ , Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^- - Na^+ - HCO_3^- - SO_4^{2-} - Cl^- - Na^+ and SO_4^{2-} - HCO_3^- - Cl^-) which reflect diverse geological sources. In the playa the dominant brine is Cl^- - SO_4^{2-} - Na^+ . Thermodynamical modelling of the geochemistry of these waters and brines shows that: a) the source area of the saline complex is characterized by Cl^- concentrations $< 100 \text{ meqL}^{-1}$; b) the precipitation of carbonates and silicates is feasible in the majority of the studied environments, particularly in the sandflat zone; c) chemical fractionation is revealed by decreasing concentrations of species of precipitated minerals; d) the high $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ ratio favours the precipitation of calcite and magnesium silicates (e.g., sepiolite), and hinders the occurrence of dolomite; e) the precipitation of gypsum and/or anhydrite is viable, starting at the mudflat and continuing down to the zone of intermittent lakes; f) the existence of halite, mirabilite and thenardite is possible only if $\text{Cl}^- > 10,000 \text{ meqL}^{-1}$; g) photosynthesis, loss to the atmosphere of CO_2 by degassing, organic matter oxidation, and bacterial reduction, are all widespread processes in springs and in lake zones; and finally, h) the chemical fractionation of K^+ , in the Cruz del Eje River stream flood plain, seems to be controlled by farming activities.

Introducción

El fraccionamiento químico de los constituyentes mayoritarios que tiene lugar en cuencas hidrológicamente cerradas, entre influjos diluidos y salmueras concentradas, puede ser explicado por una variedad de mecanismos. Estos incluyen disolución y precipitación mineral, redisolución selectiva de la eflorescencia salina y la pátina más soluble que recubre el sedimento, adsorción en superficies activas de arcillas, reacciones de óxido-reducción, difusión molecular y procesos de evaporación. Estos mecanismos se encuentran descritos en los trabajos de Jones (1966), Neev y Emery (1967), Förstner *et al.* (1968), Hardie (1968), Hardie y Eugster (1970), Lerman y Jones (1973), Jones *et al.* (1977), Hardie *et al.* (1978), Eugster y Jones (1979), Eugster (1980), Lowenstein y Hardie (1985), Sonnenfeld y Perthuisot (1989), Risarher y Fritz (1991).

Los solutos mayoritarios están diferencialmente afectados por estos mecanismos, pudiendo llegar a formar parte de los procesos que actúan en la interfase agua-biota y agua-atmósfera (respiración, fotosíntesis, pérdida de CO_2 por *degassing*, reducción bacteriana, etc). Consecuentemente su respuesta es diferente de una cuenca a otra, dependiendo de las características climáticas, geológicas y biológicas propias de cada una.

En la mayoría de estos sistemas hídricos, el Cl^- se comporta como un constituyente conservativo, es decir que su participación y disponibilidad es mínima en un

amplio rango de concentraciones. Referencias a nivel mundial sobre la aceptación de esta hipótesis las constituyen los trabajos de Jones *et al.* (1977), Eugster y Jones (1979), Rettig *et al.* (1980), Drever (1988), Jankowski y Jacobson (1990), Jacobson *et al.* (1991) y Risarher y Fritz (1990, 1991).

En otro orden de importancia debemos tener presente que, para determinar cuantitativamente los factores de transferencia de los distintos constituyentes en todo el ciclo hidrológico, es imprescindible conocer las relaciones de estos constituyentes en las precipitaciones atmosféricas y contrastarlas durante su evolución hidroquímica (Gibbs 1970, 1971; Stallard y Edmond 1981; Kilham 1990; Risarher y Fritz 1991). De esta forma cualquier variación de esa relación inicial indicará adición o sustracción de este constituyente respecto de otro que se considere como conservativo (e.g., Cl^-).

Las características morfológicas del área estudiada permiten distinguir tres ambientes principales: el serrano caracterizado por rocas ígneas y metamórficas, el extraserrano constituido por rocas sedimentarias continentales de variada textura y el complejo salino constituido principalmente por sedimentos químicos y eólicos. La zona de estudio comprende mayormente los últimos dos ambientes, siendo sus sectores sur y este los muestreados en mayor detalle. El aporte de solutos proviene, fundamentalmente, de vertientes y ríos de montaña los cuales desaparecen en las inmediaciones del ambiente serrano, llegando al complejo salino como

acuíferos subterráneos y vertientes perennes de salinidad moderada. En todos los casos las aguas escurren por una importante área de drenaje antes de alcanzar el complejo salino.

Se estudió el comportamiento geoquímico de los constituyentes mayoritarios, haciendo especial hincapié en aquellos procesos de real significación en la evolución hidroquímica (en las aguas superficiales y el acuífero freático) desde las zonas de aporte (cuenca media y baja) hasta la zona de playa (e.g., evaporación, precipitación mineral). También se pudo inferir la existencia de procesos de menor incidencia en la evolución de las aguas

(e.g., fotosíntesis, reducción bacteriana de SO_4^{2-} , disolución de yeso). Este tipo de planteamiento permitió definir más claramente los mecanismos responsables de la variabilidad espacial y composicional de las aguas y salmueras de la cuenca.

Características generales del área

La cuenca de Salinas Grandes corresponde a una cuenca continental, topográficamente cerrada, es decir

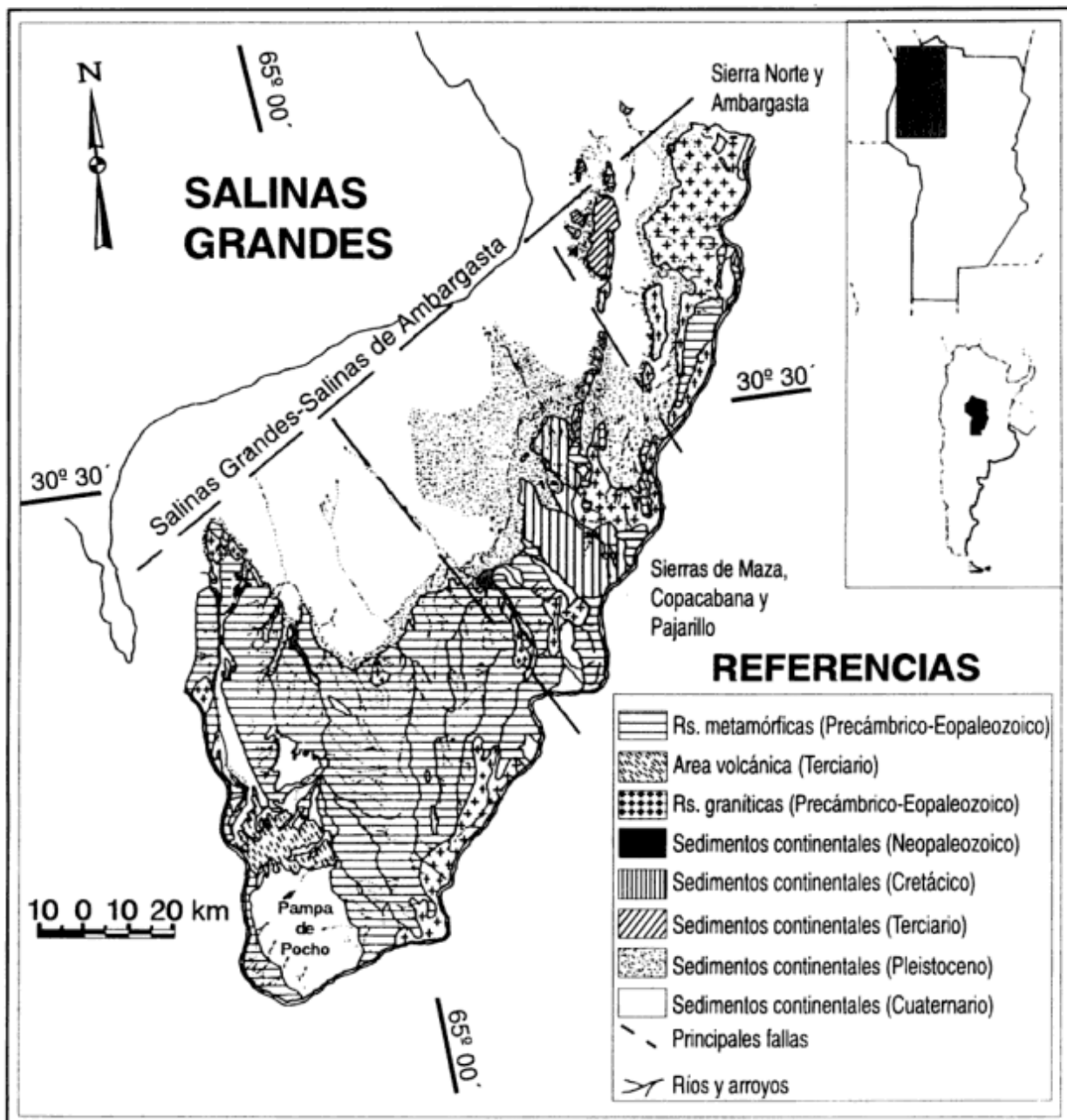


Figura 1: Mapa de las Salinas Grandes incluyendo la cuenca de aporte del sector sur-este y los rasgos geológicos principales. La escala está dada en kilómetros.

que no hay pérdida de solutos por escorrentía superficial y donde la evaporación excede a la precipitación (900 mm/ anuales y 400 mm/ anuales, respectivamente). Está localizada en el ángulo noroccidental de la provincia de Córdoba (Argentina), entre los 26° 30' y los 31° 40' Sur y entre los 64° 15' y 66° 25' Oeste, ubicada a una altitud de 180 m s.n.m., con una extensión de ca. 4.700 km². El área, se encuentra enmarcada dentro de la provincia geológica conocida como Sierras Pampeanas, caracterizada por una tectónica compresiva.

El complejo salino se encuentra rodeado por un basamento plutónico metamórfico constituido por rocas de alto a mediano grado de composición mesosilícica (Precámbrico, Cámbrico y Eopaleozoico) (Fig. 1). En proporción subordinada se encuentran granitos y

granodioritas. También está presente una restringida cubierta sedimentaria (Neopaleozoico, Cretácico, Terciario) de origen continental y variada textura. El Cuaternario (Pampiano y Postpampiano) está representado por sedimentos conglomerádicos en el abanico aluvial, los cuales exhiben una textura más fina y uniforme hacia los ambientes más distales (Gordillo y Lencinas 1979; Lucero Michaut 1979).

Las cuenca se encuentra enmarcada por una tectónica compresiva, donde coexisten los estilos *Andino* y *Pampeano*, con dirección de empuje este y oeste respectivamente (Introcaso *et al.* 1987). El basamento plutónico metamórfico, que rodea a las Salinas Grandes, se comportó como un elemento rígido desde principios del Precámbrico-Eopaleozoico, siendo el fallamiento la prin-

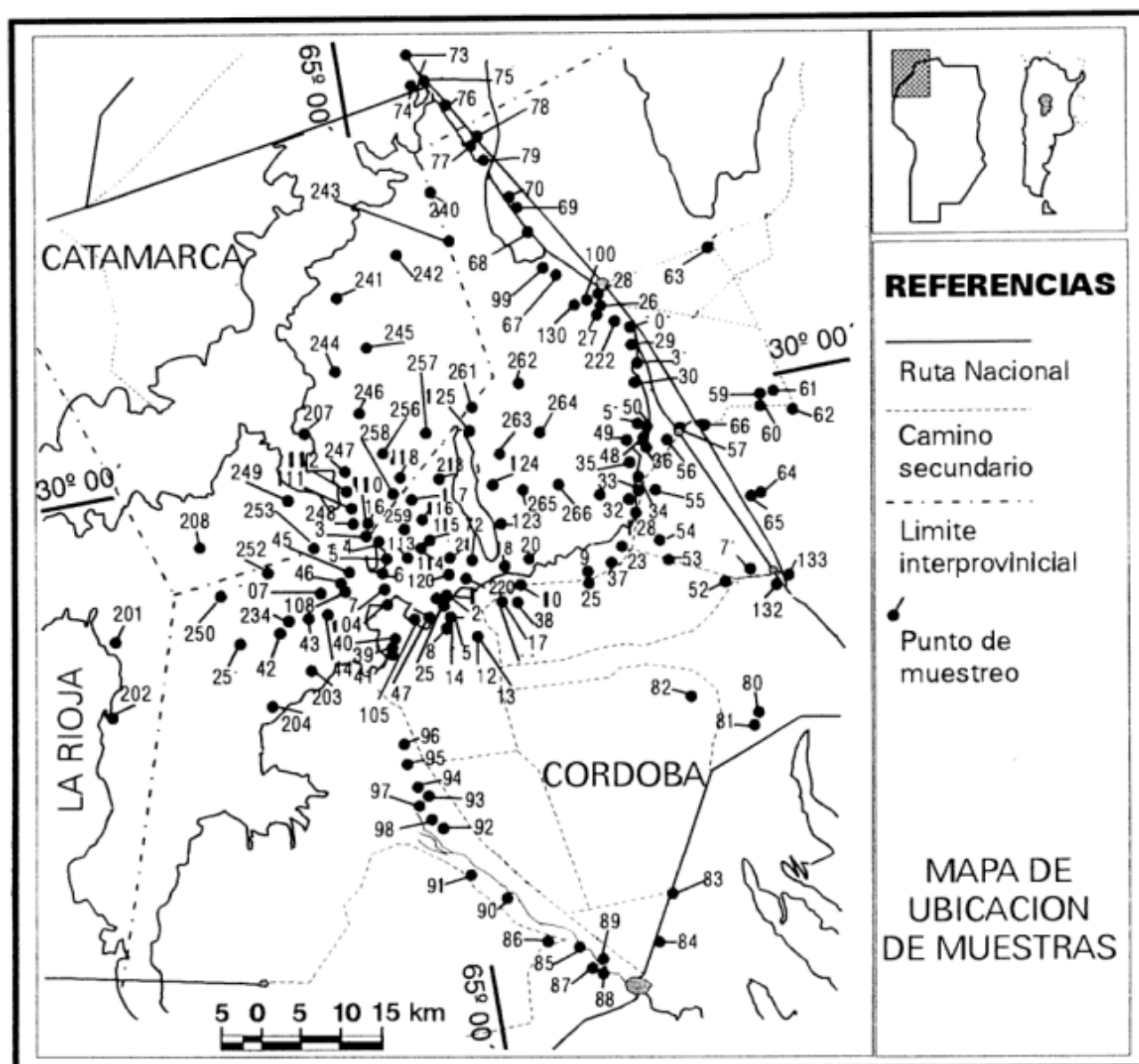


Figura 2: Mapa de ubicación de muestras de aguas, salmueras y sedimentos de las Salinas Grandes.

cial respuesta a las tensiones actuantes (Gordillo y Lencinas 1979). La expresión estructural más importante, en cuanto a su posible control hidroquímico, estaría representada por la megafractura Salinas Grandes-Salinas de Ambargasta (Fig. 1). A su vez, ésta se encuentra atravesada por dos fracturas de menor importancia: la de Deán Funes y Cruz del Eje, ambas con rumbo noroeste.

Métodos

Se realizaron 133 análisis químicos de constituyentes mayoritarios en muestras de aguas y salmueras de las Salinas Grandes (Fig. 2), según las técnicas propuestas por Brown *et al.* (1970). Los resultados de la aplicación de esta metodología se encuentran presentados en las Tablas 1 y 2. Para la recolección de la salmuera subterránea se realizaron perforaciones hasta una profundidad no superior a los 2,5 m. Las restantes muestras, en el complejo salino, corresponden a lagos y lagunas. Las muestras de las áreas de aporte fueron tomadas de ríos, vertientes, perforaciones y pozos cavados (Fig. 2).

El estado de saturación de las diferentes muestras de agua y salmueras con respecto a un conjunto de fases sólidas, así como también la especiación y actividades de las especies disueltas fueron calculadas por medio de modelos de computación. Se aplicó la teoría de Debye-Hückel para soluciones con fuerza iónica, $I < 0,72$, mientras que el modelo de Pitzer se aplicó para fuerzas iónicas, $I > 0,72$. Los programas de computación usados fueron WATEQ4F (Ball y Nordstrom 1991) y SOLMINEQ88 (Kharaka *et al.* 1988).

Mecanismos de incidencia regional

Se consideran bajo esta denominación a todos aquellos procesos cuya acción puede extenderse a más de un ambiente geomorfológico, imprimiendo un marcado efecto sobre la evolución química de las aguas.

Los tipos de precipitaciones atmosféricas que caracterizan a estos bolsones intramontanos son del tipo convectivo y locales, con probabilidad de incidencia de precipitaciones del Atlántico. Si consideramos que los aerosoles locales están conformados por partículas en suspensión provenientes, en un alto porcentaje, de la alteración física de los materiales de la cuenca, es muy posible que la composición química de éstos tengan características similares a los de la Puna boliviana, principalmente en Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- y SO_4^{2-} , dada la similitud existente entre la costra salina, clorurada-sulfatada, de los salares de la Puna boliviana (Risarcher y Fritz 1991).

Los datos obtenidos referentes a la química de las precipitaciones en la zona de estudio son escasos y

presentan una variabilidad muy amplia como para considerarlos representativos. Debido a esto se tomaron como referencia los resultados obtenidos por Risarcher y Fritz (1991) para los salares de la Puna boliviana. En la Tabla 3 pueden observarse las relaciones iónicas promedio para cada constituyente respecto de Cl^- .

En la zona de estudio, tanto las aguas superficiales como el acuífero freático escurren sobre un basamento plutónico metamórfico (precámbrico - eopaleozoico) y sedimentos continentales (cuaternarios - terciarios), situación que promueve una baja disponibilidad de Cl^- en las zonas de aporte. Desde la zona de vertientes hasta la playa, esta situación cambia, debido a la existencia de eflorescencia salina (principalmente NaCl y $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) que aporta, durante la estación lluviosa, considerables cantidades de estos constituyentes más solubles. De esta forma se puede considerar al Cl^- como un constituyente conservativo, al menos aguas arriba del ambiente de mantos de arena, mientras que aguas abajo su carácter conservativo no es tan evidente.

En la Fig. 3a, se puede observar que muestras con contenidos de $\text{Cl}^- < 100 \text{ meqL}^{-1}$, muestran mayor dispersión de Na^+ que muestras con contenidos superior a este valor, manteniéndose siempre los contenidos de Na^+ más altos que los de Cl^- . La mayor dispersión puede ser debida principalmente a procesos de meteorización de diversas fuentes minerales, mientras que el mayor ajuste, por arriba de 100 meqL^{-1} , pone en evidencia que la fuente más importante de Na^+ es el lavado de halita, desde la zona de vertientes hasta la zona de playa. Un esquema similar fue observado por Risarcher y Fritz (1991) para los salares de la Puna boliviana.

Para el K^+ , al igual que para el Na^+ , se observa un comportamiento diferenciado entre las muestras con concentraciones en $\text{Cl}^- < 100 \text{ meqL}^{-1}$ y superiores a dicho valor (Fig. 3b), presentando en toda su evolución relaciones K^+/Cl^- menores que la relación inicial (0,38). Aguas arriba de la zona de vertientes se observa una mayor pérdida de este constituyente, posiblemente por retención de K^+ por procesos de intercambio en arcillas, promovido por un mayor uso de las tierras para cultivos regionales. Conjuntamente se observa una mayor dispersión de los puntos, llegando en algunos casos a producirse un considerable incremento, posiblemente por meteorización de minerales (e.g., feldespatos potásicos). Con posterioridad a esta zona la pendiente cambia, coincidiendo con una disminución del uso de las tierras para cultivos y mayor participación de material con textura más arenosa.

La Fig. 3c muestra claramente que la zona de mayor fraccionamiento entre Na^+ y K^+ se evidencia aguas arriba de la zona de vertientes, tanto por mayor disponibilidad de Na^+ como por mayor retención del K^+ . Aguas abajo la relación tiende a estabilizarse, notándose un leve incremento explicable por el lavado de evaporitas preexistentes. Eugster y Jones (1979), observaron una evolución similar de esta relación para las aguas de la

TABLA 1. Composición química de aguas y salmueras de la cuenca de las Salinas Grandes, Córdoba. (Áreas de aporte).

| MUESTRA N° | tem | | pH | | Residuo seco* | | Li ⁺ | Na ⁺ | K ⁺ | Mg ²⁺ | Ca ²⁺ | HCO ₃ ⁻ | CO ₃ ²⁻ | SO ₄ ²⁻ | Cl ⁻ | O.D.** | SiO ₂ |
|------------|------|-----|---------|--------|---------------|--------|-----------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|--------|------------------|
| | °C | | in situ | en lab | 105 °C | 180 °C | | | | | | | | | | | |
| 1 | 16,5 | 7,9 | 8,55 | 10,082 | 9,500 | 0,28 | 3504,80 | 45,70 | 21,9 | 80,2 | 432,0 | 32,20 | 1719,0 | 4165,9 | n.a. | 55,92 | |
| 2 | 15,5 | 8,7 | 8,80 | 12,472 | 12,459 | 0,32 | 4492,20 | 55,40 | 16,4 | 45,1 | 368,0 | 61,00 | 1735,4 | 5636,1 | n.a. | 34,91 | |
| 8 | 19,5 | 7,7 | 8,25 | 5,500 | 5,481 | 0,12 | 1800,60 | 27,10 | 13,6 | 39,3 | 574,0 | — | 1594,3 | 1412,7 | n.a. | 62,50 | |
| 9 | 20,0 | 7,4 | 7,65 | 6,488 | 6,473 | 0,31 | 2002,60 | 18,10 | 40,1 | 88,2 | 662,2 | — | 2442,9 | 1207,7 | n.a. | 62,14 | |
| 10 | 19,0 | 7,8 | 7,88 | 6,070 | 6,065 | 0,50 | 1821,30 | 38,10 | 21,1 | 30,8 | 1141,4 | — | 2311,4 | 635,3 | n.a. | 62,50 | |
| 12 | 21,5 | 7,0 | 7,15 | 1,714 | 1,681 | 0,05 | 402,40 | 10,60 | 19,4 | 162,3 | 231,0 | 49,00 | 206,2 | 694,0 | n.a. | 61,77 | |
| 13 | 15,2 | 6,9 | 7,30 | 4,007 | 3,976 | 0,08 | 1041,70 | 16,30 | 35,2 | 245,5 | 408,0 | — | 1135,6 | 1092,8 | n.a. | 53,36 | |
| 14 | 19,0 | 9,0 | 9,10 | 23,004 | 22,816 | 0,61 | 8147,50 | 105,20 | 25,8 | 64,1 | 378,2 | 124,80 | 4957,9 | 8994,7 | n.a. | 21,37 | |
| 15 | 13,5 | 7,0 | 8,17 | 9,125 | 9,119 | 0,31 | 3126,60 | 46,20 | 31,6 | 86,2 | 534,4 | — | 1788,7 | 3547,5 | n.a. | 61,77 | |
| 17 | 14,0 | 9,5 | 9,35 | 11,922 | 11,887 | 0,55 | 3852,80 | 64,40 | 7,0 | 15,5 | 2242,4 | 597,00 | 3603,2 | 1443,9 | n.a. | 62,14 | |
| 23 | 22,0 | 6,3 | 7,05 | 3,693 | 3,561 | 0,22 | 796,40 | 19,80 | 45,0 | 420,8 | 310,4 | — | 663,1 | 1481,1 | n.a. | 61,41 | |
| 24 | 18,0 | 7,5 | 7,55 | 21,632 | 21,562 | 0,55 | 7799,30 | 85,50 | 72,9 | 150,3 | 997,0 | — | 1776,4 | 10632,0 | n.a. | 61,77 | |
| 25 | 17,0 | 7,0 | 7,43 | 3,728 | 3,713 | 0,17 | 1051,00 | 14,80 | 23,1 | 81,2 | 1099,0 | — | 1067,1 | 423,9 | n.a. | 61,59 | |
| 33 | 13,8 | 7,3 | 7,46 | 13,931 | 13,229 | 0,24 | 4362,20 | 50,20 | 62,0 | 713,4 | 225,0 | — | 751,6 | 7642,1 | n.a. | 57,53 | |
| 34 | 19,0 | 6,8 | 7,00 | 21,536 | 21,042 | 0,32 | 6755,30 | 97,80 | 109,4 | 1014,0 | 230,8 | — | 1919,7 | 11238,0 | n.a. | 63,64 | |
| 37 | 24,0 | 6,5 | 7,22 | 4,050 | 3,964 | 0,29 | 989,10 | 12,00 | 57,1 | 278,6 | 309,4 | — | 1563,2 | 868,7 | n.a. | 71,43 | |
| 38 | 20,9 | 7,0 | 7,85 | 3,794 | 3,792 | 0,33 | 1103,40 | 25,80 | 15,2 | 81,2 | 827,2 | — | 1310,5 | 464,0 | n.a. | 68,65 | |
| 39 | 19,0 | 7,0 | 7,90 | 2,642 | 2,640 | 0,11 | 780,20 | 11,30 | 7,3 | 58,1 | 582,7 | — | 768,9 | 438,7 | n.a. | 65,87 | |
| 40 | 19,0 | 7,5 | 7,65 | 6,887 | 6,833 | 0,24 | 2152,00 | 37,70 | 21,3 | 68,1 | 952,6 | — | 2124,6 | 1462,3 | n.a. | 71,33 | |
| 41 | 20,0 | 7,0 | 7,70 | 10,777 | 10,518 | 0,38 | 2816,00 | 33,50 | 59,6 | 653,3 | 491,4 | — | 4620,0 | 2059,8 | n.a. | 58,45 | |
| 47 | 17,0 | 8,5 | 8,90 | 8,977 | 8,209 | 0,47 | 3075,20 | 38,40 | 8,9 | 14,0 | 1044,8 | 154,60 | 2320,0 | 2338,6 | n.a. | 71,43 | |
| 52 | 25,8 | 7,1 | 6,95 | 0,592 | 0,590 | n.d. | 99,00 | 7,45 | 8,51 | 82,20 | 247,40 | — | 150,3 | 76,2 | 4,90 | 31,50 | |
| 53 | 27,6 | 7,3 | 6,90 | 0,842 | 0,839 | 0,06 | 167,10 | 10,70 | 13,40 | 134,20 | 243,00 | — | 176,4 | 218,7 | 7,00 | 83,50 | |
| 54 | 26,3 | 7,2 | 6,90 | 1,293 | 1,288 | 0,09 | 227,10 | 11,70 | 24,30 | 192,40 | 248,40 | — | 230,1 | 447,3 | 7,00 | 91,30 | |
| 55 | 26,0 | 7,1 | 6,78 | 2,921 | 2,912 | 0,16 | 664,10 | 12,10 | 38,90 | 304,60 | 325,50 | — | 756,0 | 924,4 | 5,30 | 99,90 | |
| 56 | 25,4 | 8,3 | 8,10 | 4,413 | 4,395 | 0,23 | 1495,90 | 38,50 | 17,00 | 66,10 | 1467,90 | — | 830,1 | 1013,9 | 1,70 | 75,40 | |
| 57 | 26,3 | 7,3 | 7,35 | 3,318 | 3,308 | 0,22 | 1085,00 | 16,00 | 9,72 | 80,20 | 384,10 | — | 909,2 | 954,3 | 4,10 | 87,00 | |
| 58 | 28,5 | 7,3 | 7,00 | 3,841 | 3,818 | 0,29 | 890,10 | 29,30 | 85,10 | 348,70 | 273,80 | — | 953,6 | 1371,8 | 5,70 | 92,10 | |
| 59 | 25,8 | 7,5 | 7,05 | 2,051 | 2,047 | 0,15 | 511,30 | 35,10 | 51,00 | 120,20 | 228,40 | — | 607,2 | 583,2 | 7,10 | 41,20 | |
| 60 | 25,9 | 7,6 | 7,30 | 0,961 | 0,959 | 0,08 | 204,10 | 10,80 | 15,80 | 98,20 | 218,10 | — | 216,7 | 251,8 | 6,30 | 43,80 | |
| 61 | 25,1 | 7,3 | 6,95 | 1,774 | 1,769 | 0,13 | 394,70 | 18,40 | 38,90 | 168,30 | 232,80 | — | 429,6 | 569,9 | 8,10 | 85,00 | |
| 62 | 26,2 | 7,8 | 7,25 | 0,558 | 0,557 | 0,06 | 126,10 | 6,50 | 9,72 | 44,10 | 200,60 | — | 146,0 | 81,2 | 12,00 | 27,60 | |
| 64 | 25,7 | 7,4 | 6,85 | 1,020 | 1,018 | 0,09 | 210,90 | 7,41 | 10,90 | 124,20 | 372,80 | — | 204,0 | 208,7 | 5,70 | 61,10 | |
| 65 | 26,7 | 7,4 | 7,70 | 0,885 | 0,883 | 0,07 | 163,20 | 7,07 | 8,51 | 116,20 | 396,30 | — | 204,5 | 99,4 | 5,10 | 48,10 | |
| 66 | 28,1 | 7,5 | 7,55 | 1,662 | 1,653 | 0,15 | 432,90 | 20,90 | 12,20 | 132,30 | 292,30 | — | 371,3 | 503,6 | 4,70 | 94,80 | |
| 68 | 25,1 | 7,3 | 6,95 | 36,018 | 35,732 | 0,72 | 10733,70 | 121,90 | 218,80 | 2765,50 | 386,50 | — | 2224,4 | 20046,3 | 2,20 | 63,80 | |
| 69 | 25,5 | 7,8 | 7,25 | 54,769 | 54,280 | 0,71 | 19881,30 | 197,80 | 109,40 | 1042,10 | 166,40 | — | 6215,0 | 27832,9 | 4,10 | 39,40 | |
| 70 | 25,1 | 7,2 | 6,50 | 16,556 | 16,456 | 0,67 | 4677,60 | 74,40 | 36,50 | 1402,80 | 327,90 | — | 2448,3 | 7786,6 | 3,80 | 73,80 | |
| 71 | 25,1 | 7,3 | 6,55 | 0,679 | 0,676 | n.d. | 117,30 | 7,01 | 10,90 | 96,20 | 267,90 | — | 185,5 | 90,6 | n.a. | 70,20 | |
| 80 | 23,1 | 7,1 | 7,05 | 0,749 | 0,746 | 0,08 | 197,80 | 12,90 | 6,08 | 48,10 | 499,20 | — | 146,0 | 15,9 | 2,80 | 91,50 | |
| 81 | 23,7 | 6,6 | 6,85 | 1,493 | 1,490 | n.d. | 307,80 | 10,10 | 18,20 | 164,30 | 437,20 | — | 498,2 | 194,8 | 3,40 | 78,10 | |
| 82 | 24,9 | 7,1 | 7,20 | 0,907 | 0,906 | 0,05 | 243,60 | 7,24 | 9,72 | 48,10 | 559,70 | — | 205,1 | 14,6 | 2,30 | 55,10 | |
| 84 | 26,8 | 7,0 | 6,95 | 1,463 | 1,461 | 0,26 | 300,00 | 11,00 | 31,60 | 136,30 | 350,40 | — | 610,7 | 145,8 | 2,50 | 15,70 | |
| 85 | 35,8 | 7,7 | 7,65 | 0,554 | 0,552 | n.d. | 103,30 | 9,74 | 12,20 | 56,10 | 179,60 | — | 216,7 | 35,3 | 7,10 | 12,40 | |
| 86 | 24,9 | 7,4 | 7,30 | 0,304 | 0,300 | n.d. | 64,50 | 5,78 | 7,29 | 28,10 | 192,30 | — | 53,2 | 22,6 | 8,20 | 73,00 | |
| 88 | 22,6 | 7,6 | 7,20 | 0,199 | 0,197 | n.d. | 29,50 | 7,62 | 4,86 | 28,10 | 136,60 | — | 35,7 | 10,6 | 8,10 | 6,33 | |
| 89 | 22,9 | 6,7 | 7,10 | 1,794 | 1,791 | 0,08 | 384,30 | 17,40 | 32,80 | 166,30 | 401,10 | — | 751,0 | 195,5 | 3,00 | 45,60 | |
| 90 | 24,9 | 7,1 | 6,85 | 0,306 | 0,305 | n.d. | 29,40 | 5,59 | 9,72 | 54,10 | 193,70 | — | 63,1 | 14,6 | 7,60 | 35,90 | |
| 91 | 25,1 | 6,9 | 6,85 | 0,297 | 0,295 | n.d. | 21,20 | 5,49 | 12,20 | 56,10 | 205,40 | — | 40,3 | 20,5 | 6,80 | 29,40 | |
| 92 | 24,5 | 7,4 | 7,55 | 1,073 | 1,070 | n.d. | 293,30 | 39,70 | 6,08 | 46,10 | 542,70 | — | 307,5 | 38,4 | 4,20 | 71,90 | |
| 93 | 25,3 | 7,1 | 7,10 | 0,713 | 0,711 | n.d. | 159,30 | 7,30 | 10,90 | 80,20 | 254,20 | — | 129,8 | 176,9 | 4,10 | 52,90 | |
| 94 | 27,2 | 7,1 | 7,10 | 0,315 | 0,313 | n.d. | 41,90 | 5,51 | 7,29 | 52,10 | 194,70 | — | 60,0 | 22,5 | 6,70 | 38,40 | |
| 95 | 25,9 | 7,0 | 7,05 | 0,722 | 0,720 | n.d. | 180,80 | 5,13 | 9,72 | 62,10 | 335,70 | — | 149,6 | 109,3 | 2,80 | 68,00 | |
| 96 | 24,9 | 7,2 | 7,50 | 1,446 | 1,440 | 0,06 | 450,00 | 6,99 | 8,51 | 40,10 | 364,00 | — | 508,2 | 198,8 | 3,90 | 92,70 | |
| 97 | 24,7 | 7,0 | 7,20 | 2,219 | 2,206 | 0,07 | 552,00 | 13,00 | 15,80 | 222,40 | 307,40 | — | 457,4 | 768,7 | 4,60 | 57,20 | |
| 98 | 24,2 | 7,4 | 7,45 | 0,741 | 0,739 | n.d. | 194,50 | 7,00 | 13,40 | 34,10 | 451,90 | — | 137,3 | 35,8 | 2,50 | 59,50 | |
| 127 | 24,0 | 7,9 | 8,09 | 8,907 | 9,023 | 1,30 | 3100,00 | 28,58 | 12,15 | 32,06 | 792,00 | — | 1932,6 | 2100,0 | n.a. | 47,09 | |
| 128 | 24,0 | 7,3 | 7,50 | 1,040 | 1,071 | n.d. | 185,00 | 118,00 | 17,01 | 100,20 | 220,50 | — | 146,2 | 285,0 | n.a. | 40,41 | |
| 132 | 23,0 | 7,2 | n.a. | 1,153 | 1,185 | n.d. | 121,32 | 6,14 | 14,58 | 64,13 | 270,00 | — | 166,2 | 109,0 | n.a. | 30,27 | |
| 133 | 24,0 | 7,4 | n.a. | 0,320 | 0,343 | n.d. | 89,79 | 5,57 | 7,29 | 76,15 | 250,87 | — | 99,2 | 63,5 | n.a. | 30,04 | |

n.d.: no detectado; n.a.: no analizado; —: no contiene.

* g/l, ** oxígeno disuelto

cuenca de los lagos Devils (Dakota del Norte, EE.UU.).

La Fig. 4a muestra que el SO_4^{2-} se comporta como si fuese un constituyente conservativo hasta los 100 meq/L de Cl^- . Por encima de este valor la pendiente cambia, evidenciando una pérdida de este constituyente de la solución. En la zona de mantos de arena se reconocieron variaciones positivas de la relación inicial, posiblemente

por disolución mineral de sedimentos terciarios y cuaternarios con alto contenido en yeso. En la playa se evidencia una ligera pérdida de SO_4^{2-} , la cual coincide con una disminución de los contenidos de Ca^{2+} para las mismas zonas. Esto induce a pensar que, al menos en esta zona, el SO_4^{2-} es eliminado de la solución principalmente por precipitación como yeso y/o anhidrita.

TABLA 3. Principales relaciones iónicas en meqL⁻¹ (muestras de lluvia)^a

| Na ⁺ /Cl ⁻ | K ⁺ /Cl ⁻ | Mg ²⁺ /Cl ⁻ | Ca ²⁺ /Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻ |
|----------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|--|
| 1,10 | 0,38 | 0,18 | 0,68 | 0,58 |

^a Tomando como base los datos obtenidos por Risarcher y Fritz (1991).

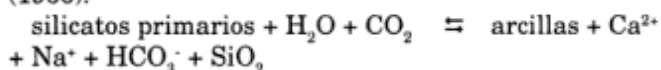
alta relación Ca²⁺/Mg²⁺. En la misma figura puede verse una disminución relativa de Mg²⁺ en las salmueras de los lagos intermitentes respecto de las salmueras subterráneas.

La disminución de la alcalinidad coincide con concentraciones de Cl⁻ superiores a los 100 meqL⁻¹ (Fig. 5a). Esta disminución quedaría perfectamente explicada por precipitación de calcita, aragonita y/o dolomita.

Algo similar ocurre con SiO₂, donde la concentración se mantiene aproximadamente constante hasta los 100 meqL⁻¹ de Cl⁻, mientras que a concentraciones mayores disminuiría, tanto por precipitación mineral como silicatos de magnesio, como por precipitación orgánica por diatomeas en vertientes y lagunas (Fig. 5b). En las aguas de la cuenca de los lagos Devils, el SiO₂ presenta un comportamiento similar, explicable por acción de diatomeas (Eugster y Jones 1979). Desde otro punto de vista este constituyente permanecería en su fase sólida, no siendo afectado por los procesos de redisolución de sales, dada su baja solubilidad.

Por su parte el pH presenta variaciones extremas (6,3 < pH < 9,8) en las zonas de aporte más próximas al salar (planicie de inundación distal, mantos de arena y vertientes), coincidiendo con concentraciones de Cl⁻ entre 10 y 100 meqL⁻¹ (Fig. 6c). En las zonas de aporte mencionadas, se produce la mezcla de acuíferos por la fractura Salinas Grandes - Salinas de Ambargasta (Dargám, en prep.) situación que explicaría el comportamiento del pH y el aumento de la alcalinidad.

Para valores de Cl⁻ inferiores a 10 meqL⁻¹ las aguas presentan una tendencia levemente alcalina a neutra (pH ≈ 7,3). Esta tendencia del pH puede ser explicada por procesos de hidrólisis de silicatos, los cuales pueden ser sintetizados según la ecuación propuesta por Jones (1966):



Si bien la hidrólisis de los silicatos no requiere del consumo de CO₂, este proceso produce un aumento de la concentración de OH⁻, provocando un cambio en la especiación del carbono inorgánico disuelto (CID). Este cambio se traduce en una disminución de la especie CO₂ y en un aumento de las especies CO₃²⁻ y HCO₃⁻.

El oxígeno disuelto (OD) en las aguas subterráneas, presenta una tendencia de subsaturación, tanto en las zonas de aporte como en el complejo salino. En las aguas superficiales, la tendencia se invierte, llegando a situaciones de sobresaturación (Fig. 6a).

Evolución de los índices de saturación

Del análisis de los índices de saturación (IS) de todas las especies involucradas, se pudieron diferenciar tres grupos principales, en función del comportamiento descrito durante su evolución desde las áreas de aporte hasta la zona de playa salina. El grupo (A) representa a aquellas especies minerales que covarían con el pH; el grupo (B) covaría con la concentración de SiO₂ y el grupo (C) con las concentraciones de Na⁺ y Ca²⁺ (Fig. 7).

En el grupo (A) podemos distinguir aquellas especies como calcita, dolomita, aragonita y talco cuya precipitación es termodinámicamente posible en la mayoría de los ambientes estudiados. La precipitación de las restantes especies pertenecientes a este grupo (sepiolita, hidromagnesita y magnesita) es más limitada y se encuentra restringida a los ambientes de pequeñas lagunas temporarias y vertientes del sector sur, coincidiendo con concentraciones de Cl⁻ comprendidas entre 50 y 1.000 meqL⁻¹ (Fig. 8). En el diagrama de estabilidad mineral (Fig. 9) están representadas todas las muestras, agrupadas por ambiente geomorfológico. En el mismo se puede observar que la calcita es la fase mineral más estable.

Del análisis del grupo (B) se deduce que las aguas se encuentran sobresaturadas respecto de las especies cuarzo y calcedonia en casi toda el área de aporte hasta el ambiente de mantos de arena. En las restantes especies (magadiita y sílice-amorfa) prevalece la condición de subsaturación, acentuándose para valores de Cl⁻ superiores a 100 meqL⁻¹ (Fig. 10).

En el grupo (C) las únicas especies que alcanzan IS positivos son yeso y anhidrita en el complejo salino, mientras que los índices de halita, thenardita y mirabilita evolucionan desde valores no inferiores a (-10) hasta valores próximos a los de saturación hacia el complejo salino (Fig. 11).

Mecanismos de incidencia restringida

Bajo esta denominación se encuentran aquellos procesos que tienen una ocurrencia espacial limitada a un solo tipo de ambiente o parte del mismo, pudiendo producir modificaciones sobre los valores de fondo impresos por los mecanismos regionales.

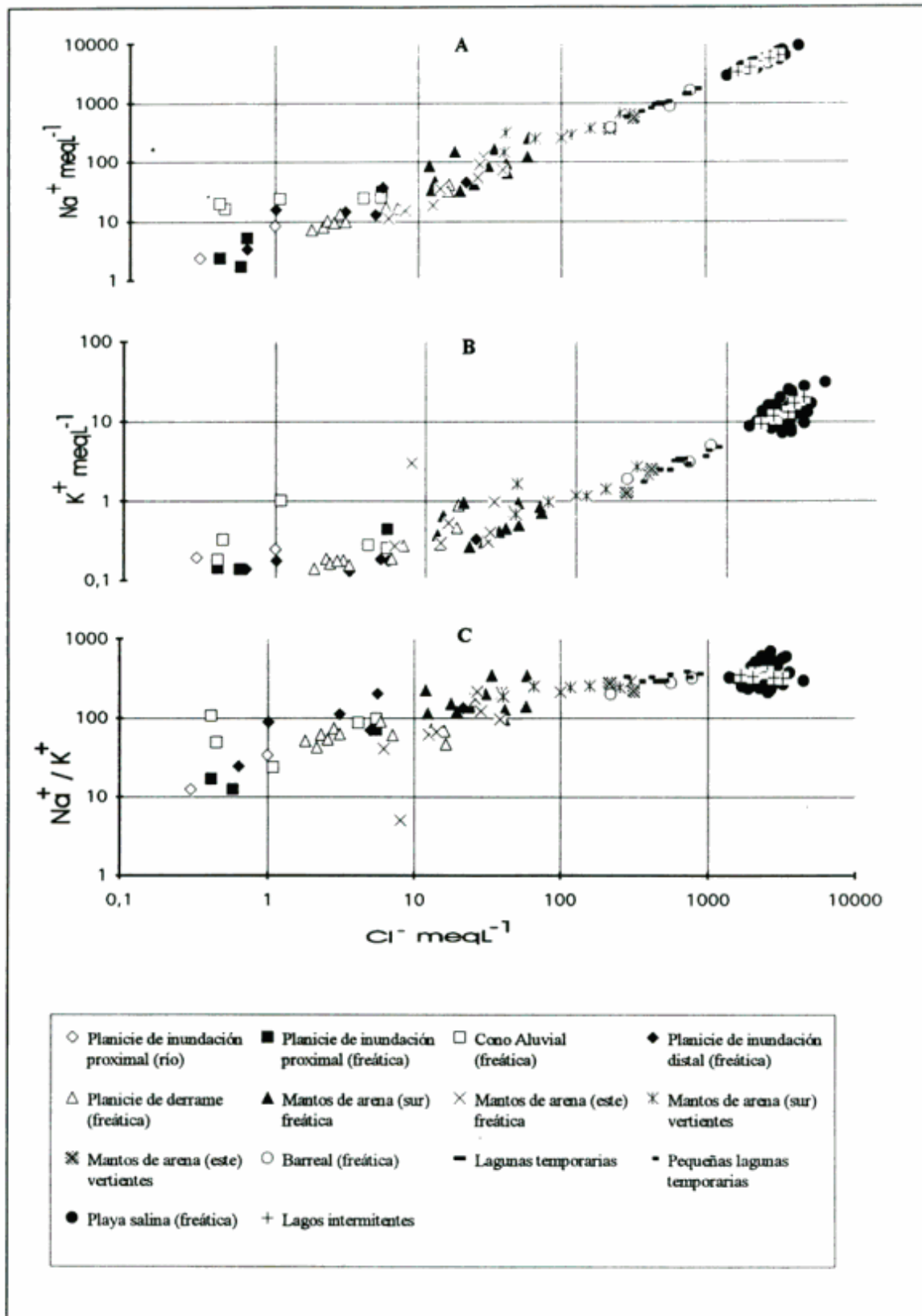


Figura 3: Gráfico log-log de las concentraciones de Na^+ , K^+ (A y B) y de la relación Na^+/K^+ (C) en meqL^{-1} , versus las concentraciones de Cl^- en las mismas unidades de medida. Fueron graficadas todas las muestras (desde las zonas de aporte hasta las lagunas intermitentes) discriminadas por ambiente geomorfológico.

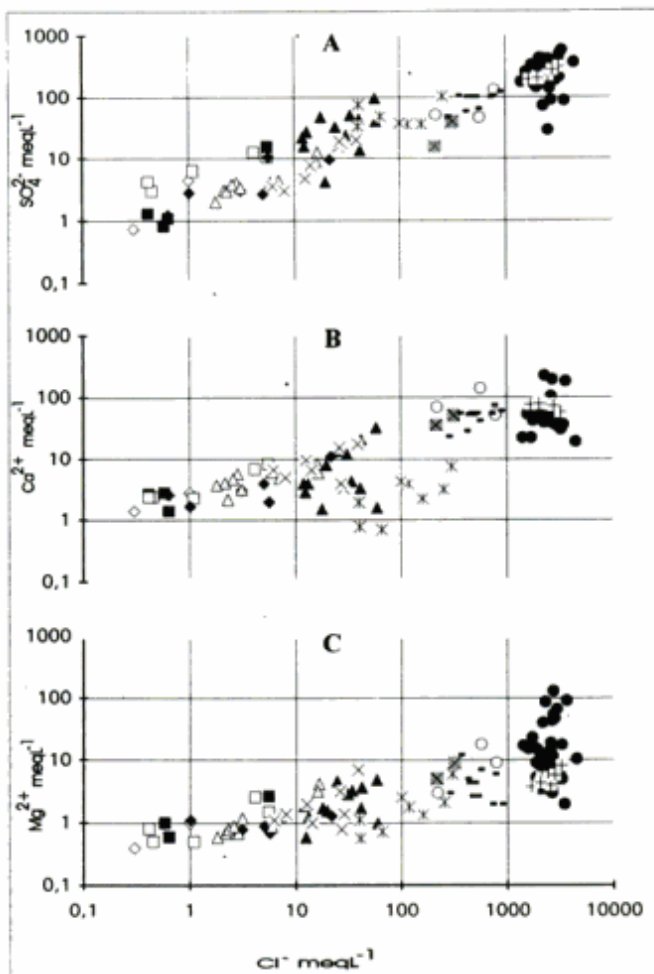


Figura 4: Gráfico log-log de las concentraciones de SO_4^{2-} (A), Ca^{2+} (B) y Mg^{2+} (C) en meqL^{-1} , versus las concentraciones de Cl^- en las mismas unidades de medida. Fueron graficadas todas las muestras (desde las zonas de aporte hasta las lagunas intermitentes) discriminadas por ambiente geomorfológico (Simbología como en Fig. 3).

Planicie de inundación

La variación de pH, OD y alcalinidad en el río Cruz del Eje podría estar indicando contaminación antropogénica de las aguas con posterioridad a la ciudad homónima, posiblemente por aumento de residuos orgánicos. Esto pudo ser inferido por comparación de los valores obtenidos en estaciones de muestreo localizadas a distancias no superiores a los 4 km aguas arriba y abajo de la ciudad (Tabla 4).

Pequeñas lagunas temporarias y vertientes

Relacionando el comportamiento de SiO_2 y la alcalinidad con el pH, se puede ver que en el ambiente de pequeñas lagunas temporarias del sector noreste (donde situaciones de hiperalcalinidad con $\text{pH} \approx 9$ son comunes), los valores de ambos parámetros disminuyen notable-

mente. Esta situación, no coincidente con los esquemas comunes observados en la naturaleza, podría ser explicada atendiendo a la génesis de estas lagunas.

De acuerdo al origen propuesto (Dargám, en prep.), la principal fuente para su formación son las precipitaciones atmosféricas sobre la playa salina y la escorrentía difusa. Esta situación provoca que las aguas se carguen con las sales más solubles y de mayor disponibilidad en la zona (e.g., halita y yeso), tendiendo los minerales restantes (e.g., carbonatos y silicatos) a permanecer en su fase sólida.

El pH de estas aguas se encuentra principalmente controlado por las especies disueltas derivadas de estas dos últimas sales, pero fundamentalmente por el sistema de los carbonatos (concentraciones 10 órdenes de magnitud superior a los silicatos). Las bajas concentraciones de estas sales le confieren a las aguas una baja capacidad reguladora. Bajo estas circunstancias, cualquier actividad biológica de consumo o producción de CO_2 , por poco representativa que fuese, podría producir una marcada variación de los parámetros asociados (e.g., pH, alcalinidad, CID y OD). En la Fig. 12 se puede observar como varía la especiación del CID, aumentando la concentración de CO_3^{2-} , en las pequeñas lagunas temporarias, hasta más del 50 % del CID.

Atendiendo al comportamiento observado por el CO_2 y el OD, se podría decir que la baja presión de CO_2

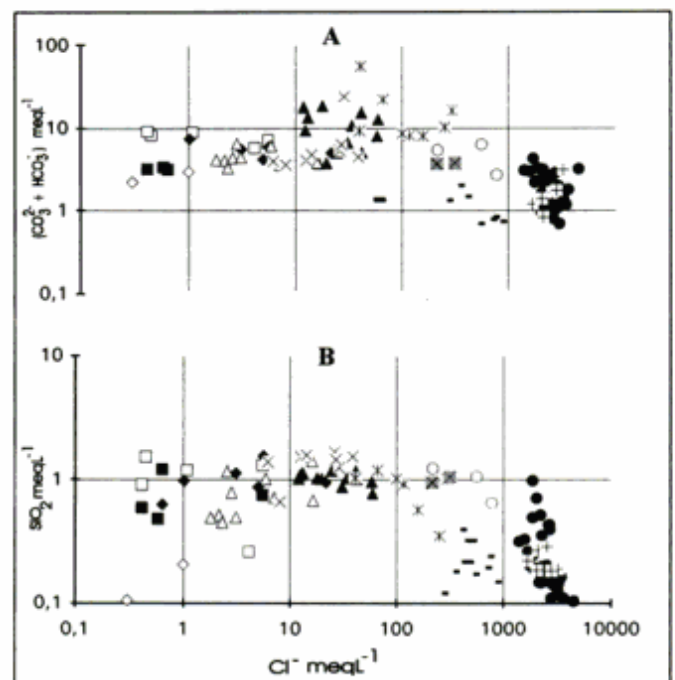


Figura 5: Gráfico log-log de las concentraciones de alcalinidad expresada como $(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$ (A) y SiO_2 (B) en meqL^{-1} , versus las concentraciones de Cl^- en las mismas unidades de medida. Fueron graficadas todas las muestras (desde las zonas de aporte hasta las lagunas intermitentes) discriminadas por ambiente geomorfológico (Simbología como en Fig. 3).

existente en estas lagunas respondería a una actividad fotosintética que deprimiría la concentración de CO_2 y a su vez mantendría una sobresaturación de OD (Fig. 6).

Un razonamiento similar cabe para las vertientes del sector sur, pero a diferencia del ambiente anterior, sus aguas presentan una mayor capacidad reguladora. En este ambiente se produce mayor consumo de CO_2 por fotosíntesis, el cual es compensado, parcialmente, por oxidación de la materia orgánica (MO) en el fondo de las vertientes. Esto lleva a la estratificación de los parámetros asociados en los lugares más profundos (Tabla 5). A pesar de existir estos procesos compensatorios, los altos valores de pH obtenidos hacen suponer que prevalece la fotosíntesis sobre la oxidación de la MO, produciendo una modificación en la especiación de la alcalinidad de estas aguas (Fig. 12).

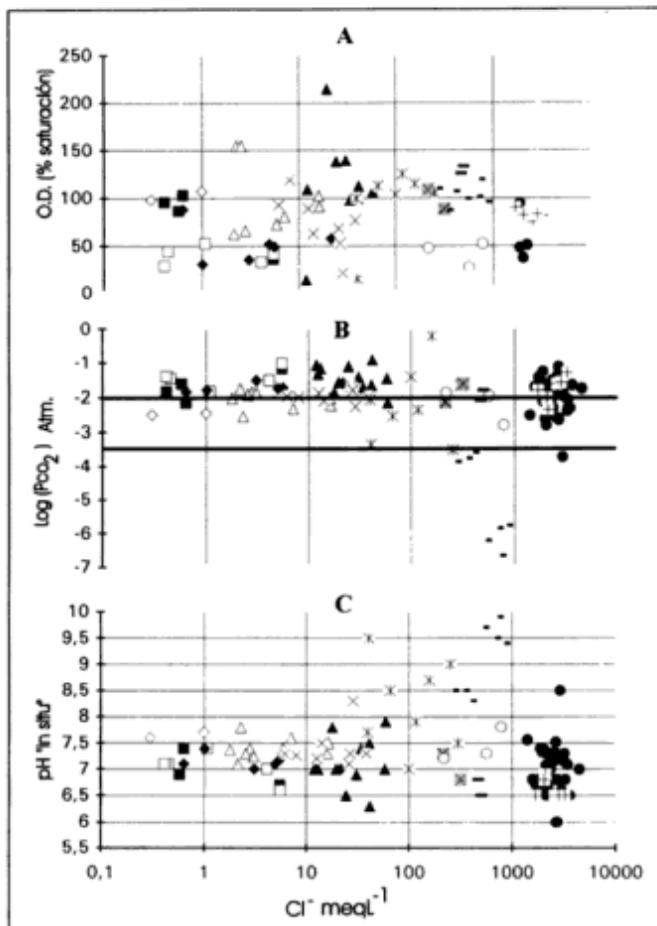


Figura 6: Gráfico log-aritmético mostrando la variación del porcentaje de saturación de oxígeno (OD) (A), la fluctuación de la Pco_2 (B) y del pH (C), tomando como referencia la concentración de Cl^- en meqL^{-1} . Fueron graficadas todas las muestras (desde las zonas de aporte hasta las lagunas intermitentes) discriminadas por ambiente geomorfológico (Simbología como en Fig. 3).

Lagos intermitentes

En el ambiente de lagos intermitentes, durante la estación de invierno (coincidiendo con una mayor activi-

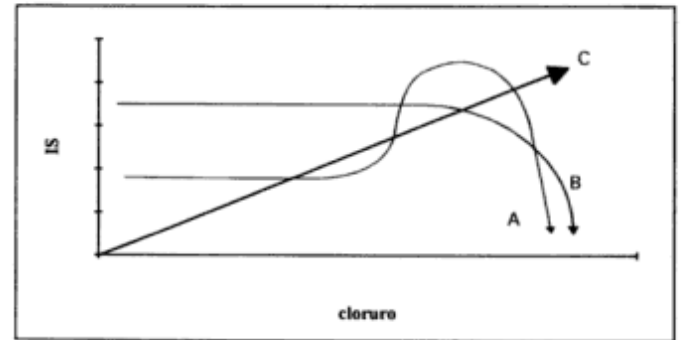


Figura 7: Principales esquemas evolutivos, seguidos por los índices de saturación (IS) desde las zonas de aporte hasta las lagunas intermitentes, tomando como referencia la concentración de Cl^- en meqL^{-1} . (A) especies minerales que covarían con el pH. (B) especies minerales que covarían con la concentración de SiO_2 . (C) especies minerales que covarían con las concentraciones de Na^+ y Ca^{2+} .

dad biológica), es común el desarrollo de una película orgánica-mineral, elástica, semipermeable, de aproximadamente 1 cm de espesor. Esta película se encuentra constituida por sedimentos palustres y MO de diversas fuentes, siendo más frecuentes los restos de *Artemia salina* y heces de *Phoenicoparrus* sp. Entre esta película y el sedimento de fondo se generan productos de fermentación como CO_2 , H_2 , acetato, propionato y butirato (Gariboglio y Smith 1993), por oxidación de la MO y consecuente consumo del O_2 . La MO constituye la principal fuente de energía aprovechable para el metabolismo de las bacterias reductoras de SO_4^{3-} .

Las dos principales características de esta película es limitar la fuente de O_2 y proveer MO. Esta situación lleva a que la oxidación de la MO sea limitada. Los gases generados quedan atrapados por la película orgánica, produciendo el desarrollo de pequeños domos o cámaras de forma elíptica a circular y en algunos casos anastomosadas. Las dimensiones varían desde 5 a 40 cm de diámetro y 1,2 a 6,5 cm de altura. Una vez consumido el O_2 y degradada la MO, se producen las condiciones óptimas para la activación de las bacterias reductoras de SO_4^{2-} halotolerantes como *Desulfovibrio salexigenes* y *Desulfovibrio desulfuricans*.

La fuente de SO_4^{2-} provendría del acuífero freático, ubicado a pocos cm del fondo de los lagos intermitentes, produciendo la mineralización del sedimento y el desarrollo de un horizonte reductor de color negro, ubicado a una profundidad promedio de 15 cm del fondo de los lagos.

Al disminuir la actividad biológica y el volumen de los lagos, las condiciones anaeróbicas continúan, pero esta vez por acción de la costra salina, que actúa limitando la fuente de MO.

Esquemáticamente, los pasos para la reducción del SO_4^{2-} serían los siguientes:

1. Depositación de MO y limitación de la fuente de O_2 .
2. Degradación de la MO y consumo de O_2 .
3. Activación de las bacterias reductoras de SO_4^{2-} , las que utilizan al S^{6+} como aceptor de electrones. Esta

situación continúa mientras se mantienen las condiciones anaeróbicas y la fuente de MO. Este tipo de mecanismo fue reconocido por Neev y Emery (1967) para explicar la pérdida de SO_4^{2-} en las aguas del Mar Muerto. La alteración de la superficie de fondo se encuentra documentada en los trabajos de Förstner *et al.* (1968) y Hardie (1978).

Es importante notar que los valores de subsaturación de O_2 observados en los lagos y la escasa diferencia existente en las concentraciones del CID entre estos lagos y el acuífero freático constituyen otra evidencia en apoyo a la génesis propuesta para los mismos, reconociendo a los aportes subterráneos como principal fuente para su formación. De esta forma, los valores de

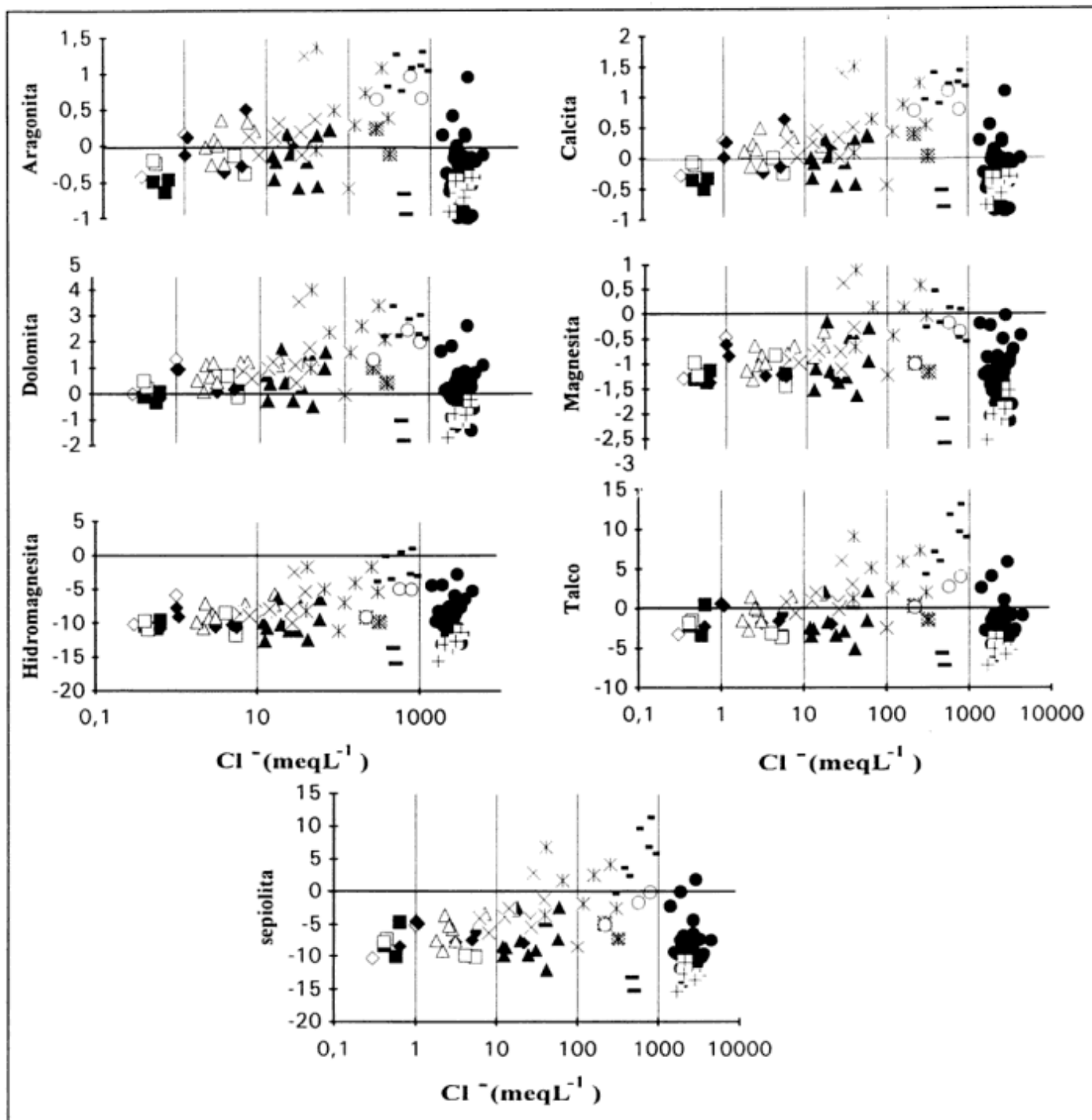


Figura 8: Evolución de los índices de saturación de las principales especies minerales que covarían con el pH, tomando como referencia la concentración de Cl^- en meqL^{-1} . Las muestras fueron agrupadas por ambiente geomorfológico (Simbología como en Fig. 3).

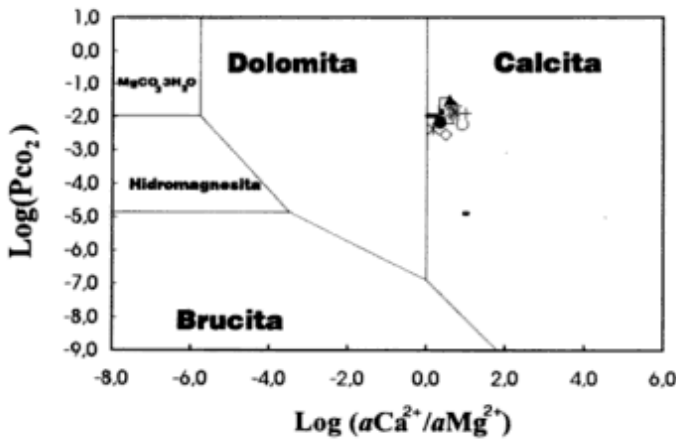


Figura 9: Diagrama de actividad para el sistema de los carbonatos. Cada punto en el gráfico representa el promedio para cada ambiente geomorfológico (Simbología como en Fig. 3).

subsaturación de O_2 revelarían la impronta heredada del acuífero freático, a la que se le sumaría el consumo de OD producido por los procesos de degradación de la MO en el fondo de los lagos. Se puede deducir que estos procesos producen un incremento de la PCO_2 y una consecuente disminución del O_2 y del pH, llevándolo, en los lagos intermitentes, a valores levemente ácidos (Fig. 6c). Este proceso produce modificaciones en la especiación del CID, notándose un ligero incremento en la concen-

tración de H_2CO_3 de los lagos intermitentes respecto del acuífero freático (Fig. 12).

Otro proceso importante de mencionar es el de difusión iónica. Dicho proceso cobraría importancia en la zona de lagos intermitentes, donde la freática se encuentra a pocos centímetros del fondo. A pesar de no haberse realizado medidas concretas sobre dicho proceso, su existencia se pudo inferir por el comportamiento del acuífero freático respecto del lago, notándose una estrecha similitud en la composición química de ambos. Este proceso se activaría por acción de las lluvias, las que disminuirían la concentración de solutos en los lagos y promoverían la migración de iones desde la freática hacia los lagos para equilibrar las concentraciones. Este proceso se vería interrumpido por la presencia de costra salina depositada en el fondo de los lagos, la que actuaría de barrera, impidiendo el intercambio iónico. Este tipo de proceso fue observado en el lago Abert (Oregon, EE.UU.) y el modelo de funcionamiento se encuentra documentado en el trabajo de Lerman y Jones (1973).

Conclusiones

En los ambientes de cono aluvial, pedimento y llanura de inundación se produce, por meteorización química, un aporte continuo de CID, SO_4^{2-} , Ca^{2+} y Na^+ , más

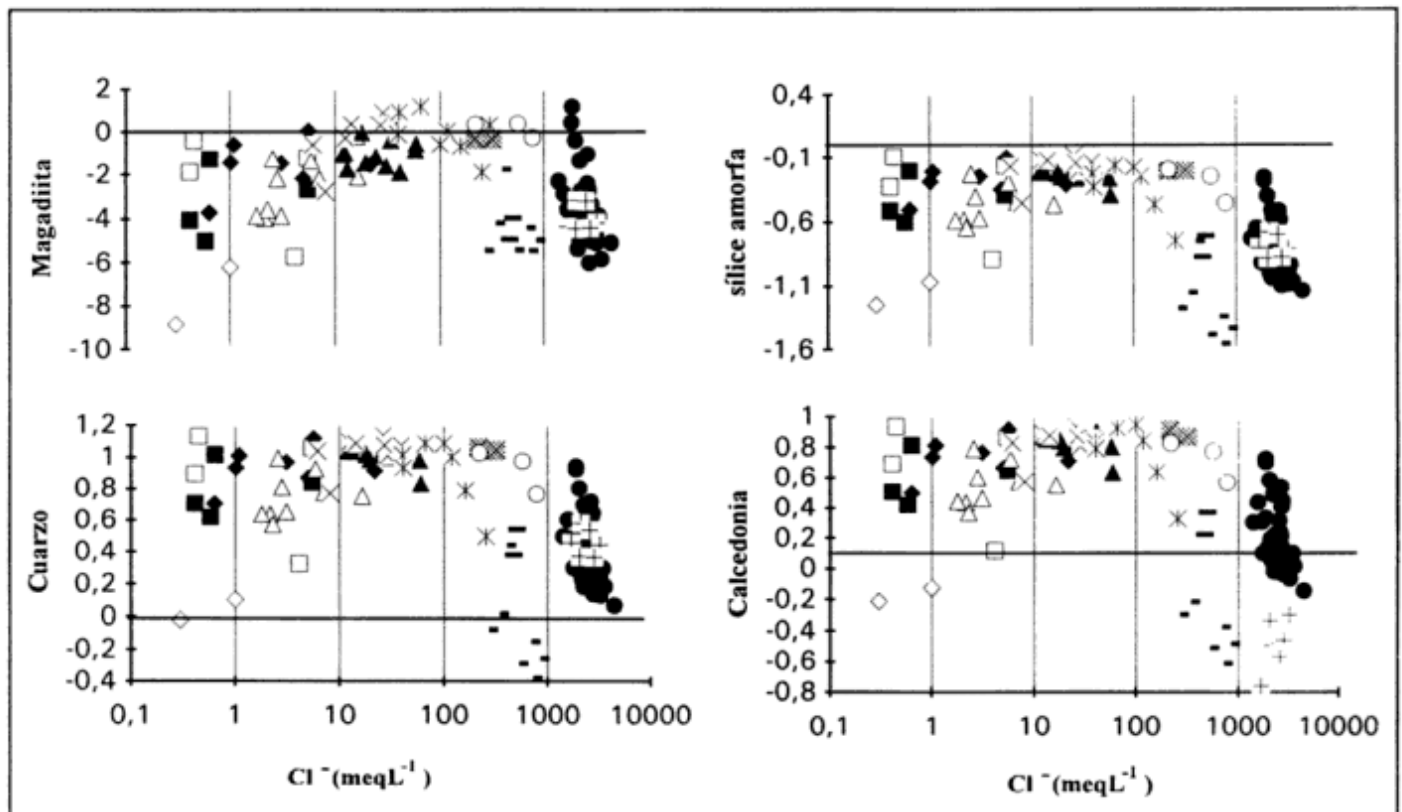


Figura 10: Evolución de los índices de saturación de las principales especies minerales que covarían con la concentración de SiO_2 , tomando como referencia la concentración de Cl^- en meqL⁻¹. Las muestras fueron agrupadas por ambiente geomorfológico (Simbología como en Fig. 3).

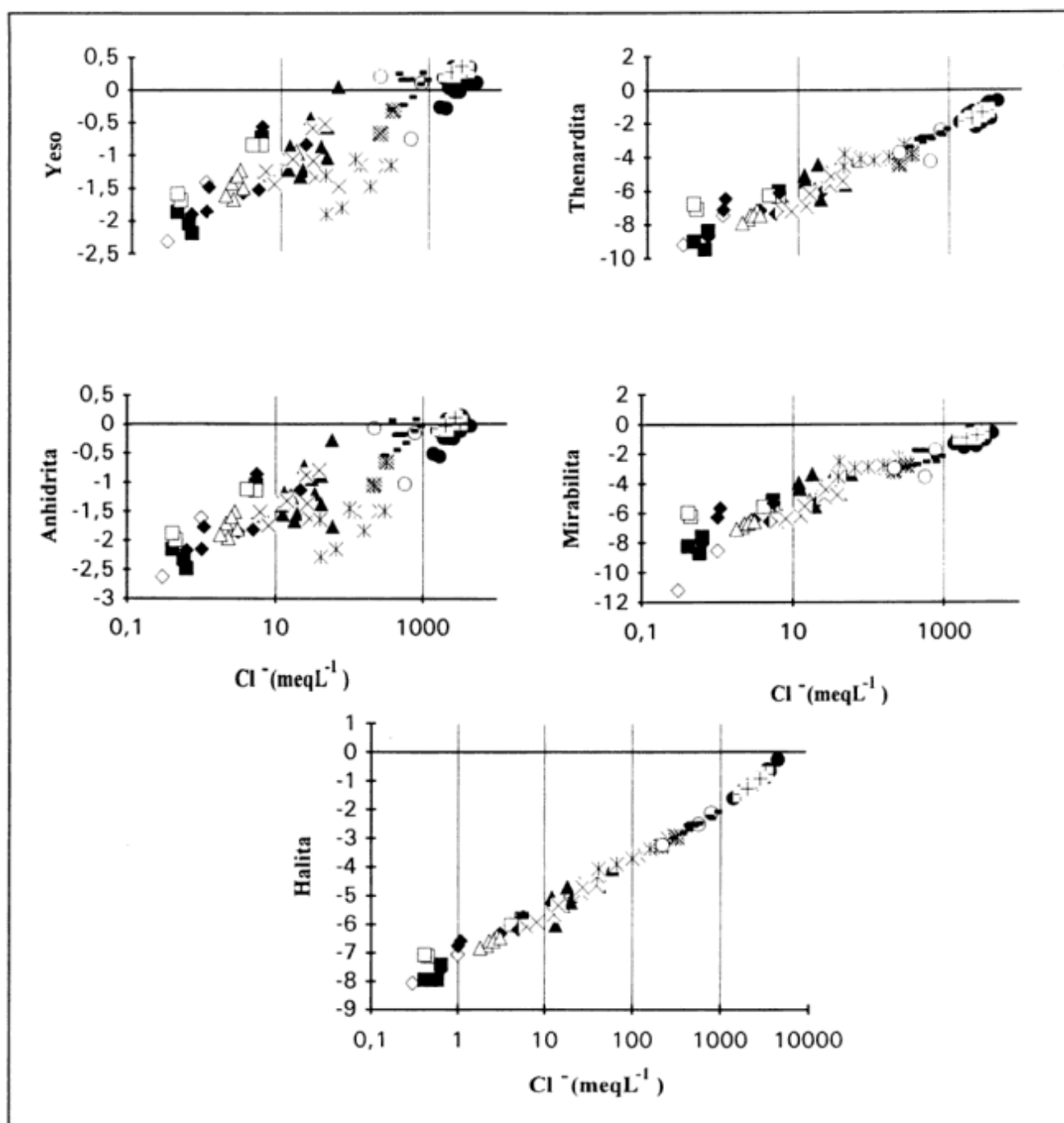


Figura 11: Evolución de los índices de saturación de las principales especies minerales que covarían con la concentración de Ca^{2+} (yeso y anhidrita) y con la concentración de Na^+ (halita, mirabilita y thenardita), tomando como referencia la concentración de Cl^- en meqL^{-1} . Las muestras fueron agrupadas por ambiente geomorfológico (Simbología como en Fig. 3).

acentuado en el fase diluida hasta los 100 meqL^{-1} de Cl^- .

Para concentraciones mayores de Cl^- , coincidiendo con los ambientes de mantos de arena, vertientes, barreal, playa, lagos y lagunas los procesos de evaporación-cristalización y disolución de minerales evaporíticos, se vuelven más importantes. Esto produce el fraccionamiento de las fases cloruradas y sulfatadas respecto de las fases carbonáticas y los silicatos.

Los procesos de intercambio catiónico provocan la

disminución de la concentración relativa de K^+ en los ambientes de pedimento y llanura de inundación.

El fraccionamiento de alcalinidad, Ca^{2+} , Mg^{2+} y SiO_2 por precipitación de calcita, aragonita, dolomita y/o silicatos (e.g., calcedonia, cuarzo) es termodinámicamente posible en todos los ambientes del área de aporte, aumentando la probabilidad de precipitación entre el ambiente de mantos de arena y barreal. La calcita constituye la fase mineral más estable para el sistema

TABLA 4. Valores promedio para el río Cruz del Eje (junio, 1993)

| | anterior a la ciudad | posterior a la ciudad |
|--|----------------------|-----------------------|
| pH | 8,07 | 7,65 |
| O.D. (% saturación) | 205 | 100 |
| Alcalinidad (como HCO ₃ mgL ⁻¹) | 391 | 158 |

de los carbonatos, debido a la alta relación Ca²⁺/Mg²⁺. Esto inhibe la existencia de dolomita y promueve la existencia de silicatos de Mg²⁺.

La precipitación de hidromagnesita, magnesita y sepiolita se encontraría restringida a los ambientes de vertientes y pequeñas lagunas temporarias, produciendo una disminución de Mg²⁺, SiO₂ y alcalinidad aguas abajo.

La precipitación de yeso y/o anhidrita es termodinámicamente posible a partir del ambiente de barreal

hasta los lagos intermitentes. En el ambiente de mantos de arena y vertientes, es posible la disolución de yeso, dado que el IS_{yeso} es negativo y los sedimentos presentan un alto contenido de este mineral.

La existencia de halita, mirabilita y thenardita se haría posible para valores de Cl⁻ superiores a los medidos (Cl⁻ > 10.000 meqL⁻¹). Las altas temperaturas registradas durante la etapa más concentrada de la salmuera (T > 35 °C) explicarían la falta de mirabilita y thenardita en la costra salina por fusión de estos minerales.

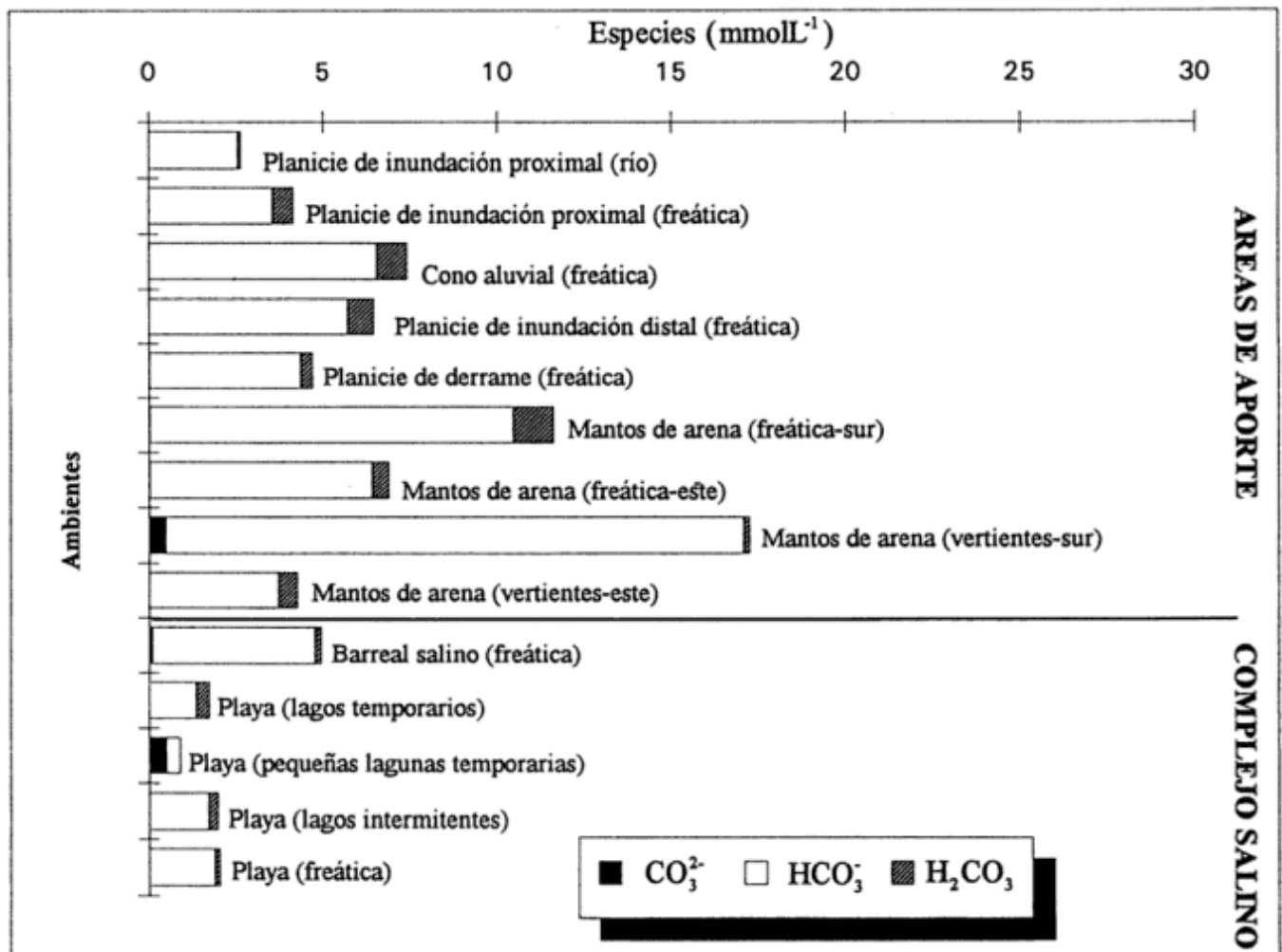


Figura 12: Variación de la especiación del carbono inorgánico disuelto (CID) en función de los distintos ambientes geomorfológicos. Las muestras fueron agrupadas por ambiente geomorfológico.

TABLA 5. Estratificación de los parámetros físicos y químicos (vertientes del sector sur)

| | en superficie | en profundidad |
|---|---------------|----------------|
| T (°C) | 19 | 16 |
| Conductancia ($\mu\text{mhos.cm}^{-1}$) | 6.000 | 6.100 |
| pH | 8,47 | 8,33 |
| O.D. (mgL^{-1}) | 11,59 | 24,56 |

En las pequeñas lagunas temporarias el aumento del pH es debido a la fotosíntesis, mientras que en la zona de vertientes del sector sur el aumento se produciría por acreencia de la actividad fotosintética y por pérdida de CO_2 hacia la atmósfera al emerger los acuíferos subterráneos.

El aumento de la alcalinidad y la gran variación del pH observado, para concentraciones de Cl^- comprendidas entre 10 y 100 meqL^{-1} , responderían a la mezcla de la freática con acuíferos más profundos (fractura Salinas Grandes-Salinas de Ambargasta).

En la zona de lagos intermitentes se produce oxidación de la MO y reducción bacteriana de SO_4^{2-} . Estos procesos traen aparejadas la mineralización del sedimento subyacente y la constitución de una morfología muy particular en el fondo de estos lagos, con la formación de domos que persisten aún al retirarse los mismos.

Agradecimientos

Se hace explícito el agradecimiento al apoyo brindado por la Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras de la provincia de Córdoba, por la asistencia recibida para la realización de las tareas de campaña. Se agradece especialmente a los municipios de Quilino, San José de las Salinas y Dean Funes quienes cedieron las instalaciones para el emplazamiento del laboratorio de campaña. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de Argentina (CONICET), al Consejo de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Provincia de Córdoba (CONICOR) y a la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba (SECyT), por los fondos otorgados para llevar adelante este proyecto de investigación. También se agradece a H.B. Nicolli y a A.J. Barros, por su apoyo en las tareas analíticas de laboratorio. En forma especial se agradece a los geólogos J.O. Martínez y J. Estruch por la valiosa cooperación en las actividades de campaña.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ball, J.W. y Nordstrom, D.K., 1991. User's manual for WATEQ4F, with revised thermodynamic data base and test cases for

- calculating speciation of major, trace, and redox elements in natural waters. United States Geological Survey, Open-File Report 91-183, 189 p., Menlo Park, California.
- Brown, E., Sokoustad, M.W. y Fishman, M.J., 1970. Methods for collection and analysis of water samples for dissolved minerals and gases. United States Geological Survey, Techniques of Water Resources Investigations, 5 (A1), 189 p., Washington, DC.
- Drever, J.I., 1988. The Geochemistry of Natural Waters. 2nd edition. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 429 p., New Jersey.
- Eugster, H.P., 1980. Geochemistry of evaporitic lacustrine deposits. Annual Reviews Earth Planetary Sciences, 8: 35-63.
- Eugster, H.P. y Jones, B.F., 1979. Behavior of major solutes during closed-basin brine evolution. American Journal of Science, 279: 609-631.
- Förstner, U., Müller, G. y Reineck, H.E., 1968. Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas in Bodensee. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abh. 109: 33-62.
- Gariboglio, M.A. y Smith, S.A., 1993. Corrosión e incrustación microbiológica en sistemas de captación de agua y conducción de agua. Aspectos teóricos y aplicados. Consejo Federal de Inversiones, Serie Investigaciones Aplicadas, Colección Hidrología Subterránea, 99 p., Buenos Aires.
- Gibbs, R.J., 1970. Mechanisms controlling world water chemistry. Science 170: 1088-1090.
- Gibbs, R.J., 1971. Mechanisms controlling world water chemistry: evaporation-crystallization process. Science 172: 870-872.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A.M., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2^{do} Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 577-650. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Hardie, L.A., 1968. The origin of the recent non-marine evaporite deposit of Saline Valley, Inyo County, California. Geochimica et Cosmochimica Acta, 32: 1279-1301.
- Hardie, L.A. y Eugster, H.P., 1970. The evolution of closed-basin brines. Mineralogical Society of America, Special Paper, 3: 273-290.
- Hardie, L.A., Smoot, J.P. y Eugster, H.P., 1978. Saline Lakes and Their Deposits: a Sedimentological Approach. En: Matter A. y Tucker A. (Eds.): Modern and Ancient Lake Sediments. pp 7-41. International Association of Sedimentologist.
- Introcaso, A., Lion, A. y Ramos, V.A., 1987. La estructura profunda de las sierras de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42(1-2): 177-187.
- Jacobson, G., Jankowski, J. y Chen, X.Y., 1991. Solute budget for an arid-zone groundwater system, Lake Amadeus, central Australia. Australian Journal of Earth Sciences, 38: 1-14.
- Jankowski, J. y Jacobson, G., 1990. Hydrochemical processes in groundwater-discharge playas, central Australia. Hydrological Processes, 4: 59-70.
- Jones, B.F., 1966. Geochemical evolution of closed basin water in the Western Great Basin. Northern Ohio Geological Society, 2nd Symposium on Salt, Cleveland, 1: 181-200.
- Jones, B.F., Eugster, H.P. y Rettig, S.L., 1977. Hydrochemistry of the Lake Magadi basin, Kenya. Geochimica et Cosmochimica Acta, 41: 53-72.

- Kharaka, Y.K., Gunter, W.D. y Aggarwal, P.K., 1988. SOLMINQ.88: A computer program for geochemical modeling of water-rock interactions. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations, Report 88-4227, 207 p., Menlo Park, California.
- Kilham, P., 1990. Mechanisms controlling the chemical composition of lakes and rivers: Data from Africa. *Limnology and Oceanography*, 1(35): 80-83.
- Lerman, A. y Jones, B.F., 1973. Transient and steady-state salt transport between sediment and brine in closed lakes. *Limnology and Oceanography*, 1(18): 72-85.
- Lowenstein, T.K. y Hardie, L.A., 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology*, 32: 627-644.
- Lucero Michaut, H.N., 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucuman. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 293-348. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Neev, D. y Emery, K.O., 1967. The Dead Sea. Depositional processes and environments of evaporites. *Bulletin of Geological Survey of Israel*, 41: 1-147.
- Rettig, S.L., Jones, B.F. y Risarcher, F., 1980. Geochemical evolution of brines in the salar of Uyuni, Bolivia. *Chemical Geology*, 30: 57-79.
- Risarcher, F. y Fritz, B., 1990. Quaternary geochemical evolution of the salars of Uyuni and Coipasa, Central Altiplano, Bolivia. *Chemical Geology*, 90: 211-231.
- Risarcher, F. y Fritz, B., 1991. Geochemistry of bolivian salars, Lipez, southern altiplano: origin of solutes and brine evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 687-705.
- Sonnenfeld, P. and Perthuisot, J.P., 1989. Brines and Evaporites. En: Crawford M.A. y Padovani E. (Eds.). *Short Course in Geology*. pp. 1-126. American Geophysical Union.
- Stallard, R.F. y Edmond, J.M., 1981. Geochemistry of the Amazon, precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved load at the time of peak discharge. *Journal of Geophysical Research*, 86: 9844-9855.

Recibido: 2 de junio, 1994

Aceptado: 23 de diciembre, 1994

Esquema geomorfológico del sector norte del valle del río Cuevas, entre Puente del Inca y Las Cuevas, Provincia de Mendoza

Fernando X. PEREYRA

Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1428 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Geomorphological scheme for the northern sector of Cuevas river valley, between Puente del Inca and Las Cuevas, Mendoza Province. The characteristics and genesis of the landforms and landscape of an area of Cordillera Principal were studied. This section of the Cordillera is subject to high mountain climate and periglacial conditions, and was affected by important compressional tectonic events in the Cenozoic (Orogenia Andina). The landscape was principally carved by the action of glaciers, during the Pleistocene glaciations. Fluvial action, mass-wasting and cryogenic processes have modified this landscape. Mass-wasting, in particular, is a major process today in the valleys of the region, where long, steep slopes (resulting from tectonic, fluvial and glacial activity) induce slope failures. These are reflected in a wide range of different landforms (debris flows, slides, rockfalls, rock glaciers, etc.).*

Introducción

Se estudian las geoformas presentes en un sector de la Cordillera Principal de Mendoza, ubicado al norte del valle del río Cuevas, entre el valle de Los Horcones y el límite internacional (69°50' y 70°10' long. O y 32°45' y 32°55' lat. S). Las localidades de Puente del Inca y Las Cuevas se ubican en la misma, accediéndose a ellas mediante la ruta nacional N°7 (Fig.1).

El área de estudio se encuentra comprendida en la provincia geológica de Cordillera Principal. Las unidades aflorantes son: a) Formación La Manga (Oxfordiano) compuesta por conglomerados finos a gruesos con areniscas calcáreas, calizas y brechas calcáreas, en bancos masivos y laminares con intercalaciones de margas; b) Formación Auquilco (Oxfordiano-Kimmeridgiano) compuesta por niveles de evaporitas yesosas; c) Formación Tordillo (Kimmeridgiano), areniscas y conglomerados rojos y gris-verdosos, continentales, con intercalaciones volcánicas y volcanoclásticas; d) Grupo Mendoza (Tithoniano-Hauteriviano), secuencia marina somera compuesta por niveles de pelitas, calizas, areniscas calcáreas y margas de coloraciones negras, verdes, amarillas y grises, portadora de amonites; e) Formación Diamante (Jurásico superior-Cretácico inferior), compuesta por areniscas finas a medias, rojas y grises, de ambiente continental, con intercalaciones de conglomerados, pelitas y piroclastitas; f) Formación Juncal (Cretácico inferior), con piroclastitas e ignimbritas con niveles lávicos y diques. Presentan colores grises, rojos y verdes e intercalaciones de areniscas y pelitas fluviales y lacustres; g) Formación Farellones (Mioceno) compuesta en el área por diques de composición dacítica, andesítica y diorítica y h) Formación Santa María (Mioceno) correspondiente a una potente secuencia de

sedimentitas (conglomerados y areniscas) continentales, aluviales.

La estructura corresponde a la típica configuración de faja plegada y corrida, producida por la Orogenia Andina (Cegarra y Lo Forte 1991). Predominan los corrimientos con vergencia al este, de rumbo norte-sur e inclinaciones que oscilan entre los 50° y 70°. La superficie de despegue de los mismos está constituida por los niveles de yeso de la Formación Auquilco, dado su carácter incompetente. Vinculados a esta importante estructuración compresiva se reconocen numerosos sinclinales y anticlinales, un marcado diaclasamiento y fracturación de las rocas, así como fenómenos vinculados a diapiros de yeso.

El clima tiene las características típicas de un clima de alta montaña. Está caracterizado por temperaturas por debajo de los 0° durante buena parte del año. Las precipitaciones oscilan entre 400 y 500 mm (aumentando hacia el oeste), concentradas preferentemente en invierno y bajo la forma de nevadas (Ahumada 1991). Debido a la importante diferencia de altura entre ambos extremos de la zona estudiada (Puente del Inca, 2750 m y Las Cuevas 3300 m) pueden diferenciarse dos pisos altitudinales. Las temperaturas media en enero en Puente del Inca son de 14°C y en Las Cuevas de 9°C, mientras que en Julio son de 1°C y -6,8°C, respectivamente. La amplitud térmica en verano es de importancia (suele superar los 20°C).

Geomorfología

La zona presenta una amplia gama de geoformas producidas por diferentes procesos y agentes geomórficos, constituyendo un paisaje de tipo compuesto y complejo.

Utilizando los criterios propuestos por Barsch y Caine (1984) (basados en la variación espacial del relieve relativo), la zona estudiada puede ser considerada como un sistema de alta montaña (variaciones superiores a los 1000 m en menos de 5 km de distancia), con una serie de subsistemas morfodinámicos denominados: a) sistema glaciar, b) sistema de detritos gruesos, c) sistema de detritos finos y d) sistema geoquímico. Estos dos últimos serían menos importantes en la región estudiada, si se consideran sus efectos y la participación relativa en la movilización y depositación del material. Como el resto de los sistemas montañosos del mundo, la región exhibe una gran variabilidad morfodinámica. Las altas tasas de erosión y sedimentación son producto de eventos episódicos en el tiempo y discontinuos en el espacio.

La estructura y la tectónica, propia de una faja plegada y corrida con importante acortamiento cortical horizontal y consecuente apilamiento de escamas tectónicas, constituye el principal factor determinante de las características del paisaje, manifestándose de múltiples maneras. Entre ellas la elevación de la zona, cuyo nivel más bajo es de 2700 m s.n.m, lo cual determina principalmente las características del clima, influyendo por lo tanto, en la variada acción y relaciones de los distintos procesos geomórficos actuantes. En segunda instancia, la magnitud y lo relativamente reciente de la Orogenia Andina, han dado lugar al importante relieve relativo y pendientes con altos valores de inclinación. Otros factores son la orientación dominante de las quebradas, controlada por la actitud espacial de los frentes de corrimiento y escamas, resultando en una marcada asimetría de procesos y geoformas en relación a la insolación y el diaclasamiento, clivaje y fracturación de las rocas, lo que sumado a las características climáticas y la presencia de una cobertura vegetal de escasa magnitud han facilitado una marcada meteorización física, especialmente por congelifración, constituyendo una fuente activa de provisión de detritos.

El clima actúa a través del predominio relativo de los diferentes agentes geomórficos, en este caso particularmente la acción del hielo, de mucho mayor actividad en

el pasado. Las geoformas que resultaron de esta acción se encuentran actualmente modificadas por la acción de otros procesos, principalmente la remoción en masa y la acción fluvial. Son comunes las geoformas derivadas de fenómenos criogénicos, propios de un ambiente periglacial y otras formas menores vinculadas a fenómenos de disolución (en los yesos de la Formación Auquilco). En el esquema geomorfológico (Fig. 2) es posible observar la distribución de las principales geoformas.

Geoformas de origen glaciar

Se han reconocido formas de erosión y de depositación, las primeras más ampliamente representadas. Sobresale la configuración de los valles, antiguas artesas glaciarias, en las que, si bien se encuentran modificados por la acción de los procesos presentes, aún se reconocen sus rasgos primarios (perfil transversal en forma de U). Las quebradas que presentan mejor preservadas las características glaciarias son las quebradas Tolosa oriental, Tolosa sur y Paramillos de Las Cuevas. En algunos sectores es posible observar evidencias de exaración y "hombreras". En las quebradas Tolosa oriental, Tolosa sur y Nevado del Matienzo, se observan resaltos en el perfil longitudinal de las mismas. Los circos glaciarios también están ampliamente distribuidos.

En numerosos sectores se observan depósitos morénicos, correspondientes a morenas de fondo y frontales. Estas se encuentran mejor preservadas en la zona de Confluencia, donde convergían las masas de hielo procedentes de la quebrada de Los Horcones inferior y de la quebrada de Tolosa oriental, afluente de la anterior. Los depósitos morénicos superan los 70 m de espesor aflorante, presentando una configuración superficial ondulada, con bloques erráticos de hasta 2 m de diámetro, principalmente de brechas andesíticas y areniscas (formaciones Juncal y Tordillo). Los bloques se encuentran dispersos en una matriz principalmente limosa con importante participación calcárea. Los bloques y clastos presentan estrías, surcos y marcas semilunares. Estos depósitos muestran una marcada disección fluvial y aterrazamiento. También se observan depósitos morénicos en las desembocaduras de las quebradas Blanca, Navarro y de Los Dedos.

Los depósitos glaciales alcanzan importante desarrollo areal, encontrándose bien representados en la zona de Playa Ancha y la quebrada de Matienzo. Este mayor desarrollo puede deberse a que estas quebradas son más anchas. Las lenguas glaciarias de las mismas alcanzaron gran magnitud (persistiendo hasta tiempos más recientes), ya que se encuentran a cotas mayores y presentan numerosas quebradas tributarias (con las características de ser "colgantes"). Asimismo han sido reconocidos depósitos glaciales (correspondientes a planicies de *outwash*) a cotas mayores, parcialmente



Figura 1: Mapa de ubicación.



Figura 2: Esquema geomorfológico. Referencias: 1-Puente del Inca, 2-Paramillos de los Horcones, 3-Confluencia, 4-Quebrada Tolosa oriental, 5-Playa Ancha, 6-Quebrada del Durazno, 7-Cerro Tolosa, 8-Valle del Río Cuevas, 9-Quebrada de las Leñas, 10-Paramillos de las Cuevas, 11-Cerro México, 12-Cerro Dedos, 13-Quebrada del Hombre Cojo, 14-Las Cuevas, 15-Quebrada de Matienzo, 16-Nevaldos del Matienzo. a-pendientes con reptaje y caídas de rocas dominantes, b-pendientes con afloramientos rocosos dominantes, c-glaciares y depósitos glaciares actuales, d-depositos glaciares antiguos, e-glaciares de roca, f-depositos fluviales y glaciares actuales, g-depositos glaciares antiguos, h-zonas de arranque, i-conos de deyección, j-abanicos aluviales, k-movimientos complejos (flujos y deslizamientos), l-deslizamientos rotacionales, m-zonas de transporte de movimientos de remoción en masa, n-principales cursos fluviales, ñ-cursos secundarios, o-divisorias rocosas.

aterrazados, en diversos sectores de la quebrada de Los Horcones y en el valle del río Cuevas (ver Pereyra y González Díaz 1993 y Espizúa 1993).

En la actualidad, los glaciares se encuentran restringidos a los circos, con escasa extensión en los valles, salvo el caso del Glaciar Fitzgerald, que tiene sus nacientes al pie del cerro Aconcagua y se encuentra al norte de Confluencia. En las quebradas Tolosa oriental, Paramillos de Las Cuevas, de Los Dedos y Nevado del Matienzo, se reconocen pequeños cuerpos de hielo, muy cubiertos por detritos (de tipo *debris covered glaciers*), los cuales gradan, en sus sectores distales, a glaciares de roca. Si bien escapa a los objetivos del presente trabajo el establecer una estratigrafía de los depósitos glaciares, es posible reconocer al menos tres niveles morénicos (excluyendo los depósitos actuales), correspondientes a otras tantas posiciones de los hielos en el pasado, observables los valles de Los Horcones y del río Cuevas, en la zona comprendida por el presente estudio (Rabassa y Clapperton 1990 y Espizúa 1993). De más distal (y más antigua) a más proximal se encontrarían los Drifts Punta de Vacas (ubicado al este de la zona estudiada), Penitentes (el cual se extendería hasta la zona, reconociéndose algunos niveles probables en la zona de Puente del Inca), Horcones, en Paramillos de los Horcones, finalizando con los correspondientes a los drifts Almacenes y Confluencia. Sin embargo, en el apartado correspondiente a los procesos de remoción en masa se volverá sobre la "morena de Los Horcones". Todos estos niveles serían atribuibles a la última glaciación y a avances del Neoglacial (Wisconsin; Rabassa y Clapperton 1990). El Drift Horcones y el Almacenes, corresponderían al Tardiglacial (14000-10000 A.P., según Espizúa 1993 o entre 15000 y 6000 años A.P., según Rabassa y Clapperton 1990). Por su parte el Drift Confluencia correspondería a un avance del Neoglacial (<5000 años A.P.).

Geoformas criogénicas y de remoción en masa

Adquieren gran desarrollo en la zona estudiada. Diversos factores concurren para hacer posible esta situación, ya sean intrínsecos a la litología y estructura, como los propios del contexto geomórfico, incluyendo las condiciones climáticas. Entre las características particulares de la Alta Cordillera, que explican la ocurrencia de estos fenómenos, se destacan la altura, el clima frío, el relieve relativo, la escasa cobertura vegetal, el volumen y tipo de precipitaciones, y la existencia de factores que pueden actuar como disparadores (por ejemplo terremotos). Se reconocen tres grupos principales de geoformas (siguiendo las denominaciones propuestas por Hutchinson 1988, en Brunson 1993): a) glaciares de rocas y otras formas criogénicas (deslizamientos de la capa activa, *active layer slides* y lóbulos de geliflucción), b) conos de talud, formadas principalmente por reptaje,

con participación de caídas de rocas (*rockfalls* y *debris slides*) y avalanchas de detritos y nieve (estas últimas con participación de material detrítico) y c) geoformas producidas por flujos y deslizamientos de diferentes tipos y dimensiones.

Glaciares de rocas y geoformas criogénicas

Son una de las formas más conspicuas de la zona, constituyendo, junto con el sector de la Alta Cordillera de San Juan (inmediatamente al norte), y según Corte (1976), la zona posiblemente más grande de glaciares de rocas en el mundo. Diversos motivos hacen posible esta situación (basándose en Martin y Whalley 1987 y en Corte 1987): 1) el clima, frío con temperaturas menores a 0°C durante buena parte del año (lo que permite la existencia de permafrost), "continentalidad" y precipitaciones nivas importantes (aspecto discutido, según sea la génesis y mecanismos de movimientos considerados, véase Whalley y Martin 1992), 2) tipo de roca, principalmente para la región: andesitas, brechas andesíticas y areniscas muy litificadas, con importante clivaje y diaclasamiento debido a la importante actividad tectónica, 3) exposición: orientación de las pendientes, 4) topografía abrupta, altas pendientes e importante relieve relativo, 5) existencia de grandes acumulaciones previas de detritos, debido a las altas tasas de producción de material detrítico por intenso crioclastismo, y 6) la existencia de una importante acción glaciaria en el pasado reciente, evidenciada por la presencia de cuerpos de hielo remanentes y de circos y nichos de nivación que favorecen la formación de los glaciares de roca, debido a su particular configuración morfológica.

Los glaciares de rocas son formas de acumulación, compuestas por clastos de diversos tamaños, cuyo movimiento resulta de la presencia de hielo intersticial entre el material detrítico, dándose el movimiento por *permafrost creep*, si se consideran los glaciares de roca de tipo "cementados por hielo" (Martin y Whalley 1987). Otros dos tipos de mecanismos de movilización han sido propuestos (Martin y Whalley 1987 y Vitek y Giardino 1987): por la acción del hielo (en el caso de los glaciares de roca de núcleo de hielo, *debris covered glaciers* y *ice cored rock glaciers*) y por movimientos rápidos, para el caso de los glaciares rocosos vinculados a deslizamientos de rocas y detritos. Existe una gran controversia (véase Vitek y Giardino 1987), respecto a la génesis y clasificación de los glaciares de roca. Corte (1976), diferencia dos tipos principales de glaciares de roca, denominados primarios y secundarios. Los primarios (o "verdaderos") se forman a partir de la acumulación de material detrítico proveniente de los laterales de los valles por diversos procesos (reptaje, soliflucción, etc.) con hielo intersticial. Los secundarios se producen por la fusión del hielo de los

glaciares de valle, con una espesa cobertura detrítica, formando una serie continua, que incluye a las denominadas morenas con núcleos de hielo. Los glaciares "secundarios" alcanzan mayores dimensiones y presentan dos fases: fase de termokarst (en la parte proximal) y de detrito estructurado (en la parte distal). Potter (1972, en Martin y Whalley 1987), en forma homóloga propone la diferenciación de glaciares de roca de origen glaciario (*ice core'd*) y de tipo no glaciario (o criogénicos, según Martin y Whalley 1987), *ice cemented*.

En la zona se han reconocido glaciares de roca de ambos tipos. Los glaciares primarios son, según su forma en planta, lenguados (más largos que anchos) y lobados (más anchos que largos). Se ubican en las laderas orientadas al sur y al este, principalmente en las quebradas Tolosa sur, Las Leñas y tributarias de la de Matienzo. Presentan pequeñas dimensiones (algunas decenas de metros) y el material constituyente es de variada composición, anguloso y con tamaños generalmente inferiores a los 30 centímetros. La mayoría se encuentran activos, lo que se evidencia por sus abruptos frentes y ausencia de vegetación. Presentan líneas de flujo longitudinales, en la parte proximal y crestas transversales, en la parte distal.

Los glaciares de tipo secundario han sido reconocidos en las quebradas Tolosa oriental, Paramillos de Las Cuevas, México, de Los Dedos y Nevados del Matienzo. Poseen mayores dimensiones y son de formas lenguadas. Los hay activos e inactivos. El material componental es anguloso, con clastos de mayores dimensiones (los de un metro son frecuentes). Puede observarse, en la mayoría de los casos, la existencia de una serie continua, desde el glaciario de hielo cubierto de detritos hasta la fase de detrito estructurado, pasando, en la parte cercana al hielo descubierto, por la fase de termokarst. La distribución de los glaciares de roca muestra en la región una marcada asimetría, característica por demás frecuente en la distribución de los glaciares de roca en otras partes del mundo y señalada por numerosos autores (véase Corte 1987). Así, en aquellos laterales de los valles orientados hacia el sur son mucho más frecuentes y aparecen a cotas menores (generalmente a partir de los 3000 m), mientras que en aquellos orientados al norte (y por lo tanto más insolados), la capa de permafrost activa aparece a alturas mucho mayores, generalmente por encima de los 3700 m, como por ejemplo en las quebradas Blanca y de Navarro, ambas inmediatamente al sur de la zona estudiada.

Además de los glaciares de rocas se han reconocido lóbulos de geliflujión, suelos estructurales (poligonales) y listas de piedra. Los lóbulos de geliflujión se encuentran principalmente en el valle del río Cuevas y en la quebrada de Matienzo. Son más frecuentes en las laderas más insoladas (orientadas al norte) ya que el descongelamiento es más importante en las mismas. También han sido reconocidos sectores en los cuales ha tenido lugar o tiene lugar el deslizamiento de la capa

activa, dando como resultado la presencia de pendientes irregulares, con pequeños "escalones" en las mismas. Los suelos estructurales se han observado principalmente en la quebrada Tolosa oriental, por encima de 3500 m s.n.m. Forman polígonos de alrededor de 50 cm de diámetro, con los clastos mayores (de hasta 10 cm) hacia los bordes. En zonas de mayor pendiente (20°, aproximadamente) se observan listas de piedra, con una separación entre listas de 30-40 cm y clastos angulosos y de 5-10 cm de diámetro.

Conos de talud, reptaje y talud de caídas de rocas (*rockfall talus*)

El reptaje es uno de los procesos más ampliamente representado, afectando prácticamente todas las laderas e implicando a todas las litologías. El reptaje es un movimiento de tipo laminar, esencialmente sin deformación de la masa, que en la región tiene lugar principalmente por *frost-creep*. Los clastos son angulosos y de tamaños variables según cuáles sean las rocas de procedencia. El intenso crioclastismo y la ausencia de vegetación favorecen su amplia distribución. Las geoformas más frecuentes son los conos de talud o deyección (con pendientes superiores a los 30°), los cuales suelen coalescer. Las pendientes, en un corte longitudinal, en general presentan afloramientos rocosos, subverticales en su parte superior, un sector medio plano y uno inferior cóncavo. En aquellos conos de mayores dimensiones, se forman pequeños cursos, por los cuales circula agua esporádicamente y por los cuales se encauzan pequeños torrentes de barro (*debris flows*); ocasionalmente es posible reconocer una transición entre los tipos esencialmente coluviales y los aluviales.

Asimismo son frecuentes aquellas pendientes en las cuales predominan las caídas de rocas, conformando las denominadas *rock fall talus*, a su vez parcialmente modificadas por *debris flows* y avalanchas de nieve y detritos (en forma análoga a la señalada por Owen 1991, en el Karokoram). Los efectos de este tipo de avalanchas pueden ser constatadas a partir de sus efectos sobre distintas construcciones en la región, especialmente en la zona de Puente del Inca. Las caídas de rocas son generalmente de dimensiones menores (comparadas con otras geoformas de la región). Forman campos de bloques, algunos de los cuales pueden alcanzar varios metros de diámetro. Forman conos simples, coalescentes o pendientes rectilíneas ubicados al pie de afloramientos rocosos.

Puede apreciarse que existe una gradación en las formas de las pendientes, la cual varía con la altitud. En los sectores de mayor altitud (generalmente por encima de los 4000 m), predominan los segmentos verticales a subverticales, con importante participación de caídas de rocas y pendientes rocosas. En los sectores de alturas

menores, se vuelven más frecuentes las pendientes totalmente cubiertas de detritos, con predominio del reptaje y de flujos. Caracterizan a estos últimos menores inclinaciones de las pendientes, las cuales de todas formas suelen superar los 30°. Son frecuentes (no representados en el esquema geomorfológico por la escala), los *chutes* (o "canaletas"), debidas a la erosión fluvial y al transporte de material (bajo la forma de flujos), labrados tanto en la cobertura detrítica como en la roca (más o menos fresca).

Flujos y deslizamientos

Si bien hay numerosas clasificaciones de los procesos de remoción en masa, aquéllas generalmente más utilizadas (por ejemplo, Varnes 1978) consideran las mismas variables: tipo de movimiento, tipo de material implicado y velocidad del movimiento. Debido a la gran cantidad de depósitos reconocidos, sólo se describirán aquéllos más representativos. En general todos estos movimientos han resultado de la participación de dos o más tipos de movimientos (complejos) y deben su origen a la combinación de diversos factores que han provocado variaciones en las condiciones de estabilidad de las pendientes. En el presente estudio se utilizan las denominaciones propuestas por Brunsden (1993). Asimismo, el agua juega un papel preponderante en la diferenciación de los distintos tipos de movimientos gravitacionales.

Una característica importante, al considerar la tipología de movimientos, geformas y depósitos, es la gran complejidad que exhiben los mismos. La situación más frecuente es la combinación de más de un proceso, así como el hecho que el material depositado por un tipo de movimiento gravitacional pudo haber sido luego retrabajado por otro tipo de proceso de remoción en masa, el cual a su vez le imprime sus propias y particulares características.

Los deslizamientos rocosos no son muy frecuentes en la región, no obstante, cuando están presentes, poseen grandes dimensiones. Uno de los depósitos más llamativos es aquél ubicado inmediatamente al norte de la localidad de Las Cuevas (quebrada del Hombre Cojo). El depósito alcanza, en su parte distal, más de 50 m de espesor y una longitud máxima de 1,5 kilómetros. Los bloques que lo componen pueden superar los 7 m de diámetro y se encuentran con cierta alineación. Son angulosos y el material es casi exclusivamente brechas piroclásticas andesíticas de la Formación Tordillo. El volumen del depósito supera los 0,01 km³. La secuencia sedimentaria aflorante sobre el faldeo norte del valle del río Cuevas, posee rumbo norte-sur e inclina 60-70° al oeste. A favor de esa inclinación el movimiento habría comenzado como un deslizamiento planar (traslacional), probablemente "disparado" por un terremoto, el cual tras colisionar con el otro lateral de la quebrada del Hombre Cojo, se habría encauzado hacia abajo, con

dirección al sur, constituyendo una especie de avalancha de rocas (de tipo *rock slide*). Inmediatamente al este de la misma se ha reconocido un depósito de similares características, aunque de menores dimensiones. Un depósito parecido se encuentra en la quebrada Tolosa oriental. Presenta forma elongada y aproximadamente 2,5 km de largo. El depósito se encuentra vegetado y erosionado parcialmente. En su parte superior se observan bloques de hasta 4 m de diámetro, angulosos, también de un solo tipo litológico: brechas piroclásticas de la Formación Juncal, las cuales afloran en la parte superior de la quebrada, al pie del cerro Tolosa. Los bloques muestran cierta alineación y el depósito puede haber resultado de una avalancha de rocas.

Los deslizamientos traslacionales de material detrítico y de tipo deslizamientos compuestos (progresivos), son frecuentes en toda la zona. La zona de ascenso al Cristo Redentor es probable que corresponda a un depósito de este tipo. La litología de la Formación Juncal en este sector, areniscas y piroclásticas poco consolidadas, pueden haber facilitado este tipo de movimientos. Asimismo el hecho que en la base del depósito se encuentre un brusco cambio de dirección del río Cuevas, hace que el mismo pueda haber actuado socavando el pie de la pendiente, quitándole sustentación.

Otros deslizamientos de menores dimensiones han sido reconocidos en la quebrada de Matienzo y en el valle del río Cuevas, en Paramillos de Las Cuevas y en las cercanías de Puente del Inca, sobre ambos laterales del valle. Es común que los deslizamientos pasen en su parte distal a flujos de detritos parcialmente encauzados. Asimismo se han reconocido numerosos deslizamientos rotacionales de pequeñas dimensiones. La mayor parte de estos movimientos son recientes o actuales, esencialmente postglaciarios, generalmente posteriores, o reactivados con posterioridad al Neoglacial, evidenciado por la escasa meteorización del material, la falta de vegetación y la ausencia o escasez de líquenes.

Los *debris flows*, de variadas dimensiones y que han afectado diferentes litologías, constituyen uno de los fenómenos de remoción en masa más ampliamente distribuidos en la región. Forman una importante parte del relleno de los valles y quebradas. Se caracterizan por poseer bloques de variados tamaños (generalmente menores a 1 m) inmersos en una matriz areno-limosa, con variada participación de arcilla, lo que permite que se cimente fuertemente. Algunas formas menores han sido observadas en pequeños abanicos aluviales ubicados en el tramo inferior del arroyo de Los Horcones. Presentan dimensiones de pocas decenas de metros de largo, espesor del orden de un metro, forma lenguada característica y su base es no erosiva. Se encuentran dispuestos en los canales de los abanicos. También, tal como se ha señalado, se ubican en el talud y en conos de talud o de deyección.

En la zona de la desembocadura del arroyo Horcones en el río Cuevas, se encuentra el depósito de mayores

dimensiones producido probablemente por la remoción en masa. El mismo ha sido motivo de un estudio detallado en otro trabajo (Pereyra y González Díaz 1993), por lo que no habrá de ser tratado con mayor profundidad en la presente contribución. Corresponde a un movimiento de tipo complejo, el cual habría comenzado como una serie de deslizamientos y que pasa en su parte distal a flujos de tipo *debris flow*. Fue interpretado como depósitos morénicos por numerosos autores (véase Espizúa 1993). Ocupa un área de 7 km² y posee más de 50 metros de potencia en su parte distal. El material involucrado en este movimiento complejo probablemente haya sido proveniente de depósitos glacifluviales de la quebrada de Los Horcones, ubicados a cotas superiores y de las cuales subsisten remanentes en el lateral occidental del tramo inferior del valle y en lateral opuesto, en la zona de Confluencia. Los mismos exhiben estratificación, cierta gradación de material y los bloques generalmente son subangulosos a suredondeados. Las características morfológicas (observables en el campo y en fotografías aéreas), la naturaleza del material, su estructura, la presencia de los citados niveles glacifluviales, entre otros, sustentan esta nueva interpretación. De todas formas no debe descartarse la participación de material glaciario en el mismo, situación generalizada en la región, tal como se ha señalado.

Geoformas fluviales

Debido a las precipitaciones (alrededor de 400 mm) y a la presencia de cuerpos de hielo de magnitud, la provisión de agua, especialmente en verano, es considerable. La red de drenaje se estructura a partir de un colector principal, el río Cuevas. El mismo muestra un recorrido paralelo a la estructura (subsecuente) en su tramo superior (quebrada de Matienzo), para volverse transversal a la misma, a partir de la localidad de Las Cuevas, sin embargo no debe descartarse un cierto control estructural en este tramo también (por transurrencia). Recibe numerosos cursos menores, caracterizados por fuertes pendientes y resaltos en la zona de sus desembocaduras; un ejemplo es la quebrada de Navarro. Los tributarios desembocan formando ángulos rectos con el río Cuevas, evidenciando un marcado control estructural. El diseño de la red es subdendrítico a rectangular. El río Cuevas, de hábito entrelazado (frecuente en las zonas montañosas que presentan control estructural), posee barras compuestas principalmente por material subredondeado generalmente de hasta 1 m (si bien pueden encontrarse mayores). Se observan resaltos en su recorrido, principalmente por control estructural, así como niveles de terrazas en algunos sectores.

El principal afluente, en la zona de estudio, es el arroyo de Los Horcones, principal colector de la zona sur del

cerro Aconcagua. Presenta hábito entrelazado y control estructural, según el rumbo de un corrimiento nortesur. Se observan dos niveles de terrazas. Recibe afluentes; aquéllos que desembocan procedentes de la quebrada del Durazno y del pie del cerro Almacenes, forman abanicos aluviales, con pendientes superiores a los 20°. El arroyo de Los Horcones se recuesta, en su tramo inferior, sobre el lateral oriental del valle, marginando el depósito atribuido al deslizamiento de Paramillos de Los Horcones, no presentando en ese tramo de planicie aluvial. Numerosos cursos que desembocan en el río Cuevas, especialmente los procedentes del norte, forman conos aluviales de pequeñas dimensiones y en la zona de Playa Ancha, los abanicos aluviales también son frecuentes. Los mismos poseen inclinaciones considerables, lo que puede indicar un cierto predominio de la remoción en masa en la construcción de estas geoformas.

Conclusiones

La zona comprendida entre Puente del Inca y Las Cuevas se caracteriza por presentar una variada configuración geomórfica. En un paisaje, cuyas características principales están determinadas por la estructura, han actuado diferentes agentes y procesos. Predominó, en el pasado, la acción glaciaria, reconociéndose numerosas formas erosivas y agradacionales, si bien muy modificadas por la acción posterior de otros procesos. Las particulares características de la zona (clima, estructura, litología, etc.), que han determinado la existencia de un importante relieve relativo y altas pendientes, han favorecido la acumulación de material detrítico susceptible de ser movilizado por la acción de la gravedad. Es así que los procesos de remoción en masa se encuentran ampliamente distribuidos y adquieren gran importancia en el modelado del paisaje actual. Asimismo las condiciones periglaciares son de importancia. Se han reconocido numerosos glaciares de roca (primarios y secundarios), reptaje, deslizamientos y flujos. Así, pese a las evidencias que existen, que indican una generalizada e importante acción glaciaria (erosivas, especialmente), la presencia de restos de morenas marginales y aún frontales, en la mayor parte de los valles y quebradas, es escasa, encontrándose retrabajadas por la remoción en masa. Por lo tanto la naturaleza de los depósitos diamictíticos de la región muestra un claro origen poligenético. La tipología de los movimientos de remoción en masa de la región presenta un carácter complejo, con la combinación de varios tipos diferentes, sumada a la existencia de varios ciclos de removilización del material, lo que dificulta la clasificación de los depósitos. La acción fluvial se encuentra restringida al valle del río Cuevas, quebrada de Matienzo y del arroyo de Los Horcones.

Los gruesos y potentes depósitos de la región son el resultado de la superación de umbrales geomórficos,

causados por las variaciones climáticas (englaciamiento-deglaciación) y la intensa actividad tectónica de los Andes durante el Cenozoico Superior.

Agradecimientos

El autor desea manifestar su agradecimiento a E. González Díaz, por sus sugerencias, su ayuda en la fotointerpretación y en las tareas de campo. A L. Fauqué, de la Cátedra de Geomorfología (Universidad de Buenos Aires), por su consejo en la fotointerpretación. A M. Cegarra, A. Sanguinetti y V. Ramos, por toda su colaboración. Finalmente se desea agradecer al árbitro anónimo por sus valiosas sugerencias, que ayudaron a mejorar el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahumada, A., 1991. Ambientes, formas y procesos periglaciales o criogénicas en quebrada B. Matienzo, Cordillera Principal, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2):85-97.
- Barsch, D. y Caine, N., 1984. The nature of mountain geomorphology. *Mountain Research and Development*, 4(4):287-298.
- Brunsdon, D., 1993. Mass movements; the research frontier and beyond: a geomorphological approach. *Geomorphology*, 7:85-128.
- Cegarra, M. y Lo Forte, G., 1991. Geología de la Región oriental del río de Los Horcones, Cordillera Principal de Mendoza. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*, 1:897-902.
- Corte, A., 1976. Rock glaciers. *Biul. Peryglacjalny*, 26:175-197.
- Corte, A., 1987. Rock glaciers taxonomy. En: Giardino, J., Shroder, J. y Vitek, J. (Eds.): *Rock Glaciers*. Allen & Unwin, 27-39. Boston.
- Espizúa, L., 1993. Geología glacial cuaternaria del valle del río Mendoza. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 6:80-91.
- Martin, E. y Whalley, B., 1987. Rock glaciers, part 1: rock glacier morphology, classification and distribution. *Progress in Physical Geography*, 11:260-82.
- Owen, L., 1991. Mass movement deposits in the Karakoram Mountains: their sedimentary characteristics, recognition and role in Karakoram landform evolution. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, 35 (4):401-424.
- Pereyra, F.X. y González Díaz, E., 1993. Reinterpretación geomórfica de la llamada Morena de Los Horcones, Puente del Inca, Prov. de Mendoza. *Actas 12º Congreso Argentino de Geología y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4:73-79.
- Rabassa, J. y Clapperton, Ch., 1990. The Quaternary glaciation in the Southern Andes. *Quaternary Science Review*, 9:153-174.
- Varnes, D., 1978. Slopes movements, types and processes in landslides analysis and control. *Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Special Report*, 176. Washington.
- Vitek, J. y Giardino, J., 1987. Rock glaciers: a review of the knowledge base. En: Giardino, J., Shroder, J. y Vitek, J. (Eds.): *Rock Glaciers*. Allen & Unwin, 1-26. Boston.
- Whalley, W. y Martin, E., 1992. Rock glaciers, part 2: models and mechanisms. *Progress in Physical Geography*, 16:127-186.

Recibido: 25 de noviembre, 1992

Aceptado: 22 de marzo, 1995

El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis

Eduardo Jorge LLAMBIAS y Ana María SATO

Centro de Investigaciones Geológicas, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
Calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina.

ABSTRACT. *The Colangüil batholith: a transition from orogenesis to anorogenesis.* The Colangüil batholith is located in the northern Cordillera Frontal of San Juan (31° to 29°S), Argentina, covering a surface of 2,800 km². The batholith was formed during two main cycles: 1) Carboniferous, 2) Permian-Lower Triassic, with the intervening San Rafael orogenic phase, dated approximately at early Lower Permian. Wall rocks to the south of the batholith are sedimentary rocks of Upper Carboniferous (Asselian) age, folded and thrustured during the San Rafael phase. To the north of the batholith, where the Carboniferous Tabaquito Granodiorite crops out, the wall rocks consist of severely folded sandstones and shales of probably Lower Carboniferous age. The Colangüil batholith consists of the following units: the bi-hb Tabaquito Granodiorite (329-326 Ma) is a metaluminous, high-K, I-type granodiorite. The hb-bi bearing Las Piedritas Granodiorite (272-260 Ma) consists of several plutons, coeval and similar in composition with the andesitic extrusive rocks of the Choiyoi Group. Several rhyolitic subvolcanic bodies, the Tres Quebradas Rhyolite, have been recognised. They are younger than the granodiorites and older than the granites. The Los Puentes Granite (257 Ma) consists of a bi-monzogranite, with metaluminous and high-K characteristics. This is the most widespread granitic unit. Los Lavaderos Granite (259 Ma) is a hb-bi-granite with porphyritic textures. Its composition is similar to some of the A-type granites and shows hypersolvus features. Las Opeñas Granite (258-254 Ma) is a bi-mu-cordierite granite with K-feldspar megacrysts and S-type characteristics. The last granite unit is the Agua Blanca Granite (247 Ma), composed of leucocratic monzo- to syenogranites. Their characteristics are similar to highly differentiated granites. Rhyolitic extrusive volcanism of the Choiyoi Group is coeval with the granite units. The geochemical behaviour of the Permian-Triassic igneous cycle shows that the granodiorites and granites evolved in separate ways. The chemical signatures of the Las Piedritas Granodiorites indicate a magmatic arc, probably related to the final stage of a subduction process, whereas the granites are similar to other post-orogenic granites related to uplift. Thus, the evolution of the Colangüil batholith registers a transition from magmatic arc to an incipient cratonization.

Introducción

Los batolitos son unidades magmáticas intrusivas que abarcan extensas áreas. Están compuestos por numerosos plutones que corresponden a inyecciones individuales de magma y representan la residencia final del magma en su lento ascenso hacia la superficie. Comúnmente están compuestos por rocas plutónicas, aunque en batolitos emplazados en niveles cercanos a la superficie, de 1-4 km de profundidad, se reconocen cuerpos intrusivos con texturas de rocas volcánicas, que por estar en escasa proporción no afectan la definición de batolito.

Es común que el período de evolución de un batolito sea prolongado y con frecuencia se mida en el orden de las decenas de millones de años. Esto es así aún en los batolitos emplazados en los cinturones orogénicos, caracterizados por una estabilidad tectónica efímera, lo cual condiciona a que la distribución de los esfuerzos cambien a un ritmo mayor que el correspondiente al del emplazamiento del batolito, haciendo que el tiempo de su evolución sea mayor que el de un determinado régimen tectónico. En estas circunstancias no es raro que el marco tectónico predominante durante los estadios finales de la evolución de un batolito sea diferente al de su comienzo. Por lo tanto surge la siguiente pregunta: ¿Se

reflejan los cambios del régimen tectónico en la composición de las rocas?. Las respuestas dadas últimamente no son coincidentes. Según Sebrier y Soler (1991) en el magmatismo que se extiende desde el Oligoceno Tardío hasta el Presente en Perú el carácter calcoalcalino se mantiene independientemente de los cambios en los estados de esfuerzos de esta región andina. Asimismo, en el batolito Patagónico, que se extiende desde los 165 hasta los 11 Ma, las características composicionales de arco no varían aunque su progresiva acidificación ha sido explicada por ascenso tectónico y erosión, que revela emplazamientos a distintas profundidades, siendo los más superficiales los más jóvenes (Bruce *et al.* 1989, 1991). Por el contrario, cambios en la composición debidos a cambios en el régimen de esfuerzos han sido reconocidos por Bonin (1990), Du Bray y Pallister (1991), James y Henry (1991) al describir regímenes de transición entre subducción e intraplaca.

De acuerdo con los datos que hemos obtenido, el batolito de Colangüil comenzó en los alrededores de los 329 Ma con la intrusión de un solo plutón de granodiorita. Después de un período sin registros de actividad intrusiva, la evolución del batolito se reinició a los 272 Ma para finalizar a los 247 Ma. Durante este lapso de 25 m.a. se constituyó el 65,8% del batolito, comenzando con granodioritas (272 a 260 Ma) y finalizando con granitos

(259 a 247 Ma). Este pulso magmático del batolito de Colangüil es contemporáneo con el ciclo magmático Choiyoi, de amplia extensión regional, siendo las granodioritas contemporáneas con las efusiones andesíticas, que se corresponden con la parte inferior del Choiyoi, y los granitos con las efusiones riolíticas de la sección superior del Choiyoi (Sato y Llambías 1993).

En el área del batolito de Colangüil se han reconocido, además, plutones granodioríticos con edades de 21 - 22 Ma (Llambías *et al.* 1990), pero no se los incluye dentro del batolito por corresponder a una historia tectónica diferente, como es la formación de la cadena andina.

Debido a que al inicio del Pérmico Inferior en la Cordillera Frontal cesó la subducción de un hipotético océano proto-Pacífico por debajo del continente de Gondwana (Rapalini 1989; Kay *et al.* 1989), son de esperar importantes cambios en el régimen tectónico de esta región. Por esta razón las unidades ígneas permo-triásicas del batolito de Colangüil ofrecen un adecuado escenario para correlacionar los cambios en la composición con los del régimen tectónico. Favorecen este análisis los excelentes afloramientos de la Cordillera de Colangüil, que si bien fueron severamente afectados por la tectónica andina, la región estudiada corresponde a una lámina de corrimiento, con muy pocos efectos internos. El relevamiento geológico que hemos realizado permitió establecer que las unidades permo-triásicas son post-orogénicas, ya que suceden a la Fase orogénica San Rafael (FOSR) (Llambías y Sato 1990, Sato y Llambías 1993), pasando de un ambiente compresivo a uno distensivo. Al respecto, pudimos concluir que la evolución de los granitos, estrechamente asociados a distensión, es independiente de las granodioritas, intruidas durante la etapa de transición entre el período de compresión (FOSR) y el de distensión. De acuerdo a lo expresado, las granodioritas, típicamente calcoalcalinas, se corresponderían con los estadios finales de la subducción, mientras que los granitos serían equivalentes a los de la asociación denominada por Pitcher (1987) como post-orogénica relacionada a ascenso cortical.

Marco geológico regional

La Cordillera Frontal en la región de Colangüil está constituida por sedimentitas que en gran parte son del Paleozoico Superior y que constituyen parte de la caja del batolito. En el sector sur, entre los ríos Atutía y La Palca las sedimentitas pertenecen a la Formación Cerro Agua Negra (Polanski 1970) de edad carbonífera superior a asseliana (González 1981, Gutiérrez 1984, Azcuy 1985). Esta formación fue plegada y corrida por la FOSR en el Pérmico Inferior. La deformación precede a las intrusiones pérmicas del batolito de Colangüil y es posterior a la finalización de la sedimentación.

Al norte del río La Palca las sedimentitas de la caja del batolito deben tener una edad anterior a la intrusión de la Granodiorita Tabaquito, datada en 326-329 Ma. En el borde oriental de este plutón las sedimentitas fueron correlacionadas por Furque (1972) con la Formación Río Blanco, asignándoles una edad ordovícica. Sin embargo, podrían correlacionarse con la Formación La Punilla (Devónico - Carbonífero inferior) descrita por Caminos *et al.* (1993). Presenta una deformación por plegamiento más apretado que en la Formación Cerro Agua Negra, producida con anterioridad a la intrusión de la Granodiorita Tabaquito.

El batolito de Colangüil

Los estudios previos realizados sobre el batolito de Colangüil (Groeber 1951, Quartino y Zardini 1967) destacaron su importancia por su gran magnitud dentro del magmatismo del Paleozoico Superior-Triásico Inferior de la Cordillera Frontal, y establecieron estrechas relaciones con el volcanismo del Grupo Choiyoi. Los estudios que hemos efectuado determinaron que el batolito de Colangüil se desarrolló durante dos períodos magmáticos bien definidos. El más antiguo está caracterizado por un único plutón de granodiorita, denominada Granodiorita Tabaquito, con edad de 329 - 326 Ma. El período más joven está constituido por varios plutones de granodioritas y de granitos, cuyas edades van desde Pérmico Inferior alto hasta Triásico Inferior (272 a 247 Ma). Debido a que los cuerpos magmáticos se emplazaron muy cerca de la superficie, algunos de ellos tienen características subvolcánicas, los cuales serán descritos conjuntamente con las unidades plutónicas dentro del batolito.

El área mapeada del batolito de Colangüil es de 2.800 km² (Fig.1). Las diferentes unidades fueron distinguidas en el campo, de acuerdo a: la composición mineralógica, las texturas, los enclaves, y la edad relativa de plutones y diques. Los análisis químicos y las edades isotópicas confirmaron la identificación en el terreno de las distintas unidades y de sus edades relativas. Fue una excepción la Granodiorita Tabaquito, que sólo pudo ser separada de las restantes granodioritas por su edad isotópica.

Unidades ígneas del Carbonífero

En Colangüil las intrusiones carboníferas son menos abundantes que las del Permo-Triásico, y están representadas por la Granodiorita Tabaquito, que constituye un único plutón de 896 km², de composición y textura homogénea a pesar de su extenso tamaño. La tectónica cenozoica truncó sus bordes oriental y occidental, de modo que su tamaño no puede ser precisado correctamente.

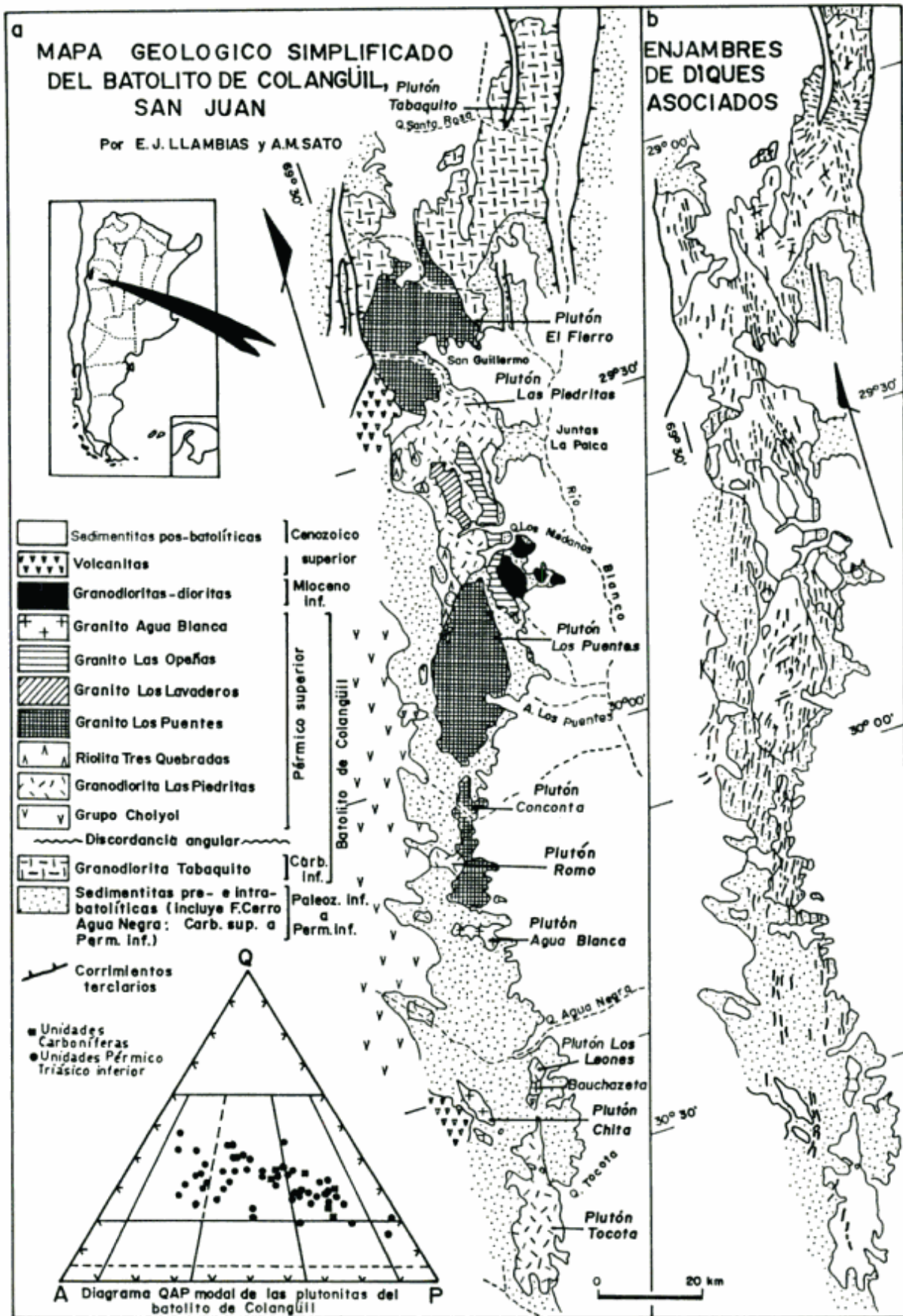


Figura 1: Mapa geológico del batolito de Colangüil y de sus diques y composición modal.

Tabla 1: Unidades del batolito de Colangüil, plutones, tamaño, relación axial, porcentual del área de afloramientos, edad y diques asociados.

| UNIDAD | PLUTONES | TAMAÑO km ² | AREA % | Relación axial | EDAD Ma | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr inicial | DIQUES silíceos >> máficos |
|-------------------------------|--------------------------|---------------------------|-----------|-------------------|------------|---|---|
| GRANITO AGUA BLANCA | Chita | 22 | 0,8 | | 247 ± 15 * | 0,7045 ± 0,031 | Escasos diques cónicos y longitudinales |
| | Agua Blanca | 24 | 0,9 | | | | |
| GRANITO LAS OPEÑAS | Un solo plutón | 102 | 3,9 | 8,5 | 254-258 * | 0,7099-0,7130 | escasos diques longitudinales |
| GRANITO LOS LAVADEROS | Un solo plutón | 39 | 1,5 | 3,5 | 259 ± 2 * | 0,7072 ± 0,0005 | Escasos diques longitudinales |
| GRANITO LOS PUENTES | El Fierro | 413 | 15,7 | 1,6 | 256-257 * | 0,7077-0,7092 | Enjambres de diques longitudinales |
| | Los Puentes | 330 | 12,6 | 2,3 | 257 | 0,7077 | |
| | Conconta | 96 | 3,7 | | | | |
| RIOLITA TRES QUEBRADAS | cuerpos subvolcánicos | 7 | 0,3 | | | | Enjambre de diques longitudinales |
| GRANODIORITA LAS PIEDRITAS | Las Piedritas | 472 | 18,0 | | 260-263 * | 0,7062-0,7064 | ? |
| | Romo | 18 | 0,7 | 3,2 | 264 * | 0,7060 | ? |
| | Tocota | 192 | 7,3 | | 267-269 * | 0,7052-0,7059 | ? |
| | Los Leones | 12 | 0,5 | 1,3 | 268-272 * | 0,7041-0,7048 | ? |
| GRANODIORITA TABAQUITO | Tabaquito | 896 | 34,2 | 1,5 | 326-329 * | 0,7052-0,7065 | Diques radiales andesíticos |

*: Sato y Kawashita (1988), isocrona roca total; *: Roca total-biotita; *: Isocrona roca total

En el interior de este plutón se encuentra un sistema radial de diques, de composición predominantemente andesítica, con menor proporción de dacitas y riolitas. La edad de este sistema es probablemente similar a la de la Granodiorita Tabaquito, ya que es cortado por los diques longitudinales del período intrusivo Pérmico. Estos diques carboníferos sugieren una participación volcánica y podrían explicar las secuencias volcánicas del Carbonífero Inferior descritas por Fauqué *et al.* (1991) en la Precordillera noroccidental.

La composición modal de la Granodiorita Tabaquito se encuentra en el campo granodiorítico del diagrama QAP (Fig. 1), con un rango que va desde granodioritas de bajo cuarzo hasta granodioritas de alto cuarzo, transicional con monzogranitos, y se corresponde con la variación de SiO₂ entre 66 y 71%. Las rocas son grises, de grano mediano (3-4 mm), que contienen en los términos más cuarzosos megacrístales de feldespato potásico (25x15 mm) poiquilítico. La plagioclasa es zonal (An₄₀₋₃₀) y biotita (8,1-11,1%) predomina sobre anfíbol (0-1,4%). Contienen abundantes inclusiones microgranulares máficas, ricas en biotita y escaso anfíbol.

Unidades ígneas del Pérmico-Triásico Inferior; Ciclo Magmático Choiyoi

Las unidades ígneas permo-triásicas son correlacionables con el ciclo magmático Choiyoi (Llambías *et al.* 1991). En el área del batolito de Colangüil consisten en plutones granodioríticos y graníticos, cuerpos subvolcánicos riolíticos, y enjambres de diques

silíceos y máficos, con composiciones contrastadas, y localmente híbridas. Asociadas en el tiempo y en el espacio se encuentran las volcanitas extrusivas del Grupo Choiyoi, que serán descritas en forma separada del batolito a pesar que se ha demostrado que forman parte del mismo episodio magmático (Sato y Llambías 1993).

Granodiorita Las Piedritas

Todas las granodioritas, que son las rocas más antiguas del ciclo pérmico-triásico inferior, han sido reunidas dentro de esta unidad, debido a sus semejanzas composicionales y texturales. Se han reconocido 5 plutones, que en conjunto cubren un área de 730 km², no habiéndose computado las áreas correspondientes a los granitos que la intruyen.

Los plutones reconocidos son: Tocota, Los Leones, Agua Negra, Romo y Las Piedritas (Tabla 1, Fig.1). El pequeño cuerpo de Agua Negra no fue incorporado en la Tabla 1 por su escasa dimensión. La forma original de ellos es difícil de reconocer debido a las intrusiones posteriores, aunque en los plutones menos afectados como los de Tocota y Los Leones son alargados en forma paralela al eje del batolito, con relaciones eje máximo / eje mínimo de 3,2 y 1,3 respectivamente.

Las rocas son grises, masivas, equigranulares, con tamaños de grano que varían entre 1 y 5 milímetros. En algunos plutones (Los Leones, Tocota) se ha reconocido una fuerte zonalidad con incremento de sílice hacia el interior del cuerpo, lo cual da origen a variaciones

composicionales significativas (Fig. 1, Tabla 2). La plagioclasa (An_{40-30}) es euhedral y zonal. Anfíbol y biotita son los máficos predominantes; el clinopiroxeno es menos frecuente, encontrándose en los términos más máficos del plutón Los Leones y como relictos en los anfíboles en Tocota. Los minerales máficos junto con la plagioclasa fueron los primeros en cristalizar (Sato *et al.* 1990), mientras que el feldespato potásico y cuarzo cristalizaron en forma intersticial.

Contienen abundantes inclusiones microgranulares máficas en diversos estadios de homogeneización, desde incipiente hasta casi total, en donde el enclave persiste sólo como una sombra. También contiene enclaves metamórficos, pero con evidencias de fractura frágil y no afectados por el magma, por lo cual su tiempo de residencia debió haber sido corto. Esto puede significar un sustrato metamórfico en la Cordillera Frontal del norte de San Juan.

El plutón de Tocota, a diferencia de los restantes plutones, contiene abundante turmalina, la cual se manifiesta como soles de turmalina, como venas y como cemento en "breccia pipes" (Llambías y Malvicini 1968).

Riolita Tres Quebradas

Esta unidad consiste en pequeños cuerpos subvolcánicos riolíticos y diques, cuyos afloramientos suman en conjunto unos 7 kilómetros cuadrados. Intruyen la Granodiorita Las Piedritas y son intruidos por el Granito Los Puentes y los diques que derivan de él. También intruyen a las coladas andesíticas del Grupo Choiyoi.

La textura es porfírica, con porcentajes de fenocristales respecto a pasta que varían entre 45 y 38% en los cuerpos subvolcánicos y entre 30 y 12% en los diques. Los fenocristales están compuestos por cuarzo subhedral, parcialmente reabsorbido, feldespato potásico euhedral criptopertítico y plagioclasa (An_{25}) débilmente zonada. Los fenocristales de biotita representan menos del 4% de los fenocristales, encontrándose también en la pasta en forma de cristales esqueléticos (0,2 mm; Z = verde, X = verde claro). Las texturas de las pastas varían de micrográficas a felsíticas. Como accesorios se encuentran zircón, apatita y fluorita.

Granito Los Puentes

Esta unidad está compuesta por tres plutones: El Fierro (415 km²), Los Puentes (330 km²) y Conconta (96 km²), estando este último parcialmente cubierto por los sedimentos cuaternarios. Representan el 49% del ciclo pérmico - triásico inferior y el 82% de todos los granitos de esta edad, que en conjunto suman 1026 kilómetros cuadrados. La forma de los plutones es alargada, con sus ejes máximos paralelos al eje del batolito (Tabla 1).

El contacto con la caja es neto y la parte superior del plutón comúnmente contiene bloques de la caja, indicando que hubo "stoping" durante los estadios finales del emplazamiento. El techo es generalmente horizontal y los lados empinados, subverticales.

La roca más frecuente es un granito gris, masivo, equigranular (4-5 mm). La plagioclasa (An_{35-25}) es euhedral, débilmente zonal. El feldespato potásico es micropertítico, con un delgado reborde albítico, sub anhedral, y comúnmente está reemplazado por cuarzo. El cuarzo es subhedral y alrededor del 10-20% de él cristalizó en la etapa subsólida (Sato *et al.* 1990). La biotita se encuentra en cristales individuales y en agregados de varios cristales. Los accesorios más comunes son zircón, apatita, ilmenita y magnetita, siendo menos frecuentes allanita y fluorita.

Facies de grano fino (3-1 mm) se encuentran en el interior de los plutones con contactos transicionales. Son leucocráticas y con elevado contenido de miarolas, ricas en albita, cuarzo, muscovita, fluorita y turmalina. También son frecuentes segregaciones aplíticas, algunas de las cuales contienen núcleos pegmatíticos.

Granito Los Lavaderos

Esta unidad se constituye de un único plutón de 39 km², compuesto por granitos y pórfidos graníticos a riolíticos anfibólicos. Su forma es alargada, paralela al eje del batolito (Tabla 1).

Texturalmente se trata de un plutón con zonación asimétrica. El sector oriental está constituido por un granito masivo, fuertemente alterado, equigranular (6 mm). El sector occidental tiene textura porfírica con pasta microgranosa. La composición de ambas facies es similar y se caracteriza por la presencia de anfíbol y allanita, que lo diferencian de las restantes unidades graníticas. Se trata de un granito hipersolvus típico, cuya cámara magmática probablemente estaba conectado con la superficie, y de aquí el origen de su textura porfírica al tener un rápido enfriamiento por expansión volumétrica.

La fase porfírica es la que se estudió en detalle por carecer de alteración. Está compuesta por fenocristales de feldespato potásico (7x4 mm), cuarzo (3 mm) y menor proporción de plagioclasa (0,3x0,2 mm), anfíbol, biotita y microfenocristales de allanita (1,6x0,2 mm). La plagioclasa (An_{25}) es anhedral, con intercrecimientos mirmequíticos. El feldespato potásico es mesopertítico, subhedral. La hornblenda (Z = verde; X = verde claro) y la biotita (Z = verde; X = pardo verdusco) está en cristales individuales y como inclusiones en el feldespato potásico y el cuarzo. Este granito es por su composición similar al descrito por Parada (1984) como leucogranito anfibólico en el batolito de Elqui-Limarí de la Cordillera Frontal de Chile.

Los primeros minerales en cristalizar fueron

plagioclasa, anfíbol y allanita seguidos por el feldespato potásico, que controló la organización de la textura por su abundancia, y cuarzo.

Granito Las Opeñas

Esta unidad consiste en un único plutón (102 km²) compuesto por granito muscovítico con cordierita y que en el centro contiene megacrístales de feldespato potásico. La forma del plutón es alargada, paralela al eje del batolito, con alta relación axial de 8,5, lo cual sugiere que se emplazó durante el pico máximo de extensión.

La textura del plutón es heterogénea. En su borde la textura es equigranular (4-7 mm), mientras que en el centro contiene megacrístales de feldespato potásico (70x30 mm) mesopertíticos, inmersos en una matriz de textura similar a la del borde del plutón.

El feldespato potásico es subhedral en las facies equigranulares y euhedral, con inclusiones de plagioclasa zonal, cuarzo y biotita, en las facies con megacrístales. Ha sido fuertemente reemplazado por cuarzo durante la etapa de cristalización subsólida (Sato *et al.* 1990). La plagioclasa (An₂₅, 3x2 mm) es débilmente zonal. La biotita es intersticial (Z = pardo rojizo; X = pardo amarillento) y tiene incipiente alteración en muscovita. Muscovita se encuentra, además, como cristales individuales, no relacionados a la biotita. La cordierita, comúnmente alterada a penninita, se encuentra como cristales aislados (2,5 mm) parcialmente reemplazados por muscovita, cuarzo y probablemente feldespato potásico, sugiriendo una cristalización temprana. En el techo del plutón, en el contacto con la caja (pelitas y psamitas de la Formación Cerro Agua Negra) se encuen-

tra andalucita asociada a abundante cuarzo. Los accesorios más abundantes son apatita, circón, ilmenita y trazas de magnetita.

Cabe destacar que esta unidad es la única del batolito de Colangüil que posee megacrístales de feldespato potásico y minerales que indican su carácter peraluminoso.

Granito Agua Blanca

Esta unidad está compuesta por un granito equigranular de grano mediano, con escasa biotita y tendencia leucocrática. Se han reconocido dos plutones, Agua Blanca y Chita, aflorando cada uno de ellos en forma saltuaria por preservarse en parte el techo. Sato (1987) estudió el plutón de Chita y determinó que el techo del mismo se encontraba a una profundidad de 1,3 kilómetros.

En general los afloramientos corresponden a las cúpulas de los plutones, siendo el techo horizontal y plano, y los lados subverticales. En el contacto con el techo es común el desarrollo de greisens con molibdeno y se encuentran también vetas de fluorita y de wolframio.

Están compuestos por plagioclasa (An₁₇₋₀₈) débilmente zonal, feldespato potásico mesopertítico subhedral a anhedral, y cuarzo que varía desde euhedral hasta anhedral, con un importante desarrollo de cristalización subsólida. La biotita es escasa y cristalizó tardíamente, indicando una baja concentración de agua en los estadios iniciales de la cristalización, habiéndose alcanzado la saturación en el plutón de Chita recién cuando cristalizó el 87% del magma (Sato 1989).

Tabla 2: Composición mineralógica del batolito de Colangüil.

| UNIDADES | plg | KF | q | px | hb | bi | mu | ap | sp | all | mt | il | zr | cd | fl | enclaves | |
|----------------------------|----------------------|----|---|----|----|----|----|-----|----|-----|-----|-----|----|----|-----|----------|-----|
| | | | | | | | | | | | | | | | | ign | met |
| Granito Agua Blanca | An _{25-0.8} | X | X | - | - | x | x | (x) | - | - | (x) | (x) | x | - | X | - | - |
| Granito Las Opeñas | An ₂₅₋₂₀ | X | X | - | - | X | X | x | - | - | (x) | (x) | x | x | (x) | x | x |
| Granito Los Lavaderos | An ₃₀₋₂₅ | X | X | - | X | X | - | x | - | X | (x) | (x) | x | - | - | - | - |
| Granito Los Puentes | An ₃₀₋₂₅ | X | X | - | - | X | - | x | - | - | x | x | x | - | - | x | x |
| Riolita Tres Quebradas | An ₂₅₋₁₀ | X | X | - | - | X | - | (x) | - | - | (x) | (x) | x | - | x | | |
| Granodiorita Las Piedritas | An ₄₀₋₃₀ | X | X | x | X | X | - | x | X | - | x | (x) | x | - | - | X | (x) |
| Granodiorita Tabaquito | An ₄₀₋₃₆ | X | X | - | x | X | - | x | x | - | x | (x) | x | - | - | X | (x) |

plg = plagioclasa; KF = feldespato potásico; q = cuarzo; px = piroxeno; hb = hornblenda; bi = biotita; mu = muscovita; ap = apatita; sp = esfena; all = allanita; mt = magnetita; il = ilmenita; zr = circón; cd = cordierita; fl = fluorita; ign = ígneo; met = metamórfico. X = abundante; x = escaso; (x) = raro.

Diques

Una de las características del batolito de Colangüil es la presencia de enjambres de diques silíceos, y en menor proporción máficos, subverticales. Los diques relacionados a la Granodiorita Tabaquito tienen un diseño radial, que lo diferencia de los diques asociados al ciclo Permo-Triásico, que son paralelos al eje del batolito.

Los diques en Tabaquito son predominantemente andesíticos y en menor proporción dacíticos y riolíticos. Probablemente se corresponden con la parte superior de una columna magmática en ascenso en un campo de esfuerzos homogéneo en el plano horizontal.

Los enjambres de diques asociados al Complejo Colangüil están organizados en un sistema lineal. Se componen de un 90% de diques riolíticos y 10% de diques máficos. El espesor de los diques de riolita varía entre 3 y 50 m y sus longitudes se miden en el orden de kilómetros, llegando hasta 15 kilómetros. Los diques máficos son más delgados y cortos, con espesores de 0,5-4 m y longitudes del orden de unos pocos centenares de metros. Con frecuencia ambos tipos de diques tienen un diseño en echelón (Llambías y Sato 1990), estando compuestos por segmentos que varían entre 50 y 700 m de longitud. En algunos diques riolíticos se ha reconocido la estructura de dique en dique, indicando una continua abertura de las fracturas, característica común de los diques de dorsales oceánicas divergentes (Kidd y Can 1974, Kidd 1977). La suma de los espesores de los diques en una sección transversal al batolito varía del 2,5 al 3% del espesor total del batolito, alcanzando localmente en fajas de alta densidad de diques hasta el 10%.

Entre los diques riolíticos se han podido reconocer dos grupos importantes: 1) Diques relacionados a Riolita Tres Quebradas. Están compuestos por riolitas leucocráticas con pequeños (<5 mm) y escasos (2-20%) fenocristales de cuarzo y feldespato potásico insertos en una matriz felsítica (80-98%). Intruyen a la Granodiorita Las Piedritas y a las andesitas y aglomerados del Grupo Choiyoi, donde son particularmente abundantes, por lo que se los ha agrupado como diques Choiyoi (Tabla 3). 2) Diques relacionados al emplazamiento del Granito Los Puentes, que intruyen las unidades anteriores e incluso a este granito, pero son cortados por los granitos posteriores. Los más comunes están constituidos por grandes fenocristales de feldespato potásico (10-30 mm) con rebordes albiticos, cuarzo (8 mm), plagioclasa (5 mm) y biotita (6 mm), con una relación porcentual respecto a la pasta que promedia el 26%. Menos frecuentes son los diques riolíticos con menor proporción de fenocristales y tamaño, variando desde afíricos hasta 20% de fencristales.

Los diques máficos son spessartíticos a andesíticos, fuertemente alterados, con frecuentes composiciones transicionales hacia los términos silíceos (Quartino y Zardini 1967, Quartino y Spikermann 1968). Estos últimos están caracterizados por una distribución irregular

de xenocristales de cuarzo y feldespato potásico, y contienen inclusiones microgranulares máficas con diversos grados de homogeneización, por lo que se dificulta la obtención de muestras representativas. Los diques que están menos alterados y con composiciones más máficas se componen de plagioclasa (An_{32}), piroxeno uralitizado, hornblenda y biotita. La alteración es de tipo propilítico con desarrollo de epidoto, calcita, clorita y albita.

Grupo Choiyoi

En la Cordillera Frontal las volcanitas del Grupo Choiyoi se depositaron sobre una superficie erodada, que disecta las estructuras formadas durante la FOSR. Probablemente numerosos centros volcánicos estuvieron activos al mismo tiempo y sus flujos ignimbríticos coalescieron constituyendo un extenso plateau riolítico, siendo ésta una de las características más prominentes del Grupo Choiyoi.

En la región de Colangüil consta de dos secciones (Sato y Llambías 1993): la inferior andesítica, con un espesor mínimo de 500 m, con lentes sedimentarias de hasta 300 m de espesor en su base. La sección superior, riolítica, está menos representada que en otras áreas de la Cordillera Frontal. En el cerro Pata de Indio se encuentran los mejores afloramientos, de coladas, ignimbritas y domos subvolcánicos, que probablemente representan los restos de una caldera desmantelada. Esta región es conocida por sus importantes yacimientos de fluorita.

Edades del batolito de Colangüil

Las dataciones realizadas en el batolito de Colangüil con anterioridad a este trabajo corresponden a una edad K-Ar de una muestra del plutón Tocota (Granodiorita Las Piedritas), que dio 283 ± 15 Ma (Linares y Llambías 1974, recalculada con constante actual), y a una isocrona Rb-Sr del plutón de Chita (Granito Agua Blanca), que resultó de 247 ± 15 Ma con una relación inicial de Sr de $0,7045 \pm 0,0031$ (Sato y Kawashita 1988).

La presencia de biotita fresca en rocas de la mayoría de los plutones permitió la aplicación del método Rb-Sr en pares de biotita-roca total para cada muestra. Cuando fue posible, también se realizaron isocronas roca total, calculadas según modelo de Williamson (1968). Los resultados analíticos obtenidos figuran en la Tabla 3. Las tareas de laboratorio fueron realizadas en la Universidad de McQuarie, Australia, por espectrometría de fluorescencia de rayos-X para las determinaciones de Rb/Sr en roca total ($\pm 0,5\%$ 2σ), y dilución isotópica para las determinaciones de Rb/Sr en biotita ($\pm 0,2\%$ 2σ) y razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 0,03\%$ 2σ).

Las edades biotita - roca total obtenidas son en general muy concordantes entre sí dentro de cada plutón, con

cierto grado de dispersión en algunos casos debido a procesos de rejuvenecimientos que afectan la biotita, probablemente debido a las intrusiones posteriores. Las edades obtenidas por este método concuerdan con las edades relativas de las intrusiones determinadas durante el mapeo. Las isócronas sobre roca total, en cambio, no reflejan totalmente las edades relativas. Es por esto que se han priorizado los resultados obtenidos por pares de biotita - roca total, dándose en la Tabla 1 las edades más adecuadas.

Granodiorita Tabaquito: Tres muestras de la Granodiorita Tabaquito dieron edades de 326 a 329 ± 1 Ma, con relaciones iniciales de Sr de 0,7052 a 0,7065. Esta edad carbonífera permite separar a este plutón del resto del batolito, que es esencialmente pérmico-triásico inferior. No se tomará en consideración la errorcrona confeccionada con 5 muestras de roca total analizadas (264 ± 17 Ma) para esta unidad, por presentar una gran dispersión (MSWD 9,9) y no ser coherente con las edades biotita - roca total.

Andesitas: La primera unidad magmática instalada con posterioridad a la FOSR es la Sección Inferior andesítica del Grupo Choiyoi, para la cual se obtuvo una edad de 289 ± 19 Ma, con relación de Sr inicial $0,7057 \pm 0,0005$ y MSWD 0,3 (Sato y Llambías 1993). Esta edad debería ser considerada conjuntamente con su margen de error, ya que se superpondría con la edad de la Formación Cerro Agua Negra, y las evidencias de campo indican que las andesitas fluyeron sobre la superficie de erosión labrada sobre esa formación.

Granodiorita Las Piedritas: Los cuerpos de granodioritas, datadas por el método biotita - roca total, dan edades menores, entre 272 y 260 Ma. Tres muestras del plutón Los Leones arrojan valores de entre 272 y 268 ± 1 Ma, con relaciones de Sr inicial más bajas de todo el batolito ($0,7041 \pm 0,0002$ - $0,7048 \pm 0,0002$). Su estrecho rango de dispersión en las relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0,3116 a 0,7772) no permitió trazar una isocrona, si bien fueron 5 las muestras analizadas por roca total.

Para el plutón de Tocota se obtuvieron edades de entre 269 y 267 ± 1 Ma (4 muestras), con Sr inicial algo mayores ($0,7052 \pm 0,0004$ - $0,7059 \pm 0,0004$). Estas edades son más adecuadas que la isocrona roca total obtenida por 5 muestras analizadas, que da una edad menor, de 259 ± 28 Ma, con Sr inicial $0,7058 \pm 0,0009$ y MSWD 2,4.

Para el plutón Romo, que intruye la base de las volcanitas del Grupo Choiyoi, se dispone de un solo par biotita - roca total, de 264 ± 1 Ma, con Sr inicial $0,7060 \pm 0,0001$.

La mejor edad para el plutón Las Piedritas se halla definida por 3 pares de biotita - roca total, de 263 a 260 ± 1 Ma y Sr inicial $0,7062$ a $0,7064 \pm 0,0001$. Al calcularse la isocrona con 5 muestras de roca total sin evidencias de rejuvenecimiento se arriba a una edad menor, de 256 ± 38 Ma (Sr inicial $0,7065 \pm 0,0009$; MSWD 0,1).

Si graficamos los valores correspondientes a estas unidades granodioríticas sobre la isocrona de 289 ± 19

Ma dada para las andesitas del Grupo Choiyoi (Fig.2a), se ve con claridad la estrecha relación con el plutón Las Piedritas y su equivalencia en edad, cuyas muestras caen prácticamente sobre la recta, mientras para las muestras del plutón Tocota se infiere una tendencia hacia una edad y/o relación de Sr inicial levemente menor. En cambio, el plutón Los Leones, cuyas muestras se agrupan muy cerca del origen por poseer escaso contenido de Rb en relación a Sr, si bien no define con claridad una recta, se infiere que apunta hacia una relación inicial de Sr bastante menor (como se obtuvo también por el método biotita - roca total), indicando ser la unidad menos evolucionada.

De lo expuesto resulta que en el desarrollo temporal de las unidades granodioríticas del batolito de Colangüil, el emplazamiento de los plutones ocurrió sucesivamente dentro de un período de alrededor de 12 Ma. A su vez, se nota un moderado y paulatino aumento de la relación inicial de Sr con el tiempo, desde 0,7041 en el plutón Los Leones, a 0,7060 en el plutón Romo. Esto implica que se trataría de pulsos magmáticos sucesivos, con una componente cortical cada vez mayor en su génesis.

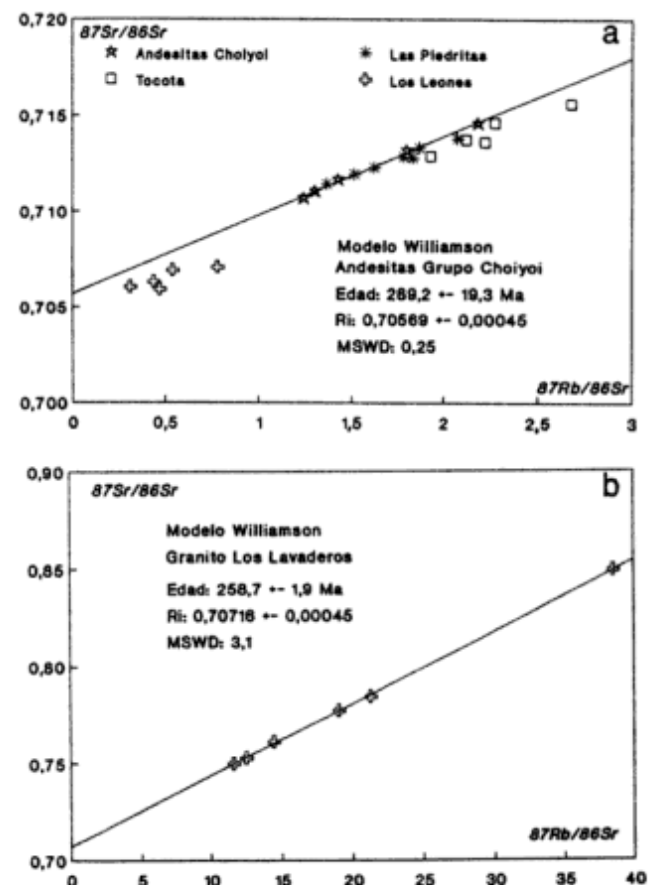


Figura 2 a: Isocrona Rb-Sr roca total para las andesitas del Grupo Choiyoi. Para fines comparativos se graficaron sobre ella los valores correspondientes a las unidades granodioríticas del ciclo Pérmico-Triásico inferior. **b:** Isocrona Rb-Sr roca total para el Granito Los Lavaderos.

Unidades de granito: Con respecto a las rocas graníticas, sus edades son todas más jóvenes que las granodioritas, y las relaciones de Sr inicial más elevadas.

El plutón Los Puentes cuenta con un solo par biotita - roca total, de 257 ± 1 Ma y Sr inicial $0,7077 \pm 0,0003$. Dos pares de muestras del plutón El Fierro arrojaron edades similares de 257 y 256 ± 1 Ma, con Sr inicial de $0,7077 \pm 0,0005$ y $0,7092 \pm 0,0009$. La isocrona confeccionada con 5 muestras de roca total para este plutón corresponde a una edad de 274 ± 3 Ma (Sr inicial $0,7054 \pm 0,0006$, MSWD 1,0), que no es convalidada por la geología, pues sería más antigua que las granodioritas.

El plutón Los Lavaderos, cuya biotita no pudo ser separada, y por lo tanto se analizaron sólo rocas totales, presenta una isocrona (Fig. 2b) que se halla de acuerdo con la estratigrafía ígnea del batolito. Su edad es de 259 ± 2 Ma, con Sr inicial $0,7072 \pm 0,0005$ y MSWD 3,1.

En el plutón Las Opeñas se analizaron 2 pares de biotita - roca total y un par de muscovita - roca total, con edades que van de 258 a 254 ± 1 Ma, y Sr inicial $0,7099 \pm 0,0025$ y $0,7130 \pm 0,0044$, y coincide con su posición estratigráfica. Las 5 muestras analizadas por roca total definen una errocrona de 248 ± 1 Ma ($0,7163 \pm 0,0001$; MSWD 7,2), la cual es coincidente con una isocrona que se había obtenido para el plutón Chita del Granito Agua Blanca, con el cual finalizan los pulsos graníticos del batolito de Colangüil (Sato y Kawashita 1988), de 247 ± 15 Ma, con Sr inicial $0,7045 \pm 0,0031$ y MSWD 3,6. A su vez, esta edad es también coincidente con la obtenida para los diques riolíticos asociados al Grupo Choiyoi (Sato y Llambías 1993), de 248 ± 3 Ma, con Sr inicial de $0,7081 \pm 0,0005$ y MSWD 2,2.

En síntesis, para las unidades graníticas también se observa una evolución temporal sucesiva de acuerdo a la estratigrafía de campo, que va desde los alrededores de los 257 Ma hasta aproximadamente los 247 Ma. Nuevamente coincide esta sucesión con una mayor participación de elementos corticales en la génesis de los magmas para las unidades más jóvenes, variando el Sr inicial de $0,7076$ en el Granito Los Puentes a $0,7130$ en el Granito Las Opeñas.

Características químicas y evolución magmática

Se realizaron análisis químicos de 5 muestras de Granodiorita Tabaquito, 77 del período Permo-Triásico y 16 del grupo Choiyoi, incluyendo los diques relacionados a este grupo (Tablas 4 a 7). Las alteraciones de las rocas analizadas fueron mínimas, con la excepción de las andesitas del Grupo Choiyoi, que poseen una generalizada alteración propilítica. También, algunas muestras del Granito Agua Blanca, que por provenir de la cúpula de los plutones muestran fuertes reacciones subsólidas que modificaron la composición original. Los análisis fueron realizados por fluorescencia de rayos-X por S.

Shaw de la Universidad Macquarie, Australia.

Aunque todas las muestras analizadas pertenecen al mismo batolito, es conveniente separar la Granodiorita Tabaquito, de edad carbonífera, de las unidades del Permo-Triásico, por estar separadas por un importante hiato. En los diagramas las muestras de la Granodiorita Tabaquito fueron representadas por un campo, para no oscurecer las relaciones del grupo más joven. Las unidades del Grupo Choiyoi también fueron graficadas en forma conjunta por haber sido discutida previamente por Sato y Llambías (1993).

Granodiorita Tabaquito: Los valores de SiO_2 varían entre 65,5 y 70,5% debido a la zonación interna del plutón. En general esta granodiorita es más rica en sílice que las del ciclo pérmico -triásico inferior. La relación FeOt/MgO varía entre 2,16 y 2,99, y la relación $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ entre 0,92 y 1,43. Las muestras analizadas exhiben una composición metaaluminosa y de alto potasio (Fig. 3d). La concentración de los elementos traza normalizada a N-Morb (valores de Hofmann 1988) está caracterizada por una alta relación de elementos LIL/HFS (Fig. 3e) propia de márgenes continentales destructivos. En comparación con las granodioritas del ciclo pérmico - triásico inferior, es más rica en Sr y pobre en Rb.

Unidades ígneas del Pérmico-Triásico Inferior: Se ha observado una buena correlación geoquímica entre las rocas intrusivas y las extrusivas, lo cual apoya la estrecha relación observada entre ambas en el campo. Algunos diques presentan dispersión en los diagramas de variación, confirmando sus composiciones variables.

En la mayoría de los diagramas no se detecta una línea continua de evolución, apreciándose una discontinuidad composicional entre las granodioritas-andesitas y los granitos-riolitas. La misma está evidenciada por la ausencia de muestras en el rango 67-70% de SiO_2 ; por la variación brusca de los restantes elementos mayoritarios en este rango de sílice, como por ejemplo CaO, que pasa de 2,5 a 1,5%; MgO de 1,2 a 0,6%; y la relación MgO/(MgO+FeOt) de 0,30 a 0,18. También es coincidente el cambio abrupto de las tendencias evolutivas en los diagramas de variación de los elementos traza. Estos argumentos y la elevada proporción de granitos (60%) respecto de las granodioritas (40%) indican que es prácticamente imposible que los granitos deriven de las granodioritas, por lo cual podrían tener un origen diferente. En consecuencia, puede inferirse que los granitos evolucionaron en forma independiente de las granodioritas.

Granodioritas: Las granodioritas muestran importantes variaciones en las concentraciones de los elementos analizados debido a la zonación interna de cada plutón. En conjunto, SiO_2 varía entre 55,2 y 67,5%, siendo el plutón Los Leones el que mayor variación posee (55,2 a 64,8%) y el más máfico de todos. La relación FeOt/MgO varía entre 1,76 y 2,33 y la relación $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ entre 0,47 y 1,28. Son metaaluminosas con alto contenido de

Tabla 3: Resultados analíticos datación Rb-Sr.

(mín: mineral; wr: roca total; *: muestras que no integran isocronas)

| Unidad | Plutones | Muestra | Roca/ Mineral | Rb (ppm) | Sr (ppm) | 87Rb/86Sr | 87Sr/86Sr | Edad mín-wr(Ma) | 87Sr/86Sr inicial | Isocrona wr Edad (Ma) |
|-------------------------------|---------------|---------|------------------|-------------|-------------|-------------|--------------|--------------------|----------------------|--------------------------|
| GRANITO LAS OPEÑAS | | 71 | wr | 402 | 25,0 | 47,3692 | 0,883750 | | | 247,9 ± 1,4 |
| | | 71BI | bio | 2066 | 6,9 | 1256,8475 | 5,323560 | 258,0 ± 1,2 | 0,70987 ± 258 | |
| | | 91 | wr | 477 | 17,3 | 82,2088 | 1,009880 | | | MSWD 7,2 |
| | | 91BI | bio | 2553 | 6,7 | 1818,5675 | 7,281310 | 253,9 ± 1,2 | 0,71296 ± 442 | |
| | | 91MU | mus | 2173 | 3,9 | 3884,4267 | 14,841050 | 255,7 ± 1,1 | 0,71083 ± 434 | 0,71626 ± 0,00013 |
| | | 99 | wr | 478 | 18,7 | 76,0437 | 0,988422 | | | |
| | | 123 | wr | 545 | 7,8 | 217,5300 | 1,474727 | | | |
| | 126 | wr | 428 | 26,1 | 48,3087 | 0,884050 | | | | |
| DIQUES CHOIYOI | | 211 | wr | 294 | 49,0 | 17,4802 | 0,789100 | | | 247,6 ± 3,0 |
| | | 212 | wr | 319 | 56,0 | 16,5928 | 0,787270 | | | |
| | | 213 | wr | 301 | 78,0 | 11,2190 | 0,747550 | | | MSWD 2,2 |
| | | 214 | wr | 274 | 77,0 | 10,3423 | 0,744540 | | | |
| | | 215 | wr | 293 | 99,0 | 8,5967 | 0,738490 | | | 0,70811 ± 0,00052 |
| | | 233* | wr | 275 | 69,0 | 11,5865 | 0,747210 | | | |
| | | 245* | wr | 248 | 126,0 | 5,7097 | 0,725120 | | | |
| GRANITO LOS LAVADEROS | | 75 | wr | 185 | 14,1 | 38,5224 | 0,849116 | | | 258,7 ± 1,9 |
| | | 93 | wr | 268 | 62,0 | 12,4782 | 0,752618 | | | |
| | | 95 | wr | 285 | 43,7 | 19,0156 | 0,777438 | | | MSWD 3,1 |
| | | 96 | wr | 266 | 66,7 | 11,5967 | 0,749780 | | | |
| | | 101 | wr | 200 | 27,4 | 21,2976 | 0,784660 | | | 0,70716 ± 0,00045 |
| | | 103 | wr | 280 | 56,6 | 14,4011 | 0,761025 | | | |
| GRANITO LOS PUENTES | El Fierro | 129 | wr | 275 | 51,4 | 15,5827 | 0,766229 | | | 274,2 ± 3,2 |
| | | 130 | wr | 264 | 46,3 | 16,6128 | 0,769729 | | | |
| | | 130BI | bio | 887 | 7,1 | 415,4315 | 2,223210 | 256,2 ± 1,2 | 0,70918 ± 91 | MSWD 1,0 |
| | | 134 | wr | 250 | 82,1 | 8,8463 | 0,739984 | | | |
| | | 134BI | bio | 944 | 5,9 | 550,8698 | 2,720730 | 256,9 ± 1,1 | 0,70786 ± 91 | 0,70544 ± 0,00064 |
| | | 135 | wr | 268 | 56,3 | 13,8554 | 0,759572 | | | |
| | Los Puentes | 136 | wr | 301 | 48,4 | 18,1315 | 0,776625 | | | |
| | | 10 | wr | 222 | 68,4 | 9,4323 | 0,743760 | | | |
| | | 10BI | bio | 712 | 17,9 | 120,0060 | 1,134930 | 248,7 ± 1,3 | 0,71039 ± 54 | |
| | | 51 | wr | 217 | 151,0 | 4,1679 | 0,722840 | | | |
| | 51BI | bio | 377 | 15,4 | 72,7380 | 0,973470 | 256,9 ± 1,3 | 0,70766 ± 49 | | |
| GRANODIORITA LAS PIEDRITAS | Las Piedritas | 72* | wr | 177 | 263,0 | 1,9499 | 0,712290 | | | 255,9 ± 37,5 |
| | | 72BI | bio | 724 | 7,7 | 302,0038 | 1,793470 | 253,3 ± 1,1 | 0,70526 ± 12 | MSWD 0,1 |
| | | 73 | wr | 137 | 291,0 | 1,3639 | 0,711430 | | | |
| | | 108 | wr | 161 | 250,0 | 1,8660 | 0,713310 | | | |
| | | 108BI | bio | 728 | 5,9 | 411,9528 | 2,250190 | 263,4 ± 1,1 | 0,70632 ± 12 | 0,70645 ± 0,00053 |
| | | 114* | wr | 156 | 247,0 | 1,8299 | 0,712730 | | | |
| | | 114BI | bio | 615 | 7,0 | 280,5175 | 1,707420 | 250,9 ± 1,0 | 0,70620 ± 11 | |
| | | 127 | wr | 140 | 268,0 | 1,5134 | 0,711950 | | | |
| | | 127BI | bio | 716 | 5,3 | 458,7095 | 2,402980 | 260,0 ± 1,1 | 0,70635 ± 10 | |
| | | 139 | wr | 158 | 257,0 | 1,7813 | 0,712850 | | | |
| | 139BI | bio | 839 | 4,2 | 728,7551 | 3,423890 | 262,1 ± 1,1 | 0,70620 ± 12 | | |
| | Romo | 30 | wr | 171 | 239,0 | 2,0732 | 0,713790 | | | |
| | | 30BI | bio | 474 | 9,7 | 149,7420 | 1,268560 | 264,1 ± 1,1 | 0,70600 ± 13 | |
| | | | | | | | | | | |
| | Tocota | 255 | wr | 183 | 275,0 | 1,9281 | 0,712880 | | | 259,2 ± 28,2 |
| | | 255BI | bio | | | 261,4232 | 1,706486 | 269,1 ± 1,0 | 0,70550 ± 26 | |
| | | 256 | wr | 240 | 260,0 | 2,6753 | 0,715620 | | | MSWD 2,4 |
| | | 256BI | bio | | | 557,1237 | 2,822939 | 267,2 ± 1,0 | 0,70545 ± 38 | |
| | | 257 | wr | 216 | 282,0 | 2,2195 | 0,713620 | | | 0,70582 ± 0,00040 |
| | | 257BI | bio | | | 517,5780 | 2,676190 | 267,7 ± 1,0 | 0,70517 ± 38 | |
| | | 258 | wr | 218 | 298,0 | 2,1198 | 0,713720 | | | |
| | | 259 | wr | 197 | 251,0 | 2,2745 | 0,714630 | | | |
| | 259BI | bio | | | 475,6275 | 2,525172 | 268,8 ± 1,0 | 0,70593 ± 35 | | |
| Los Leones | 247 | wr | 106 | 652,0 | 0,4707 | 0,705908 | | | | |
| | 247BI | bio | | | 201,4421 | 1,472781 | 268,2 ± 1,0 | 0,70411 ± 23 | | |
| | 249 | wr | 135 | 503,0 | 0,7772 | 0,707088 | | | | |
| | 250 | wr | 85 | 560,0 | 0,4395 | 0,706292 | | | | |
| | 252 | wr | 78 | 419,0 | 0,5391 | 0,706921 | | | | |
| | 252BI | bio | | | 123,5762 | 1,182493 | 271,7 ± 1,0 | 0,70484 ± 20 | | |
| 253 | wr | 58 | 539,0 | 0,3116 | 0,796043 | | | | | |
| 253BI | bio | | | 64,3945 | 0,953719 | 271,7 ± 1,0 | 0,70484 ± 18 | | | |
| GRUPO CHOIYOI | Riolitas | 238* | wr | 318 | 10,0 | 94,8214 | 1,010686 | | | |
| | | 240* | wr | 284 | 12,0 | 70,1818 | 0,952890 | | | |
| | Andesitas | 209 | wr | 189 | 251,0 | 2,1821 | 0,714591 | | | 289,2 ± 19,3 |
| | | 216 | wr | 118 | 276,0 | 1,2385 | 0,710676 | | | |
| | | 222 | wr | 142 | 289,0 | 1,4235 | 0,711639 | | | MSWD 0,3 |
| | | 232* | wr | 184 | 316,0 | 1,6873 | 0,713165 | | | |
| | | 234 | wr | 140 | 226,0 | 1,7949 | 0,713165 | | | 0,70752 ± 0,0003 |
| | | 242 | wr | 148 | 325,0 | 1,3014 | 0,711033 | | | |
| 246* | wr | 217 | 257,0 | 2,4469 | 0,714605 | | | | | |
| GRANODIORITA TABAQUITO | | 178 | wr | 132 | 392,0 | 0,9756 | 0,711680 | | | |
| | 180* | wr | 151 | 288,0 | 1,5188 | 0,710800 | | | 271,7 ± 1,0 | |
| | 180BI | bio | | | 234,9830 | 1,613386 | 328,7 ± 1,2 | 0,70493 ± 25 | | |
| | 187 | wr | 141 | 318,0 | 1,2847 | 0,715390 | | | | |
| | 187BI | bio | | | 105,2594 | 1,198871 | 328,7 ± 1,2 | 0,70646 ± 21 | | |
| | 190 | wr | 162 | 224,0 | 2,0960 | 0,715390 | | | | |
| | 190BI | bio | | | 436,8280 | 2,732856 | 326,1 ± 1,2 | 0,70567 ± 37 | | |
| | 191 | wr | 160 | 252,0 | 1,8400 | 0,714820 | | | | |
| | 206* | wr | | | 289,8082 | 2,049135 | 325,8 ± 1,2 | 0,70524 ± 30 | | |
| 206BI | bio | 150 | 319,0 | | 0,711580 | | | | | |

Tabla 4: Análisis químicos de la Granodiorita Tabaquito.

| | plutón Tabaquito | | | | | |
|--------------------------------|------------------|--------|--------|--------|-------|------------|
| | < LS178 | LS180 | LS187 | LS190 | LS191 | > LS206 |
| SiO ₂ | 66,04 | 67,50 | 65,81 | 70,53 | 66,69 | 65,54 |
| TiO ₂ | 0,66 | 0,55 | 0,62 | 0,39 | 0,57 | 0,69 |
| Al ₂ O ₃ | 15,59 | 15,17 | 15,74 | 14,51 | 15,80 | 15,63 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,03 | 1,37 | 1,53 | 0,91 | 1,22 | 1,34 |
| FeO | 3,01 | 2,28 | 2,61 | 1,87 | 2,85 | 3,06 |
| MnO | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,05 | 0,07 | 0,07 |
| MgO | 1,78 | 1,63 | 1,76 | 1,11 | 1,32 | 1,72 |
| CaO | 3,14 | 3,37 | 3,65 | 2,58 | 2,97 | 3,57 |
| Na ₂ O | 3,44 | 2,97 | 3,00 | 2,86 | 2,86 | 3,12 |
| K ₂ O | 3,18 | 3,77 | 3,38 | 4,09 | 3,73 | 3,52 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,15 | 0,16 | 0,09 | 0,20 | 0,17 |
| H ₂ O ⁺ | 1,66 | 1,00 | 1,39 | 0,95 | 1,22 | 1,17 |
| H ₂ O ⁻ | 0,17 | 0,16 | 0,16 | 0,10 | 0,16 | 0,13 |
| CO ₂ | 0,20 | 0,03 | 0,13 | 0,07 | 0,05 | 0,04 |
| Total | 100,17 | 100,01 | 100,02 | 100,13 | 99,71 | 99,80 |
| Ga | 19 | 17 | 18 | 17 | 19 | 21 |
| Nb | 14 | 11 | 12 | 11 | 11 | 14 |
| Pb | 18 | 26 | 15 | 24 | 20 | 16 |
| Rb | 132 | 151 | 141 | 162 | 160 | 150 |
| Sr | 392 | 288 | 318 | 224 | 252 | 319 |
| Th | 15 | 18 | 14 | 7 | 13 | 15 |
| U | 2 | 2 | 4 | 2 | 2 | 2 |
| Y | 23 | 25 | 29 | 19 | 31 | 31 |
| Zr | 166 | 132 | 148 | 100 | 166 | 194 |
| Ba | 573 | 640 | 593 | 424 | 680 | 780 |
| Ce | 60 | 59 | 58 | 46 | 60 | 64 |
| Cr | 45 | 40 | 43 | 29 | 30 | 41 |
| Cu | 7 | 3 | 2 | 20 | 4 | 7 |
| La | 32 | 23 | 25 | 16 | 23 | 33 |
| Nd | 31 | 34 | 33 | 25 | 50 | 43 |
| Ni | 14 | 14 | 14 | 9 | 11 | 14 |
| Pr | 9 | 6 | 5 | 5 | 8 | 12 |
| V | 87 | 75 | 88 | 57 | 69 | 99 |
| Zn | 55 | 53 | 54 | 33 | 64 | 64 |

potasio. En el diagrama AFM (Fig. 3a) caen dentro del campo calcoalcalino de Irvine y Baragar (1971), por lo cual se las puede incluir dentro de las series calcoalcalinas con alto potasio (Roberts y Clemens 1993) con excepción del plutón Los Leones cuyo contenido de potasio es normal. La concentración de elementos traza normalizadas a N-Morb se caracteriza por una alta relación LIL/HFS, característica de los magmas calcoalcalinos (Figs. 3e-f). El enriquecimiento de los elementos LIL en el plutón turmalínico de Tocota, en particular Rb, Th y U, pudo haber sido causada por su relación con fases fluidas acuosas, ya que la solubilidad del agua se incrementa en los magmas ricos en boro (Pichavant y Manning 1984). Todas las muestras caen en el campo de los granitos de arco volcánico en el diagrama discriminante (Fig. 3c) de Pearce *et al.* (1984).

Los diagramas de variación simple (Figs. 3g-h, 4) indican que cada plutón exhibe una tendencia evolutiva propia, que correspondería a diferenciación propia *in situ*, cuyo resultado es la zonación que cada uno de ellos presenta.

Granitos: En las unidades graníticas el contenido de SiO₂ varía entre 72,8 y 77,4%, siendo pequeñas las variaciones internas de cada plutón, del orden del 4%, reflejando una zonación débil en estos plutones. Los contenidos de MgO (0,00-0,59%) y CaO (0,20-1,45%) son bajos. La relación K₂O/Na₂O es alta (1,24-1,99) confi-

riéndole un carácter potásico a estas unidades. La relación A/CNK varía entre 0,99 y 1,21, dando a los granitos un carácter peraluminoso débil. No obstante esto, la única unidad típicamente peraluminosa es el Granito Las Opeñas, cuya actividad en alúmina fue suficientemente alta para formar cordierita magmática (Patiño Douce y Johnston 1991). Este diferente comportamiento del Granito Las Opeñas respecto de las distintas unidades graníticas está acompañado por diferentes concentraciones de los elementos traza. Mientras que esta unidad muestra similitudes con los granitos tipo-S como ser alto contenido de Rb y bajo de Nb, Zr, Y, U, y una elevada relación inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,710-0,713). En contraste, las restantes unidades graníticas exhiben características de granitos tipo-A relacionados a procesos pos-orogénicos (Sylvester 1989, Rogers y Greenberg 1990) como los granitos hipersolvus de Los Lavaderos y Agua Blanca, caracterizados por un débil enriquecimiento en los elementos HFS tales como Nb, Y, Zr, Th y U, y empobrecimiento de los elementos LIL (Fig. 3f). Estas diferencias se aprecian claramente en el diagrama discriminante de Pearce *et al.* (1984), donde Las Opeñas cae en el campo de granitos colisionales mientras que las restantes unidades lo hacen en el campo de los granitos de intraplaca (Fig. 3c). En los diagramas de elementos traza expandidos (diagramas araña) normalizado a N-Morb se documenta la distinción entre granodioritas y granitos (Fig. 3f). A su vez se constata que la granodiorita carbonífera tiene similar diseño que las pérmicas (Fig. 3e).

Si bien fluor no fue analizado, no se descarta la presencia de este elemento en el magma por encontrarse fluorita entre los accesorios, siendo su abundancia mayor cuanto más jóvenes son los granitos.

Discusión

Esta discusión se referirá a las relaciones que hay entre el tipo de roca y las características tectónicas de la región para el período Permo-Triásico. En este sentido no se analizarán las relaciones de la Granodiorita Tabaquito por tratarse de un único plutón y no poder determinar si es representativo de la evolución magmática del Carbonífero. Tampoco se conoce con claridad su relación con la evolución tectónica de esa época.

El marco tectónico del período Pérmico-Triásico inferior fue analizado por Llambías y Sato (1990) por lo cual se lo tratará brevemente. Las características del marco tectónico se obtendrán del análisis de las relaciones geológicas y no de los argumentos geoquímicos, que no son coincidentes.

Marco tectónico durante el Pérmico a Triásico Inferior

Evidencias geológicas: El batolito de Colangüil y otros

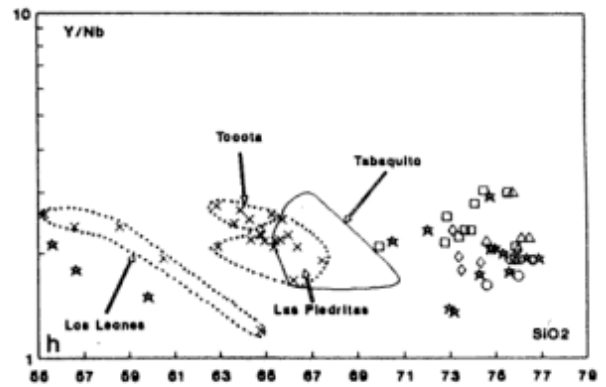
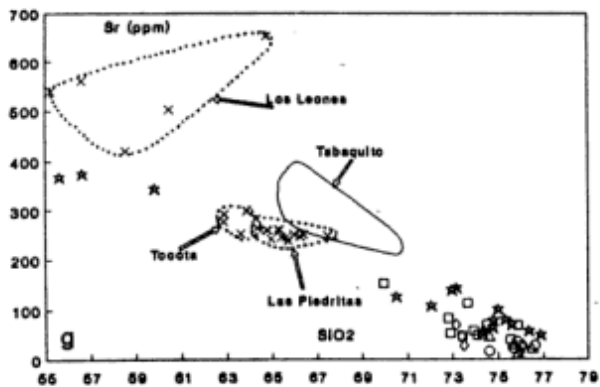
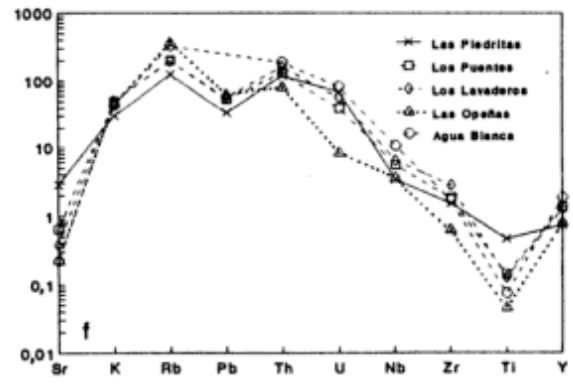
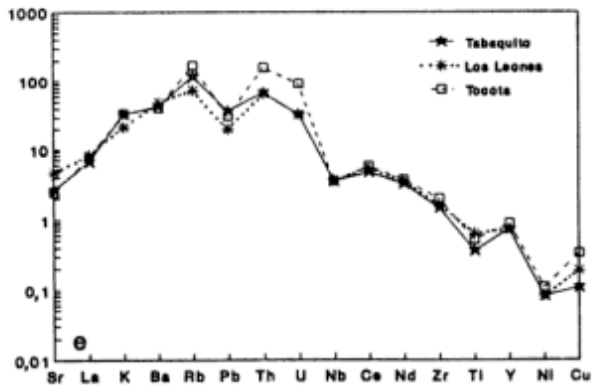
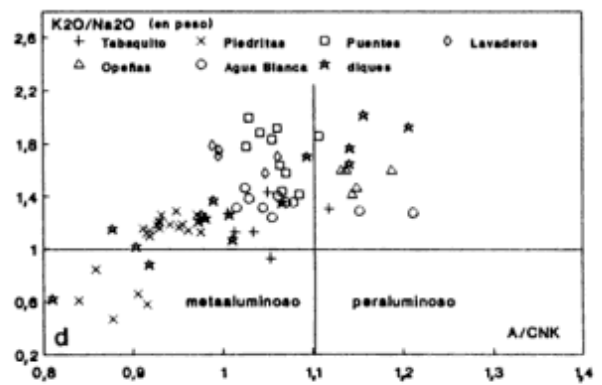
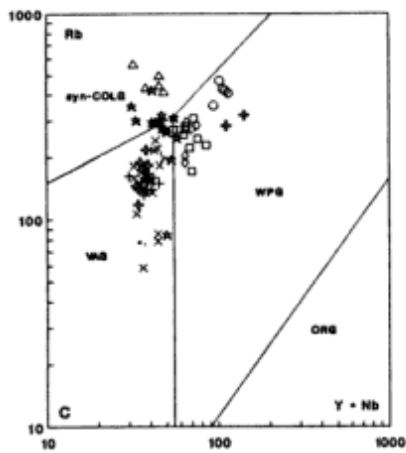
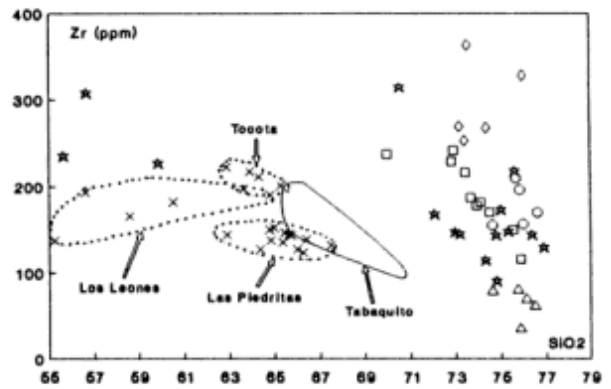
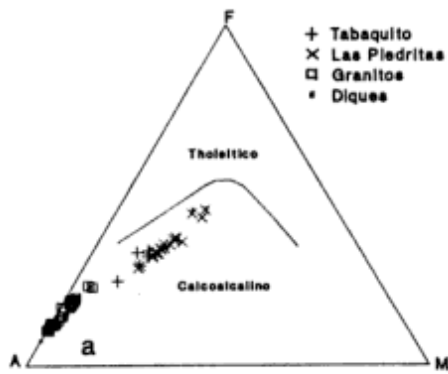


Tabla 5: Análisis químicos de Granodiorita Las Piedritas.

| | plutón Las Piedritas | | | | | | | | | | | | | |
|-------|----------------------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|
| | < | LS-73 | LS-72 | LS87 | LS139 | LS-80 | LS112 | LS-128 | LS-108 | LS-114 | RC-30 | RC-28 | RC-27 | > |
| SiO2 | | 62,88 | 64,34 | 64,74 | 64,78 | 65,33 | 65,61 | 65,97 | 66,36 | 67,45 | 64,94 | 65,40 | 65,71 | 66,21 |
| TiO2 | | 0,74 | 0,65 | 0,64 | 0,65 | 0,60 | 0,59 | 0,59 | 0,58 | 0,51 | 0,64 | 0,62 | 0,57 | 0,52 |
| Al2O3 | | 15,95 | 15,27 | 15,18 | 15,61 | 15,43 | 15,65 | 15,29 | 15,23 | 15,05 | 15,18 | 15,25 | 15,25 | 15,75 |
| Fe2O3 | | 2,07 | 1,83 | 1,92 | 1,92 | 2,01 | 1,77 | 1,90 | 1,72 | 1,64 | 1,91 | 2,03 | 1,82 | 1,61 |
| FeO | | 3,18 | 2,95 | 2,65 | 2,76 | 2,39 | 2,44 | 2,32 | 2,40 | 1,93 | 2,61 | 2,36 | 2,36 | 1,98 |
| MnO | | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,07 |
| MgO | | 2,59 | 2,37 | 2,11 | 2,25 | 2,00 | 1,91 | 2,04 | 1,88 | 1,60 | 2,11 | 2,03 | 1,90 | 1,61 |
| CaO | | 5,11 | 4,63 | 4,37 | 4,60 | 4,07 | 4,22 | 4,15 | 3,91 | 3,69 | 4,29 | 4,12 | 4,00 | 3,81 |
| Na2O | | 2,86 | 2,72 | 2,89 | 2,92 | 2,88 | 2,98 | 2,91 | 2,91 | 2,93 | 3,07 | 2,98 | 3,02 | 3,23 |
| K2O | | 3,13 | 3,29 | 3,40 | 3,36 | 3,46 | 3,52 | 3,31 | 3,48 | 3,67 | 3,53 | 3,52 | 3,51 | 3,62 |
| P2O5 | | 0,14 | 0,16 | 0,11 | 0,12 | 0,14 | 0,10 | 0,12 | 0,12 | 0,09 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,10 |
| H2O+ | | 1,05 | 1,16 | 0,98 | 0,93 | 1,18 | 1,08 | 1,11 | 1,04 | 1,10 | 1,23 | 1,43 | 1,20 | 1,46 |
| H2O- | | 0,12 | 0,11 | 0,12 | 0,10 | 0,14 | 0,11 | 0,14 | 0,12 | 0,13 | 0,14 | 0,14 | 0,15 | 0,14 |
| CO2 | | 0,07 | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 0,12 | 0,05 | 0,09 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,09 | 0,05 | 0,07 |
| Total | | 99,98 | 99,62 | 99,24 | 100,14 | 99,81 | 100,11 | 100,00 | 99,88 | 99,93 | 99,90 | 100,14 | 99,72 | 100,16 |
| Ga | | 18 | 15 | 17 | 16 | 17 | 16 | 17 | 16 | 18 | 15 | 17 | 18 | 19 |
| Nb | | 12 | 11 | 11 | 12 | 12 | 11 | 12 | 12 | 11 | 12 | 12 | 10 | 12 |
| Pb | | 17 | 18 | 15 | 17 | 18 | 18 | 17 | 20 | 18 | 21 | 17 | 30 | 27 |
| Rb | | 140 | 149 | 156 | 161 | 161 | 169 | 157 | 164 | 158 | 174 | 166 | 177 | 181 |
| Sr | | 291 | 263 | 259 | 257 | 258 | 244 | 250 | 249 | 247 | 240 | 244 | 237 | 245 |
| Th | | 19 | 18 | 23 | 23 | 23 | 24 | 29 | 22 | 29 | 24 | 24 | 24 | 19 |
| U | | 6 | 5 | 5 | 6 | 4 | 5 | 6 | 4 | 5 | 5 | 7 | 5 | 4 |
| Y | | 25 | 24 | 25 | 27 | 25 | 24 | 27 | 25 | 21 | 26 | 26 | 25 | 20 |
| Zr | | 144 | 127 | 150 | 137 | 135 | 145 | 127 | 139 | 131 | 152 | 146 | 143 | 123 |

| | < | plutón Los Leones | | | | | > | < | plutón Tocota | | | | | > |
|-------|--------|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------|-------|--|--|--|---|
| | LS247 | LS249 | LS250 | LS252 | LS253 | LS255 | LS256 | LS257 | LS258 | LS259 | | | | |
| SiO2 | 64,76 | 60,49 | 56,59 | 58,55 | 55,24 | 62,83 | 65,24 | 64,28 | 63,87 | 63,60 | | | | |
| TiO2 | 0,64 | 0,81 | 1,26 | 1,13 | 1,34 | 0,92 | 0,77 | 0,81 | 0,86 | 0,90 | | | | |
| Al2O3 | 16,07 | 16,37 | 16,64 | 16,93 | 18,00 | 15,28 | 14,98 | 15,27 | 15,38 | 15,02 | | | | |
| Fe2O3 | 2,14 | 2,37 | 1,72 | 2,53 | 3,10 | 1,68 | 1,98 | 2,01 | 2,20 | 1,07 | | | | |
| FeO | 2,10 | 3,33 | 5,67 | 4,63 | 4,38 | 3,96 | 2,66 | 2,96 | 3,02 | 4,35 | | | | |
| MnO | 0,10 | 0,14 | 0,13 | 0,12 | 0,11 | 0,09 | 0,07 | 0,08 | 0,06 | 0,09 | | | | |
| MgO | 2,00 | 3,10 | 3,66 | 2,94 | 3,41 | 2,68 | 2,06 | 2,27 | 2,28 | 2,57 | | | | |
| CaO | 4,55 | 5,59 | 6,42 | 5,75 | 7,20 | 4,44 | 3,75 | 4,07 | 4,19 | 4,18 | | | | |
| Na2O | 4,03 | 3,49 | 3,55 | 3,55 | 3,46 | 3,02 | 2,96 | 3,21 | 3,04 | 2,84 | | | | |
| K2O | 2,63 | 2,94 | 2,14 | 2,04 | 1,61 | 3,38 | 3,80 | 3,65 | 3,63 | 3,57 | | | | |
| P2O5 | 0,25 | 0,29 | 0,41 | 0,31 | 0,32 | 0,17 | 0,16 | 0,17 | 0,18 | 0,16 | | | | |
| H2O+ | 0,72 | 1,15 | 1,39 | 1,24 | 1,45 | 1,16 | 0,96 | 0,98 | 0,87 | 1,09 | | | | |
| H2O- | 0,08 | 0,11 | 0,15 | 0,12 | 0,10 | 0,14 | 0,11 | 0,12 | 0,10 | 0,11 | | | | |
| CO2 | 0,05 | 0,07 | 0,13 | 0,11 | 0,16 | 0,07 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,08 | | | | |
| Total | 100,12 | 100,26 | 99,86 | 99,96 | 99,89 | 99,81 | 99,56 | 99,96 | 99,74 | 99,64 | | | | |
| Ga | 20 | 20 | 23 | 22 | 24 | 19 | 19 | 20 | 20 | 19 | | | | |
| Nb | 15 | 14 | 13 | 13 | 10 | 12 | 12 | 12 | 12 | 14 | | | | |
| Pb | 8 | 13 | 12 | 10 | 6 | 20 | 15 | 15 | 14 | 12 | | | | |
| Rb | 106 | 135 | 85 | 78 | 58 | 183 | 240 | 216 | 218 | 197 | | | | |
| Sr | 652 | 503 | 560 | 419 | 539 | 275 | 260 | 282 | 298 | 251 | | | | |
| Th | 16 | 18 | 9 | 10 | 8 | 24 | 36 | 30 | 34 | 24 | | | | |
| U | 3 | 4 | 1 | 2 | 2 | 5 | 8 | 7 | 6 | 7 | | | | |
| Y | 18 | 27 | 31 | 31 | 26 | 33 | 31 | 30 | 32 | 34 | | | | |
| Zr | 190 | 182 | 193 | 166 | 137 | 222 | 201 | 211 | 217 | 197 | | | | |
| Ba | 925 | 670 | 616 | 627 | 516 | 640 | 517 | 556 | 565 | 599 | | | | |
| Ce | 70 | 65 | 67 | 69 | 57 | 70 | 68 | 73 | 76 | 62 | | | | |
| Cr | 36 | 49 | 42 | 15 | 16 | 48 | 32 | 35 | 38 | 48 | | | | |
| Cu | 2 | 14 | 21 | 7 | 26 | 23 | 47 | 27 | 26 | 2 | | | | |
| La | 40 | 34 | 30 | 30 | 24 | 35 | 32 | 31 | 29 | 20 | | | | |
| Nd | 40 | 46 | 38 | 39 | 35 | 40 | 40 | 42 | 42 | 42 | | | | |
| Ni | 15 | 17 | 14 | 9 | 7 | 21 | 12 | 14 | 18 | 17 | | | | |
| Pr | 5 | 6 | 9 | 10 | 8 | 13 | 10 | 10 | 9 | 8 | | | | |
| V | 76 | 124 | 190 | 144 | 200 | 134 | 106 | 114 | 116 | 136 | | | | |
| Zn | 52 | 67 | 88 | 90 | 88 | 66 | 54 | 61 | 48 | 118 | | | | |

Figura 3 a: diagrama AFM, donde las unidades graníticas se representan con una sola rastra por no presentar diferencias significativas entre ellos; b: diagrama Zr vs. SiO₂. Las rastros son las mismas que en d; c: diagrama de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984), mismas rastros que en d, además de las cruces dobles que corresponden a las vulcanitas del Grupo Chiyoi en Colangüil; syn-COLG = granitos sin-colisionales; VAG = granitos de arcos volcánicos; WPG = granitos de intraplaca; ORG = granitos de dorsales oceánicas. d: diagrama Na₂O/K₂O vs. A/CNK que expresa la relación entre el contenido de potasio y la peraluminosidad. El límite entre series metaaluminosas y peraluminosas es según Chappell y White (1974). e y f: diagramas expandidos promedios normalizados respecto de N-Morb según valores de Hofmann (1988). Los valores de cada unidad magmática pudieron ser promediados debido a su muy baja desviación estandar. En e se muestra una similitud entre las granodioritas carbonífera y pérmicas, con excepción del plutón Tocota que se incrementa ligeramente en elementos LIL. En f se compara la Granodiorita Las Piedritas con las unidades graníticas. Estas en general muestran, con excepción del plutón Las Opeñas que es afín a los granitos tipo-S, un enriquecimiento en elementos HFS, que los acerca a los granitos tipo-A. El enriquecimiento en elementos LIL del Granito Agua Blanca puede deberse a que las muestras provienen de las cúpulas de los plutones. g: diagrama Sr-SiO₂ mostrando las diferencias entre los granitos y las granodioritas. h: diagrama Y/Nb-SiO₂ que muestra que la relación Y/Nb es poco variable en todas las unidades.

Tabla 6: Análisis químicos de las unidades graníticas.

| | GRANITO LOS PUENTES | | | | | | | | | | | | | GRANITO LOS LAVADEROS | | | | |
|--------------------------------|------------------------|-------|-------|--------|-------|--------|----------------------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------------------------|-------|--|--|--|
| | < plutón Los Puentes > | | | | | | < plutón El Fierro > | | | | | | | < plutón Los Lavaderos > | | | | |
| | CG-51 | CG-55 | CG-10 | CG-41 | CG-39 | LS-134 | LS-129 | LS-130 | LS-135 | LS-136 | LS-96 | LS-95 | LS-101 | LS-103 | LS-75 | | | |
| SiO ₂ | 69,93 | 73,63 | 74,48 | 75,51 | 75,85 | 72,78 | 72,86 | 73,38 | 73,90 | 74,07 | 73,12 | 73,37 | 73,48 | 74,32 | 75,96 | | | |
| TiO ₂ | 0,37 | 0,22 | 0,18 | 0,13 | 0,10 | 0,35 | 0,25 | 0,23 | 0,22 | 0,22 | 0,24 | 0,20 | 0,21 | 0,21 | 0,16 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 14,69 | 13,20 | 13,15 | 13,01 | 12,73 | 13,28 | 13,68 | 13,14 | 13,12 | 12,93 | 13,02 | 12,84 | 13,04 | 12,90 | 12,06 | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,91 | 0,75 | 0,65 | 0,54 | 0,78 | 0,99 | 0,75 | 0,64 | 0,83 | 0,67 | 0,96 | 0,87 | 1,12 | 0,96 | 0,87 | | | |
| FeO | 1,93 | 1,32 | 1,20 | 0,94 | 0,45 | 1,70 | 1,46 | 1,39 | 1,14 | 1,28 | 1,18 | 1,39 | 1,18 | 1,09 | 1,01 | | | |
| MnO | 0,06 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | | | |
| MgO | 0,59 | 0,27 | 0,25 | 0,17 | 0,09 | 0,41 | 0,23 | 0,18 | 0,26 | 0,16 | 0,28 | 0,25 | 0,15 | 0,27 | 0,02 | | | |
| CaO | 1,39 | 1,00 | 0,80 | 0,73 | 0,23 | 1,45 | 1,18 | 1,07 | 0,97 | 1,03 | 1,10 | 0,70 | 0,80 | 0,83 | 0,60 | | | |
| Na ₂ O | 3,35 | 3,31 | 3,37 | 3,20 | 3,04 | 2,89 | 2,99 | 2,85 | 2,86 | 2,87 | 3,13 | 3,11 | 3,34 | 3,23 | 3,11 | | | |
| K ₂ O | 5,26 | 4,74 | 4,74 | 5,22 | 5,63 | 5,13 | 5,61 | 5,67 | 5,46 | 5,24 | 5,47 | 5,28 | 5,69 | 5,08 | 5,54 | | | |
| P ₂ O ₅ | 0,11 | 0,05 | 0,05 | 0,02 | 0,00 | 0,10 | 0,06 | 0,04 | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,00 | | | |
| H ₂ O+ | 1,04 | 0,91 | 0,73 | 0,69 | 0,75 | 0,68 | 0,78 | 0,73 | 0,84 | 0,79 | 0,78 | 0,94 | 0,58 | 0,77 | 0,41 | | | |
| H ₂ O- | 0,16 | 0,13 | 0,12 | 0,11 | 0,20 | 0,13 | 0,19 | 0,13 | 0,15 | 0,13 | 0,17 | 0,24 | 0,14 | 0,16 | 0,10 | | | |
| CO ₂ | 0,08 | 0,27 | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,07 | 0,10 | 0,07 | 0,39 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | | | |
| Total | 99,86 | 99,87 | 99,81 | 100,36 | 99,93 | 99,98 | 100,14 | 99,54 | 99,92 | 99,57 | 99,57 | 99,67 | 99,85 | 99,98 | 99,94 | | | |
| Ga | 20 | 20 | 17 | 20 | 20 | 20 | 19 | 19 | 19 | 21 | 18 | 19 | 20 | 19 | 18 | | | |
| Nb | 22 | 21 | 21 | 19 | 21 | 20 | 18 | 17 | 18 | 19 | 21 | 22 | 23 | 26 | 21 | | | |
| Pb | 24 | 24 | 25 | 22 | 22 | 27 | 28 | 27 | 32 | 30 | 23 | 53 | 21 | 24 | 18 | | | |
| Rb | 221 | 171 | 229 | 245 | 274 | 257 | 281 | 272 | 272 | 308 | 273 | 294 | 203 | 285 | 189 | | | |
| Sr | 151 | 112 | 69 | 39 | 68 | 83 | 52 | 47 | 57 | 49 | 69 | 46 | 28 | 58 | 14 | | | |
| Th | 22 | 22 | 21 | 15 | 22 | 22 | 31 | 28 | 31 | 26 | 33 | 30 | 29 | 36 | 23 | | | |
| U | 3 | 2 | 3 | 4 | 5 | 2 | 3 | 2 | 2 | 2 | 5 | 4 | 3 | 5 | 3 | | | |
| Y | 46 | 49 | 64 | 57 | 44 | 43 | 46 | 38 | 42 | 53 | 49 | 43 | 41 | 49 | 43 | | | |
| Zr | 237 | 187 | 170 | 150 | 116 | 229 | 242 | 216 | 178 | 182 | 269 | 253 | 363 | 268 | 328 | | | |

| | GRANITO LAS OPEÑAS | | | | | GRANITO AGUA BLANCA | | | | | BLANCA | | | | |
|--------------------------------|-----------------------|-------|--------|--------|--------|------------------------|-------|-------|-------|-------|------------------|--------|--------|--------|--------|
| | < plutón Las Opeñas > | | | | | < plutón Agua Blanca > | | | | | < plutón Chita > | | | | |
| | LS-90 | LS-71 | LS-123 | LS-126 | LS-99 | AB-22 | AB-24 | AB-25 | AB-23 | AB-26 | CH-40 | CH-28 | CH-130 | CH-122 | CH-126 |
| SiO ₂ | 74,58 | 75,74 | 75,84 | 76,11 | 76,47 | 76,27 | 76,50 | 76,56 | 76,58 | 77,36 | 74,58 | 75,63 | 75,81 | 75,97 | 76,61 |
| TiO ₂ | 0,10 | 0,09 | 0,03 | 0,08 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,12 | 0,14 | 0,10 | 0,12 | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | 13,77 | 13,19 | 13,68 | 13,27 | 13,00 | 12,30 | 12,28 | 12,17 | 12,56 | 12,16 | 13,56 | 12,88 | 12,82 | 12,86 | 13,09 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,43 | 0,40 | 0,45 | 0,38 | 0,34 | 0,33 | 0,43 | 0,31 | 0,27 | 0,45 | 1,89 | 1,92 | 1,48 | 1,42 | 0,97 |
| FeO | 0,76 | 0,78 | 0,53 | 0,76 | 0,79 | 0,66 | 0,71 | 0,67 | 0,73 | 0,56 | | | | | |
| MnO | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,05 |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,12 | 0,12 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,14 | 0,13 | 0,18 | 0,15 | 0,06 |
| CaO | 0,70 | 0,67 | 0,39 | 0,58 | 0,59 | 0,57 | 0,57 | 0,69 | 0,53 | 0,52 | 0,55 | 0,49 | 0,20 | 0,66 | 0,58 |
| Na ₂ O | 3,24 | 3,09 | 3,21 | 3,26 | 3,25 | 3,62 | 3,40 | 3,37 | 3,67 | 3,33 | 3,76 | 3,56 | 3,39 | 3,63 | 3,40 |
| K ₂ O | 5,15 | 4,91 | 5,11 | 4,75 | 4,58 | 4,74 | 4,95 | 4,65 | 4,54 | 4,65 | 5,07 | 4,81 | 4,30 | 4,75 | 4,37 |
| P ₂ O ₅ | 0,11 | 0,05 | 0,08 | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,11 | 0,02 | 0,02 |
| H ₂ O+ | 0,67 | 0,67 | 0,72 | 0,69 | 0,66 | 0,50 | 0,51 | 0,57 | 0,51 | 0,55 | 1,10 | 1,07 | 0,76 | 0,61 | 1,06 |
| H ₂ O- | 0,09 | 0,08 | 0,10 | 0,11 | 0,07 | 0,14 | 0,16 | 0,16 | 0,11 | 0,12 | | | | | |
| CO ₂ | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,06 | 0,08 | 0,09 | 0,14 | 0,17 | 0,14 | | | | | |
| Total | 99,67 | 99,75 | 100,23 | 100,24 | 100,12 | 99,28 | 99,67 | 99,38 | 99,75 | 99,92 | 100,80 | 100,65 | 99,18 | 100,25 | 100,33 |
| Ga | 19 | 20 | 23 | 22 | 21 | | | | | | | | | | |
| Nb | 12 | 12 | 11 | 14 | 14 | | | | | | 42 | 39 | 32 | 39 | 35 |
| Pb | 32 | 32 | 31 | 31 | 30 | | | | | | | | | | |
| Rb | 429 | 411 | 559 | 437 | 491 | | | | | | 420 | 406 | 356 | 426 | 468 |
| Sr | 45 | 27 | 9 | 27 | 20 | | | | | | 16 | 23 | 35 | 25 | 28 |
| Th | 15 | 17 | 13 | 14 | 16 | | | | | | 32 | 44 | 32 | 35 | 31 |
| U | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | | | | | | 6 | 9 | 4 | 6 | 4 |
| Y | 26 | 36 | 21 | 31 | 31 | | | | | | 68 | 75 | 62 | 67 | 67 |
| Zr | 79 | 81 | 35 | 70 | 62 | | | | | | 155 | 210 | 196 | 157 | 170 |

batolitos de similar edad de la Cordillera Frontal de Argentina y Chile se emplazaron a lo largo del margen del continente Gondwana. Numerosos autores (Nasi *et al.* 1985, Kay *et al.* 1989, Llambías y Sato 1990) están de acuerdo en que las intrusiones carboníferas como Tabaquito (Carbonífero Inferior alto) o las del Complejo Elqui (Carbonífero Superior) forman parte de un arco magmático relacionado a la subducción de un océano proto-Pacífico por debajo de Gondwana.

En el área del batolito de Colangüil el ciclo ígneo Pérmico-Triásico Inferior es posterior a la FOSR. Los

efectos producidos por esta fase orogénica consistieron en plegamiento con corrimientos (Camino 1979, Azcuy y Camino 1987), que causaron el engrosamiento de la corteza. Las evidencias de este engrosamiento consisten en la fuerte erosión a que estuvo sometida esta región, cuyo resultado fue la elaboración de una superficie de erosión que abarcó toda la Cordillera Frontal, y debido a su amplia extensión, de carácter regional, fue denominada superficie San Rafael por Llambías *et al.* (1993). La elevación de la Cordillera Frontal durante el Pérmico inferior temprano también fue postulada por Fernández

Tabla 7: Análisis químicos de diques relacionados con el batolito de Colangüil.

| | < MAFICOS > | | | | < FELSICOS > | | | |
|--------------------------------|-------------|-------|-------|-------|--------------|-------|-------|-------|
| | LS138 | LS121 | LS131 | LS132 | LS104 | LS105 | LS-25 | LS110 |
| SIO ₂ | 55,61 | 56,62 | 59,81 | 72,01 | 72,94 | 73,14 | 74,26 | 74,73 |
| TIO ₂ | 1,55 | 1,58 | 1,24 | 0,28 | 0,26 | 0,26 | 0,20 | 0,15 |
| Al ₂ O ₃ | 16,58 | 16,04 | 15,18 | 13,81 | 14,15 | 13,73 | 13,36 | 12,63 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,60 | 3,38 | 2,46 | 0,82 | 0,70 | 0,66 | 0,72 | 1,12 |
| FeO | 5,45 | 4,60 | 3,63 | 1,28 | 1,03 | 1,06 | 0,94 | 0,68 |
| MnO | 0,12 | 0,09 | 0,11 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,02 |
| MgO | 3,65 | 3,10 | 3,06 | 0,29 | 0,37 | 0,31 | 0,24 | 0,15 |
| CaO | 7,00 | 5,68 | 3,80 | 1,04 | 0,98 | 0,83 | 0,40 | 0,55 |
| Na ₂ O | 3,35 | 2,77 | 3,72 | 3,08 | 2,99 | 3,08 | 2,78 | 2,60 |
| K ₂ O | 2,05 | 3,17 | 3,25 | 5,24 | 5,27 | 5,05 | 5,34 | 5,22 |
| P ₂ O ₅ | 0,39 | 0,47 | 0,46 | 0,11 | 0,17 | 0,17 | 0,13 | 0,04 |
| H ₂ O + | 1,31 | 1,83 | 2,59 | 1,08 | 1,14 | 1,18 | 1,10 | 1,15 |
| H ₂ O - | 0,11 | 0,10 | 0,15 | 0,09 | 0,11 | 0,12 | 0,10 | 0,18 |
| CO ₂ | 0,06 | 0,05 | 0,26 | 0,24 | 0,05 | 0,30 | 0,11 | 0,22 |
| Total | 99,83 | 99,47 | 99,73 | 99,40 | 100,19 | 99,91 | 99,72 | 99,45 |
| Ga | 22 | 19 | 20 | 21 | 20 | 18 | 19 | 17 |
| Nb | 16 | 19 | 16 | 15 | 13 | 14 | 15 | 14 |
| Pb | 12 | 7 | 18 | 22 | 27 | 16 | 31 | 13 |
| Rb | 84 | 195 | 154 | 263 | 353 | 300 | 420 | 309 |
| Sr | 367 | 373 | 343 | 107 | 138 | 143 | 52 | 63 |
| Th | 11 | 14 | 11 | 26 | 23 | 21 | 26 | 31 |
| U | 2 | 2 | 3 | 4 | 4 | 6 | 5 | 5 |
| Y | 34 | 34 | 24 | 35 | 18 | 19 | 26 | 41 |
| Zr | 235 | 307 | 227 | 168 | 147 | 145 | 114 | 143 |

Seveso *et al.* (1993) para explicar los cambios registrados durante el Asseliano entre las Formaciones Tupe y Patquía de la cuenca de Paganzo.

El carácter pos-orogénico del ciclo pérmico-Triásico inferior es bien claro porque la Granodiorita Las Piedritas, la unidad más antigua de este ciclo, no sólo corta las estructuras deformadas, sino también, como en el caso del plutón Romo, perfora la superficie San Rafael, intruyendo los niveles sedimentarios inferiores del Grupo Choiyoi. La edad de la FOSR está comprendida entre la finalización de la sedimentación en el Asseliano (alrededor de los 280 Ma) y poco antes de los 272 Ma, que es la edad más antigua datada. Esta edad, obtenida a partir de una combinación de datos geológicos e isotópicos, no coincide con la propuesta por Mpodozis y Kay (1992) de alrededor de 250 Ma para el batolito de Elqui, inferida a partir de datos isotópicos. En esta región son probables los rejuvenecimientos isotópicos debido a la fuerte tectónica andina y al magmatismo terciario asociado a importantes desarrollos hidrotermales (Maksaev *et al.* 1984, Moscoso y Mpodozis 1988).

En consecuencia, puede estimarse que el tiempo transcurrido entre la FOSR y el comienzo del magmatismo en Colangüil, representado por la Granodiorita Las Piedritas y por las primeras efusiones andesíticas, es de alrededor de unos 10 m.a., aunque esta cifra debe ser considerada como preliminar, al haberse obtenido por comparación de una edad estratigráfica con una radiométrica. Los granitos, en cambio, se habrían emplazado entre 20 y 33 m.a. después de dicha fase orogénica. De acuerdo con estas conclusiones, la Granodiorita Las Piedritas tendría una relación pos-orogénica temprana, mientras que los granitos serían pos-orogénicos tardíos.

La distribución de los esfuerzos durante el período de intrusión de las granodioritas no es fácil de determinar debido a que las formas de los plutones están oscurecidas por las intrusiones graníticas posteriores. En los plutones de Los Leones y Tocota las relaciones axiales son 1,3 y 3,2 respectivamente, coincidentes con la orientación del eje del batolito. Los plutones de las unidades graníticas muestran las relaciones axiales máximas (Tabla 1), llegando hasta 8,5 en el plutón de Las Opeñas. Simultáneamente se desarrollaron enjambres de diques lineales subverticales, típicamente de dilatación con diseño en echelón, paralelos al eje del batolito (Llambías y Sato 1991). Las características mencionadas indican un campo de esfuerzos anisótropo en el plano horizontal, con el eje mínimo perpendicular al eje del batolito, lo cual es una característica de extensión (Delaney y Pollard 1981). La magnitud de la extensión se incrementó después de las intrusiones de granodioritas, alcanzando el máximo durante el emplazamiento de las tres primeras unidades graníticas. Cuando se intruyó el Granito de Agua Blanca la extensión había disminuido fuertemente, como lo indica la escasez de diques longitudinales y la presencia de diques cónicos (Sato 1989). Probablemente hay una correlación entre la disminución de la extensión y la finalización de la intrusión del batolito, debiéndose realizar estudios de mayor detalle para arribar a conclusiones firmes.

Es probable que el régimen extensional haya afectado solamente la parte superior de la corteza por lo que no es comparable con estructuras de rifts, que al atravesar la litósfera permiten el ascenso de magmas máficos en abundancia. En Colangüil los diques máficos son muy escasos respecto a las restantes rocas, indicando ausencia de fracturas profundas.

Por lo expresado queda en claro que la extensión sucedió al período compresivo de la FOSR, pudiéndose interpretar que es el resultado de un relajamiento mecánico asociado al desmoronamiento del orógeno (véase la síntesis de Dewey 1988), y por esta razón su carácter superficial. Este proceso fue facilitado por el elevado gradiente geotérmico de esta región -reconocido por la abundancia de cuerpos magmáticos en la Cordillera Frontal- que debilitó la parte superior frágil de la corteza (Van der Molen y Paterson 1979, Sonder y England 1986, Lynch y Morgan 1987, Gaudemer *et al.* 1988).

Varios autores postularon que se requiere un período de incubación de unos 5-10 m.a. (Zen 1988, Patiño Douce *et al.* 1990) para que una corteza engrosada alcance un máximo térmico (England y Thompson 1984, De Yoreo *et al.* 1989) como resultado del relajamiento térmico. Las intrusiones de la Granodiorita Las Piedritas (272-262 Ma) aparentemente tuvieron lugar durante los últimos estadios del período de incubación, mientras que las intrusiones graníticas lo hicieron durante el máximo térmico, que posiblemente coincidió con el máximo de la extensión. Eso explica el carácter hipersolvus de los granitos, fenómeno que es común a otros batolitos de la

Cordillera Frontal (Parada 1988, Llambías *et al.* 1993). De acuerdo con los argumentos mencionados se puede inferir que el régimen termo-mecánico que prevaleció durante las intrusiones de las granodioritas fue diferente al de los granitos.

El cambio en el régimen termo-mecánico en la evolución del ciclo pérmico-triásico inferior puede ser interpretado como el período de transición de un ambiente orogénico a otro anorogénico, como ha sido postulado por Bonin (1990). Sin embargo, en Colangüil están ausentes las suites alcalinas, propias de los ambientes anorogénicos,

por lo que es posible interpretar que el magmatismo sólo perduró durante la etapa pos-orogénica.

Con respecto a las causas que condujeron a la extinción de la subducción no se han reconocido evidencias que permitan determinarlas. Tampoco se han hallado evidencias para determinar las causas del engrosamiento cortical. Mpodozis y Kay (1992) arriesgaron la hipótesis de una colisión con un continente no identificado, y por lo cual lo denominaron continente X. En forma muy general, para explicar la extinción de la subducción podría formularse la hipótesis que durante la FOSR

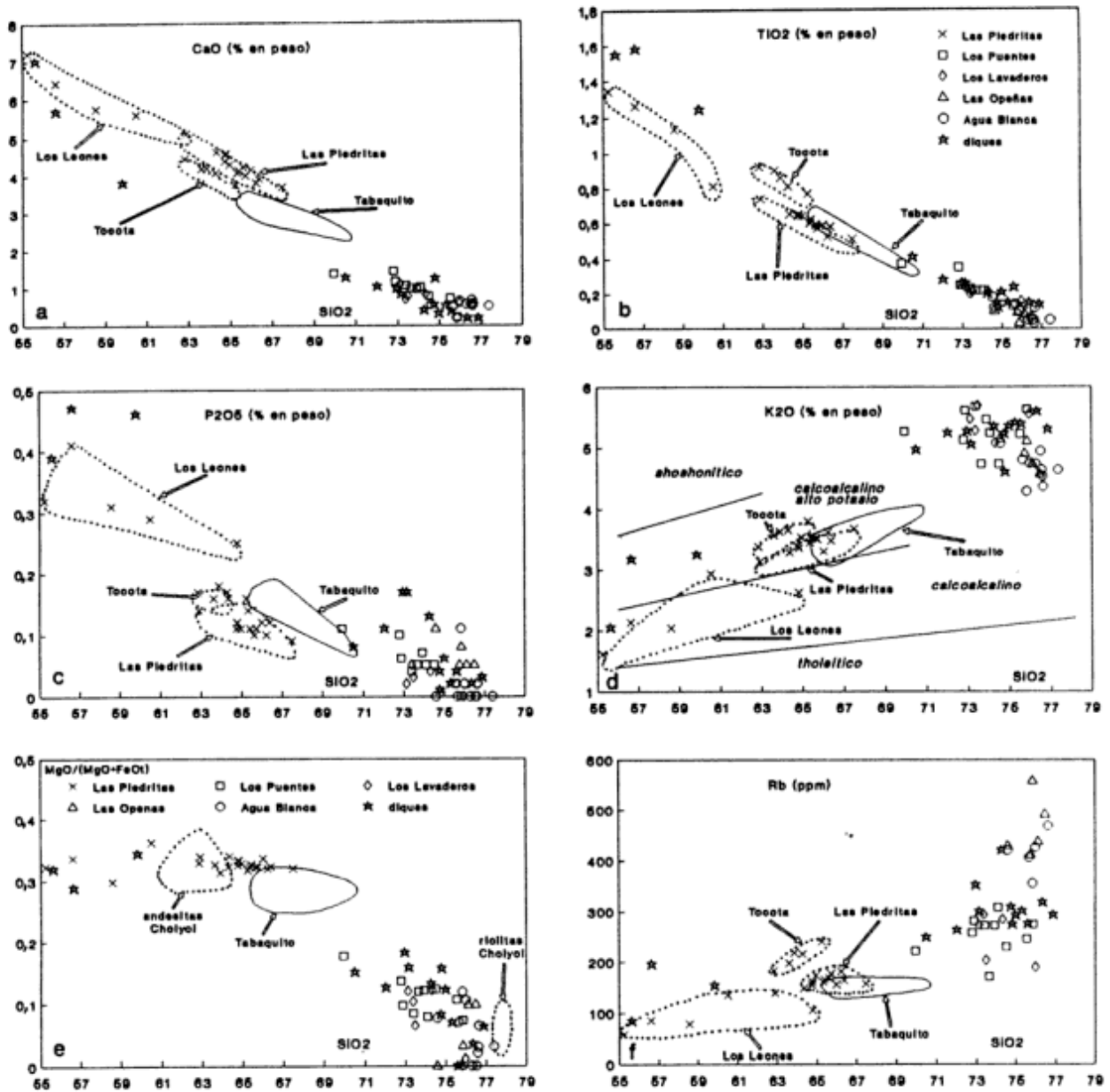


Figura 4: Diagramas de variación tipo Harker de plutonitas del batolito de Colangüil. Las muestras de Granodiorita Tabaquito (326-329 Ma) se muestran como campo. Los plutones de Granodiorita Las Piedritas han sido identificados por presentar variaciones independientes entre sí. En d los límites que delimitan los campos correspondientes al contenido de potasio son según Peccerillo y Taylor (1976) y Rickwood (1989). La rastras que identifican las unidades se dan en b.

hubo una colisión orogénica en el sentido de Cloos (1993), que consiste en el atascamiento de la subducción por tener la placa subductada una alta capacidad boyante. Esto puede producirse tanto en una colisión continente-continente como en una subducción de corteza oceánica engrosada (> 15 km).

Evidencias geoquímicas: Sobre la base de la concentración de los elementos mayores y menores no es posible distinguir la Granodiorita Tabaquito (326-329 Ma) de la Granodiorita Las Piedritas (272-262 Ma). Ambas unidades tienen características de arcos magmáticos relacionados a márgenes destructivos tales como: 1) presencia de abundante hornblenda y biotita; 2) abundancia de enclaves microgranulares máficos, propios de granitoides calcoalcalinos de tipo Cordillerano (Barbarin 1991); 3) características calcoalcalinas en los diagramas expandidos (Figs. 3e-f); y 4) baja relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704-0,706). Además, la alta relación de elementos LIL/HFS es indicativa de la presencia de una fase acuosa durante la generación del magma (Tatsumi *et al.* 1986), propia de los magmas calcoalcalinos asociados a subducción. En concordancia con lo expresado, ambas series granodioríticas, y también las andesitas Choyoi (Sato y Llambías 1993), caen en el campo de los granitos de arcos magmáticos en el diagrama discriminante (Fig. 3c) de Pearce *et al.* (1984).

Sin embargo, y a pesar de las analogías anotadas, entre las Granodioritas Tabaquito y Las Piedritas podría haber importantes diferencias en el régimen tectónico, ya que como se anunció anteriormente, la última unidad se habría emplazado en la etapa en que la subducción habría cesado. En este caso se podría argumentar que la Granodiorita Las Piedritas se habría formado durante los últimos estadios de la deshidratación de la placa subductada, por lo cual conserva las características de los arcos magmáticos.

La discontinuidad evolutiva entre las unidades graníticas y las granodioríticas, como se expresara anteriormente, no pueden ser explicadas por una evolución continua a partir de un magma común. En este contexto es necesario pensar en un origen diferente para los granitos, que induce a considerar un cambio importante en el régimen tectónico.

En cuanto a las unidades graníticas, no exhiben una homogeneidad composicional que permita agruparlas en una única suite. Si bien en los diagramas de variación hay cierta superposición entre las distintas unidades, las diferencias entre ellas son más importantes que las analogías. El Granito Los Puentes es en conjunto menos silíceo que las restantes unidades y no presenta características tan definidas de hipersolvus como en Los Lavaderos y Agua Blanca. En el plutón Chita de esta última unidad, Sato (1989) demostró que la saturación en agua recién se alcanzó en los estadios finales de la cristalización, cuando había 83% de cristales en el fundido. El hecho que la mayor parte de las unidades graníticas hayan evolucionado con una fuerte

subsaturación en agua las separa de las series calcoalcalinas de los arcos magmáticos y las relaciona con una incipiente cratonización que favorecería un magmatismo de tipo intraplaca.

La mayor diferencia composicional entre las unidades graníticas la exhiben Los Lavaderos y Las Opeñas, aún a pesar de tener edades relativamente similares (259 y 258-254 Ma respectivamente) y estar emplazadas a muy poca distancia entre sí (Fig. 1). La primera posee características propias de los granitos tipo-A, mientras que la segunda tiene analogías con los granitos tipo-S. Esta asociación fue también reconocida en el batolito de la Cordillera Frontal de Chile para unidades del Triásico superior-Jurásico por Parada (1988). En el Granito Las Opeñas la relación promedio de elementos LIL/HFS es más alta que en Los Lavaderos como así también la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Estas significativas diferencias no pueden ser atribuidas a un comportamiento tectónico distinto dada su estrecha asociación espacial y temporal. Tampoco pueden ser atribuidas a variaciones composicionales por diferenciación y/o asimilación, siendo más probable que provengan de distintas fuentes. En la evolución del granito Las Opeñas es posible inferir una proporción de agua mayor que en las restantes unidades graníticas debido a su baja concentración de elementos HFS, cuyo transporte se dificulta con el agua (Tatsumi *et al.* 1986).

La falta de correlación entre el régimen tectónico y la composición se comprueba en el diagrama discriminante de ambientes tectónicos de Pearce *et al.* (1984) (Fig.

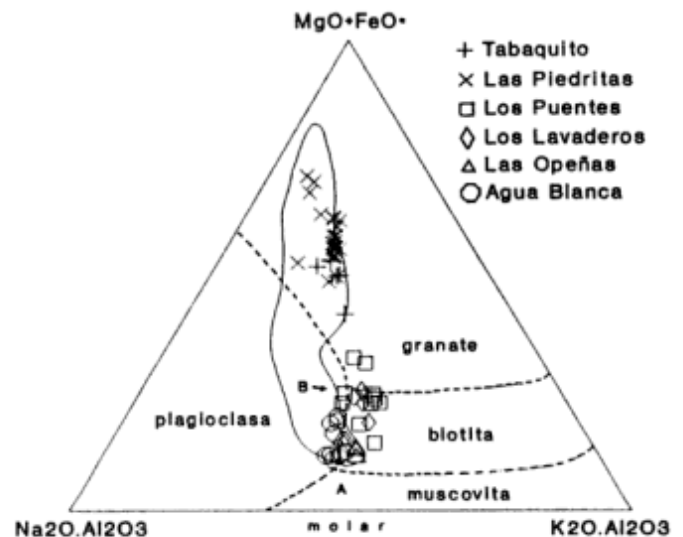


Figura 5: Diagrama NKM molar para rocas saturadas en sílice, aluminio y titanio a 10 kbar de presión según Patiño y Johnston (1991). Los límites entre los campos de plagioclasa, muscovita, biotita y granate representan la intersección. Las muestras del segmento Lima del batolito de la Costa de Perú (datos de Pitcher *et al.* 1985) están representadas por un campo y se puede apreciar una variación continua entre los términos graníticos y los intermedios, a diferencia de Colangüil que muestra una discontinuidad entre las granodioritas y los granitos.

3c). Mientras las muestras del granito Las Opeñas caen en el campo de granitos sin-colisionales, las muestras de las restantes unidades caen en el campo de los granitos de intraplaca, internándose en el mismo cuanto más joven es la unidad. Esta indefinición en la capacidad discriminante apoya la hipótesis de que este diagrama sólo refleja las características tectónicas que prevalecieron cuando se formó el protolito, como ha sido señalado por diversos autores (Arculus 1987, Twist y Hamer 1987, Roberts y Clemens 1993).

Los granitos con características tipo-A pueden ser comparados con los granitos pos-orogénicos relacionados a la etapa de ascenso tectónico y distensión descritos por Bonin (1990) y que suceden a la finalización del proceso subductivo y son transicionales a los granitos alcalinos. Durante esta transición las rocas ígneas pierden identidad composicional con el régimen tectónico, y de aquí la asociación de diferentes suites o características químicas indefinidas (Du Bray y Pallister 1991).

Petrogénesis

En la presente discusión, de carácter preliminar, se debe tener en cuenta que los datos químicos e isotópicos no son suficientes para determinar en forma confiable el origen del magma y su evolución hasta su actual composición.

Las granodioritas y las andesitas del Grupo Choiyoi están relacionadas a los estadios finales de la subducción y la discusión de su petrogénesis debería involucrar la generación de las series calcoalcalinas en los arcos magmáticos, lo cual está fuera de nuestras posibilidades.

En cuanto a los granitos, si no derivan de las granodioritas, tienen que haberse formado por un proceso de fusión independiente.

Algunas características de los granitos indican una importante componente cortical en su composición. Entre ellas se debe destacar su elevada proporción respecto a rocas máficas e intermedias y su predominante composición silícica (el 53% de los granitos analizados tiene más de 75% de SiO₂). Por esta razón es lógico pensar en una fuente con una composición equivalente a rocas ígneas intermedias (Taylor y McLennan 1985, Roberts y Clemens 1993). En concordancia con lo mencionado las relaciones iniciales ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,7076-0,7130) sugerirían una fuente cortical que, por las diferencias exhibidas por las distintas suites, podría ser composicionalmente heterogénea.

De acuerdo con modelos teóricos (Zen 1988, Patiño Douce *et al.* 1990), durante la etapa de relajación que sucede al engrosamiento cortical es posible encontrar en la corteza temperaturas suficientes para su fusión. En el caso de Colangüil, si bien no se ha podido determinar la magnitud del engrosamiento, la fuerte erosión que sucedió a la FOSR (Llambías y Sato 1990) sugiere que fue importante, en estrecha relación con el régimen térmico.

El período que media entre la fase orogénica y el emplazamiento de los granitos (20-30 Ma) está en concordancia con los modelos teóricos, de modo que es posible que se hayan formado durante el pico térmico. Además, el levantamiento de esta región y el régimen extensional indican descompresión (Zen 1988), favoreciendo la fusión. A este régimen térmico se puede agregar también la posibilidad de que se haya formado una subplaca máfica en la base de la corteza, contribuyendo con un incremento térmico adicional (Huppert y Sparks 1988) suficiente por sí mismo para causar fusión. Los diques máficos podrían ser un indicador de la subplaca máfica, aunque lamentablemente no fueron analizados por lo cual no se puede determinar su naturaleza y origen.

Las rocas fuente favorables para la generación de los granitos de Colangüil pueden ser de varios tipos. Estudios experimentales de fusión en condiciones de ausencia de vapor demostraron que los fundidos se pueden producir tanto a partir de fuentes ígneas como sedimentarias (Clemens *et al.* 1986, Le Breton y Thompson 1988, Vielzeuf y Holloway 1988, Beard y Lofgren 1991, Holtz y Johannes 1991, Peterson y Newton 1991, Patiño Douce y Johnston 1991, Skjerlie y Johnston 1992). Por otro lado, las variaciones en la composición química de los granitos corticales pueden atribuirse a distintos modelos petrogenéticos, siendo los más importantes: 1) diferentes fuentes o sucesivas fusiones de una misma fuente (Collins *et al.* 1982); 2) variación en la proporción de los cristales residuales (White y Chappel 1977, Anderson 1983); 3) variación en la proporción de fundido y en la segregación de los fundidos parciales (Holtz y Johannes 1991).

En Colangüil la información no es suficiente para determinar cuál de esos procesos prevaleció y cuál era la composición de la fuente. El carácter hipersolvus de las unidades graníticas tardías señala fusión con baja actividad de agua, lo cual es confirmado por la alta relación K₂O/Na₂O propia de este tipo de fusión (Johannes y Holtz 1990). Sin embargo, la posibilidad de que la roca fuente corresponda a rocas ígneas intermedias ricas en anfíbol y biotita es alta, dada la abundancia de magmatismo precedente con esta composición. La similitud en la relación Y/Nb entre las granodioritas y granitos analizados es favorable a esta hipótesis, interpretándose el aumento de esta relación en las unidades graníticas más jóvenes por sucesivas refusiones de la fuente (Collins *et al.* 1982; Clemens *et al.* 1986, Eby 1991). Sin embargo, esta interpretación se debilita porque los granitos tienen una relación inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr más alta que las granodioritas.

En el diagrama pseudobinario NKM (Fig. 5) según Patiño Douce y Johnston (1991), que refleja las distintas fases del liquidus en sistemas saturados en sílice, alúmina y titanio a 10 kbar de presión, los granitos de Colangüil caen en la línea cotéctica entre los puntos

seudoinvariantes y están claramente separados de las granodioritas. Esta situación los diferencia del batolito de la Costa de Perú, segmento Lima (Pitcher *et al.* 1985), donde los granitos (>68% SiO₂) son transicionales con las granodioritas. El origen de los granitos de Colangüil puede interpretarse como un proceso propio de fusión con ausencia de fase de vapor, en el cual el agua era provista por la deshidratación de la biotita y posiblemente hornblenda.

Si bien en nuestra opinión las evidencias parecerían indicar un origen cortical para los granitos, es obvio que se requieren estudios más detallados para confirmar estas suposiciones. El análisis de otros elementos trazas y relaciones isotópicas contribuirán a un mayor esclarecimiento del tema.

Agradecimientos

Deseamos dejar constancia de nuestra gratitud a S. Shaw de la Universidad de Mcquarie, Australia, por los análisis químicos y las dataciones radimétricas Rb-Sr. A su vez agradecemos a C. Rapela y a A. Patiño-Douce por las acertadas críticas realizadas sobre el manuscrito. Los comentarios de M.A. Parada, al revisar el presente artículo, han contribuido a un notable mejoramiento de su contenido. Este trabajo fue financiado con subsidio PID N°99/88 del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Las tareas de campo fueron solventadas en parte por la Secretaría de Minería, en cuyas instalaciones fue ejecutada la mayor parte de la labor.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anderson, J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *Memoir of the Geological Society of America*, 161: 133-154.
- Arculus, R.J. 1987. The significance of source versus process in the tectonic control of the magma genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32: 1-12.
- Azcuy, C.L. 1985. Paleogeography and stratigraphy on Late Carboniferous of Argentina. *Compte Rendue 10° Congrès International de Stratigraphie et Géologie du Carbonifère*, 4: 281-293. Madrid.
- Azcuy, C.L. y Caminos, R. 1987. Diastrofismo. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, pp. 239-251. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Barbarin, B. 1991. Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. En: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.): *Enclaves and Granite Petrology*, pp. 135-153. Elsevier, Amsterdam.
- Beard, J.S. y Lofgren, G.E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar. *Journal of Petrology*, 32: 365-402.
- Bonin, B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25: 261-270.
- Bruce, R.M., Nelson, E.P. y Weaver, S.G. 1989. Effects of synchronous uplift and intrusion during magmatic arc construction. *Tectonophysics*, 161: 317-329.
- Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G. y Lux, D.R. 1991. Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; constraints on magmatic arc development. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean Magmatism and its tectonic setting*, pp. 1-12. Geological Society of America Special Paper 265, Boulder.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *2° Simposio de Geología Regional de Argentina*, pp. 398-453. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Caminos, R., Fauqué, L., Cingolani, C., Varela, R. y Morel, E. 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la sierra de La Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 31-41.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Clemens, J.D. y Vielzeuf, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86: 287-306.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R. y White, A.J.R. 1986. Origin of A-type granites: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71: 317-324.
- Cloos, M. 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Bulletin Geological Society of America*, 105: 715-737.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. y Chappel, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 80: 189-200.
- Delaney, P.T. y Pollard, D.D. 1981. Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. *Professional Paper U.S. Geological Survey*, 1202: 1-61.
- Dewey, J.F. 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- De Yoreo, J.J., Lux, D.R. y Guidotti, C.V. 1989. The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution in regions of thickened continental crust. En: Daly, J.S., Cliff, R.A. y Yardley, B.W.D. (Eds.): *Evolution of Metamorphic Belts*, pp. 187-202. Special Publication Geological Society, 43. Londres.
- Du Bray, E.A. y Pallister, J.S. 1991. An ash flow caldera in cross section: ongoing field and geochemical studies of the mid-Tertiary Turkey Creek caldera, Chiricahua Mountains, SE Arizona. *Journal of Geophysical Research*, 96(B8): 13435-13457.
- Eby, G.N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26: 115-134.
- England, P.C. y Thompson, A.B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25: 894-928.
- Fauqué, L., Caminos, R., Limarino, C. y Carullo, M. 1991. Relaciones estratigráficas del magmatismo Carbonífero en la Precordillera Riojana, Argentina. *Resúmenes Expandidos 6° Congreso Geológico Chileno*, 552-556.
- Fernández Seveso, F., Pérez, M.A., Brisson, I.E., Alvarez, L. 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo basin, western Argentina. *Comptes Rendus 12° Congrès International de la stratigraphie et géologie de Carbonifère et Permien*, 2: 223-260, Buenos Aires.
- Forsythe, R.D., Kent, D.V., Mpodozis, C. y Davidson, J. 1987. Paleomagnetism of Permian and Triassic rocks, central Chilean Andes. En: MacKenzie, G.D. (Ed.): *Gondwana Six, Structure, Tectonic, and Geophysics*, pp. 241-252. Geophysical Monograph American Geophysical Union, 40.

- Furque, G. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 16b, Cerro La Bolsa, provincias de La Rioja y San Juan. Boletín del Servicio Nacional Minero Geológico, 125: 1-70.
- Gabaldón, V., Lizuain, A. y Franchi, M. 1985. Las facies del Carbonífero de la Cordillera Frontal, provincias de San Juan y Mendoza. Memoria 6º Congreso Latinoamericano Geológico, 1: 166-181. Buenos Aires.
- Gaudemer, Y., Jaupart, C. y Tapponier, P. 1988. Thermal controls on post-orogenic extension in collision belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 89: 48-62.
- González, C.R. 1981. El Paleozoico superior marino de la República Argentina. *Bioestratigrafía y paleoclimatología. Ameghiniana*, 18: 51-65.
- Groeber, P. 1951. La alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, *Revista de Ciencias Geológicas*, 1(5): 235-352.
- Gutiérrez, P.R. 1984. Formación Cerro Agua Negra: consideraciones sobre paleoambiente sedimentario y contenido paleontológico, San Juan, Argentina. Abstract Annual Meeting Project 211-IGCP, 31-32. San Carlos de Bariloche.
- Hofmann, A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationships between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297-314.
- Holtz, F. y Johannes, W. 1991. Genesis of peraluminous granites I: Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities. *Journal of Petrology*, 32: 935-958.
- Huppert, H.E. y Sparks, S.J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29: 599-624.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal Earth Sciences*, 8: 523-548.
- James, E.W. y Henry, C.D. 1991. Compositional changes in Trans-Peco Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realignment. *Journal of Geophysical Research*, 96(B8): 13561-13575.
- Johannes, W. y Holtz, F. 1990. Formation and composition of H₂O-undersaturated granitic melts. En: Ashworth, J.R. y Brown, M. (Eds.): *High Temperature Metamorphism and crustal anatexis*, pp. 87-104. Unwin Hyman, The Mineralogical Society Series 2, Londres.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17: 324-328.
- Kidd, R.G.W. 1977. A model for the process of formation of the upper oceanic crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 50: 149-183.
- Kidd, R.G.W. y Cann, J.R. 1974. Chilling statistics indicate an ocean-floor spreading origin for the Troodos complex, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Le Breton, N. y Thompson, A.B. 1988. Fluid absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stage of crustal anatexis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 99: 226-237.
- Linares, E. y Llambías, E.J. 1974. Edad K-Ar de la granodiorita de la quebrada de Tocota, departamento Iglesia, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (1): 135.
- Llambías, E.J. y Malvicini, L. 1969. The geology and genesis of the Bi-Cu mineralized breccia-pipe San Francisco de Los Andes, San Juan, Argentina. *Economic Geology*, 64: 271-286.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1990. El batolito de Colangüil (29-31°S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17: 99-108.
- Llambías, E.J., Caminos, R. y Rapela, C.W. 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo Gondwánico. *Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino*, 85-117. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Puigdomenech, H.H. y Castro, C.E. 1987. Neopaleozoic batholiths and their tectonic setting. Frontal range of Argentina between 29° and 31°S. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 4: 92-95. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Sato, A.M. y Castro, C.E. 1990. Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el batolito de Colangüil. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 1: 99-108. San Juan.
- Llambías, E.J., Shaw, S. y Sato, A.M. 1990. Lower Miocene plutons in the eastern Cordillera Frontal of San Juan (29.75°S, 69.30°S). *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 1: 83-86. San Juan.
- Llambías, E.J., Caminos, R. y Rapela, C.W. 1991. Magmatismo. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*, pp. 275-297. 12º Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico, Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A. 1993. El Magmatismo Gondwánico. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio*, pp. 53-64. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Mendoza.
- Lynch, H.D. y Morgan, P. 1987. The tensile strength of the lithosphere and the localization of extension. En: Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L. (Eds.): *Continental Extensional Tectonics*, pp. 53-65. Special Publication Geological Society 28, Londres.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la alta cordillera del Norte Chico (29°-31°S): geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, 21: 11-51.
- Molen van der, I. y Paterson, M.S. 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 70: 299-318.
- Moscoso, R. y Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile (28-31°S). Región de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile*, 15: 151-166.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Bulletin Geological Society of America*, 104: 999-1014.
- Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R. y Maksaev, V. 1985. El batolito Elqui-Limari (Paleozoico superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 25-26: 77-111.
- Parada, M.A. 1984. Caracterización geoquímica de elementos mayores de las rocas ígneas hercénicas de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° latitud sur. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 159-170.
- Parada, M.A. 1988. Pre-andean peraluminous and metaluminous leucogranitoid suites in the high Andes of Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 211-222.
- Patiño Douce, A.D. y Johnston, A.D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 107: 202-218.
- Patiño Douce, A.D., Humphreys, E.D. y Johnston, A.D. 1990. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America. *Earth and Planetary Science Letters*, 97: 290-315.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pecerillo, A. y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Peterson, J.W. y Newton, R.C. 1989. Reversed experiments on biotite-quartz-feldspar melting in the system KFMASH: implications for crustal anatexis. *Journal of Geology*, 97: 465-486.

- Pichavant, M. y Manning, D. 1984. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35: 31-50.
- Pitcher, W.S. 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geologisches Rundschau*, 76\1: 51-79.
- Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. y Beckinsale, R.D. 1985. *Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes*. Blackie, J. Wiley & Sons, 328 p., New York.
- Polanski, J. 1970. *Carbónico y Pérmico en Argentina*. Eudeba, 216p., Buenos Aires.
- Quartino, B.J. y Spikermann, J.P. 1968. Modificaciones en diques graníticos por hibridación y exo-endomorfismo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(1): 33-43.
- Quartino, B.J. y Zardini, R.A. 1967. Geología y petrología de la Cordillera de Colangüil y las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. *Magmatismo y metalogénesis*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22(1): 5-63.
- Rapalini, A. 1989. Estudio paleomagnético del vulcanismo Permotriásico de la región andina de la República Argentina. Consecuencias tectónicas y gedinámicas. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 278 p. (inédito).
- Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247-263.
- Roberts, M.P. y Clemens, J.D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825-828.
- Roggers, J.J.W. y Greenberg, J.K. 1990. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: Distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origin. *Journal of Geology*, 98: 291-309.
- Roggers, J.J.W. y Satterfield, M.E. 1993. Vapor-absent melting at 10 kbar of biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implication for the generations of A-type granites: Comment. *Geology*, 21: 89.
- Salfity, J.A. y Gorustovich, S. 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(3-4): 4-25.
- Sato, A.M. 1987. Mina de Molibdeno de Chita: evolución postmagmática del plutón granítico homónimo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(3-4): 437-453.
- Sato, A.M. 1989. Caracterización petrológica del plutón granítico de Chita, Departamento Iglesias, provincia de San Juan. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 207 p., (inédito).
- Sato, A.M. y Kawashita, K. 1988. Edad de una intrusión póstuma del batolito de Colangüil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(3): 415-418.
- Sato, A.M. y Llambías, E.J. 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 156-165. Buenos Aires.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Shaw, S. y Castro, C.E. 1990. El batolito de Colangüil: modelo de magmatismo Neopaleozoico de la provincia de San Juan. *Relatorio 11º Congreso Geológico Argentino*, 100-122. San Juan.
- Sévrier, M. y Soler, P. 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the Present. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, pp. 259-278. *Special Paper Geological Society of America* 265, Boulder.
- Skjerlie, K.P. y Johnston, A.D. 1992. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implications for the generation of A-type granites. *Geology*, 20: 263-266.
- Skjerlie, K.P. y Johnston, A.D. 1993. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implications for the generation of A-type granites: Reply. *Geology*, 21: 89-90.
- Sonder, L.J. y England, P.C. 1986. Vertical averages of rheology of continental lithosphere: relation to thin sheet parameters. *Earth and Planetary Science Letters*, 77: 81-90.
- Sylvester, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97: 261-280.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. y Nesbitt, R.W. 1986. Chemical Characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence of high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29: 293-309.
- Taylor, S.R. y Mc Lennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, 312p.
- Twist, D. y Harmer, R.E.J. 1987. Geochemistry of contrasting siliceous magmatic suites in the Bushveld complex: genetic aspects and the implication for the tectonic discrimination diagrams. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32: 83-98.
- Vielzeuf, D. y Holloway, J.R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98: 257-276.
- White, A.J.R. y Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.
- Williamson, J.H. 1988. Least square filling of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, 46: 1845-1847.
- Zen, E.-an 1988. Thermal modelling of stepwise anatexis in a thrust-thickened sialic crust. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79: 223-235.

Recibido: 11 de mayo, 1994

Aceptado: 10 de mayo, 1995

Análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior) en la región de Comallo-Jacobacci, Provincia de Río Negro

Marcelo MANASSERO y Jorge MAGGI

Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de la Plata-Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, calle 1 N° 644, 1900 La Plata

ABSTRACT. *Sedimentological analysis of the Angostura Colorada Formation (Upper Cretaceous) in the Comallo-Jacobacci region, Río Negro Province.* Detailed sedimentological analysis of the Upper Cretaceous fluvial Angostura Colorada Formation, western Somuncurá Masiff, has enabled the definition of eight lithofacies for braided river deposits on the basis of sedimentary structures, grain size and compositional characteristics. These lithofacies are grouped in two main facies associations: sandy braidplain at the base of the unit and lacustrine environment at the top. Sandstones and mudstones also consistently show two alternating sources: granitic and pyroclastic rocks. The latter are present, mainly to the west of the study area and are increasingly dominant towards the top of the sequence. Two depositional settings are recognized: to the east, a dominance of sandstones characterizes an axial N-S drainage system, with a granitic source terrain to the north-east in the Somuncurá Masiff, and to the west is an area with an important input of conglomerates, pyroclastic rocks and mudstones, which was affected by Andean tectonics at the end of the Cretaceous. Thus we can speak of a widespread fluvial-sandy Angostura Colorada Formation of continental block provenance to the north, deposited during the Campanian, and a Maastrichtian one, of volcanic and pyroclastic provenance, cropping out mainly in gravel-channels and lacustrine facies, to the west of the study area. The Maastrichtian part is correlated with the Coli Toro or los Alamitos Formation.

Introducción

Este trabajo forma parte del proyecto BID-CONICET 123 "Geología y recursos minerales de la Región Nordpatagónica" cuyo director es el Dr. Adrián M. Iñíguez Rodríguez. Aquí se presentan los resultados del análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior) en la zona comprendida entre las localidades de Comallo e Ingeniero Jacobacci (Fig. 1) en la provincia de Río Negro.

Se detallan las principales características de esta unidad aflorante en dos sectores diferentes:

a) un sector occidental de aproximadamente 100 km² en las márgenes del arroyo Comallo, 15 km al sur de la localidad homónima, en la estancia Neneo Ruca.

b) una franja de 100 km por 50 km de ancho en el área de Ing. Jacobacci.

Metodología

Se relevaron a brújula y pasos con muestreo de detalle, 4 perfiles (Fig 2) donde se midieron aproximadamente 40 m correspondientes a esta unidad (en tres perfiles 2, 3 y 4) en la zona de Ing. Jacobacci y 120 m en la región de Comallo (perfil 1).

Las areniscas y pelitas muestreadas fueron procesadas mediante análisis petrográfico y difracción de rayos X en el Centro de Investigaciones Geológicas.

Estratigrafía

Esta región y sus adyacencias ha sido estudiada por Feruglio (1949), Cazau (1972), Dessanti (1972), Stipanovic y Methol (1972), Volkheimer (1973), Rabassa (1974, 1975, 1978), Coira (1979), Nullo (1978), Spalletti *et al.* (1989).

Volkheimer (1973) describe para la región de Ing. Jacobacci, sedimentitas de origen continental a las que denomina Formación Angostura Colorada, compuestas por conglomerados, pelitas y tufitas, de hasta 300 m de espesor y de edad cretácica superior pre maastrichtiana. Esta unidad se dispone en discordancia sobre el "Complejo Porfirico" o sobre las volcanitas de la Fm. Taquetrén (Jurásico Superior), y es cubierta concordantemente por las facies sedimentarias marinas de la Fm. Coli Toro (Maastrichtiano).

Coira (1979) describe a esta unidad en la Hoja Geológica 40 d Ing. Jacobacci como facies continentales compuestas por 30 metros (aflorantes en las cercanías del aeropuerto Ing. Jacobacci) de arenitas líticas, arenitas líticas calcáreas, arcilitas y limolitas blanquecinas, rosadas, pardo rojizas y rojas, asignándoles la misma edad que el autor anterior. Destaca la característica interposición de niveles psamíticos y pelíticos como pertenecientes a ambientes de depositación fluvial y lacustre alternantes. Según esta autora, la procedencia del material es de las volcanitas y piroclastitas de la Formación Garamilla infrayacente y de áreas graníticas vecinas.

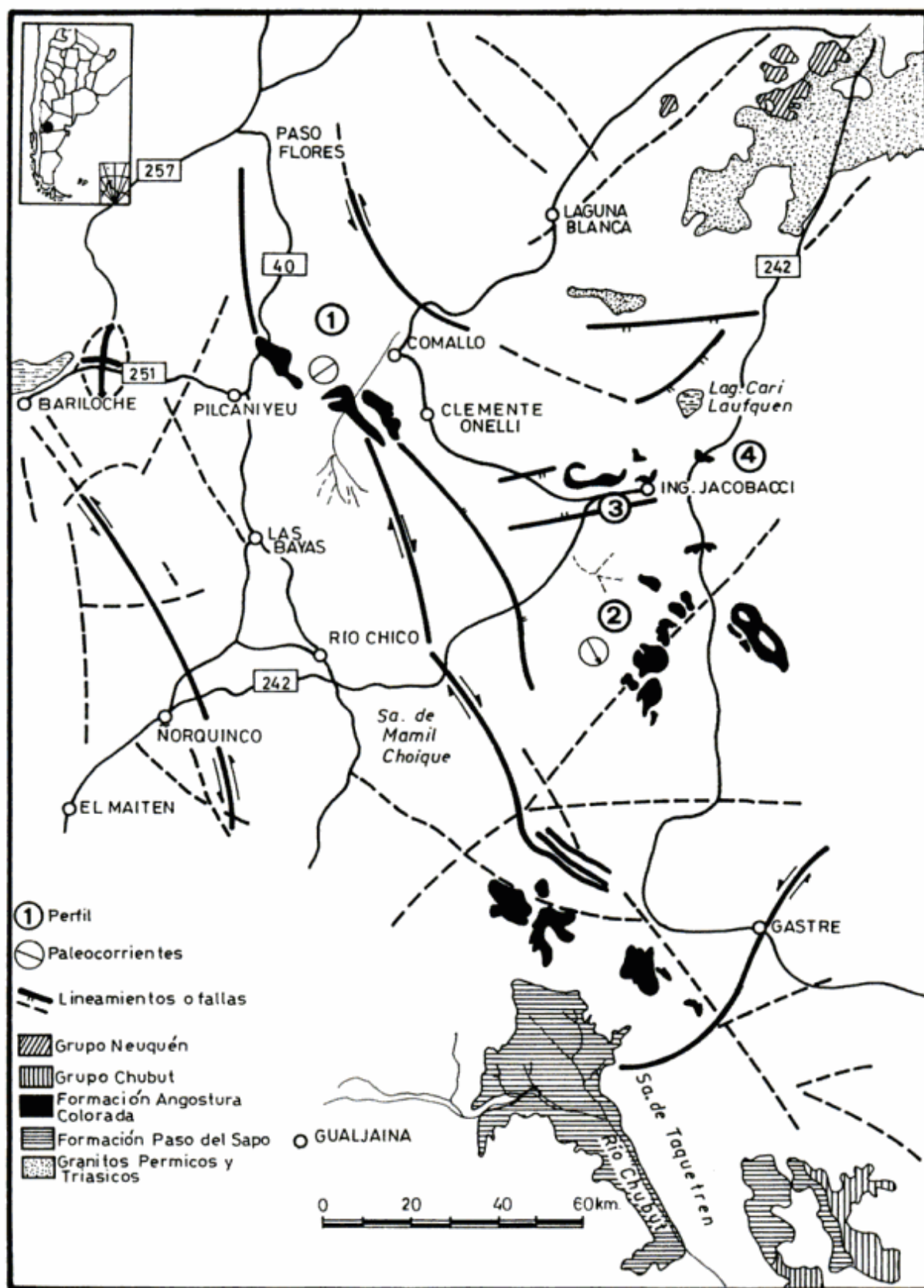


Figura 1: Mapa geológico con los principales lineamientos estructurales, afloramientos de la Fm. Angostura Colorada y sus paleocorrientes.

Nullo (1978) menciona a esta unidad en la Hoja Geológica 41 d Lipetrén, inmediatamente al sur de la hoja anterior. Divide a la Fm. Angostura Colorada en tres unidades siguiendo el criterio de Volkheimer (1973), las que de base a techo son:

Unidad A: de aproximadamente 37 m de espesor, compuesta por areniscas gruesas de color gris o moradas, con tufitas y tobas de colores blanquecinos con estratificación diagonal.

Unidad B: de 15 m de espesor, compuesta por arenis-

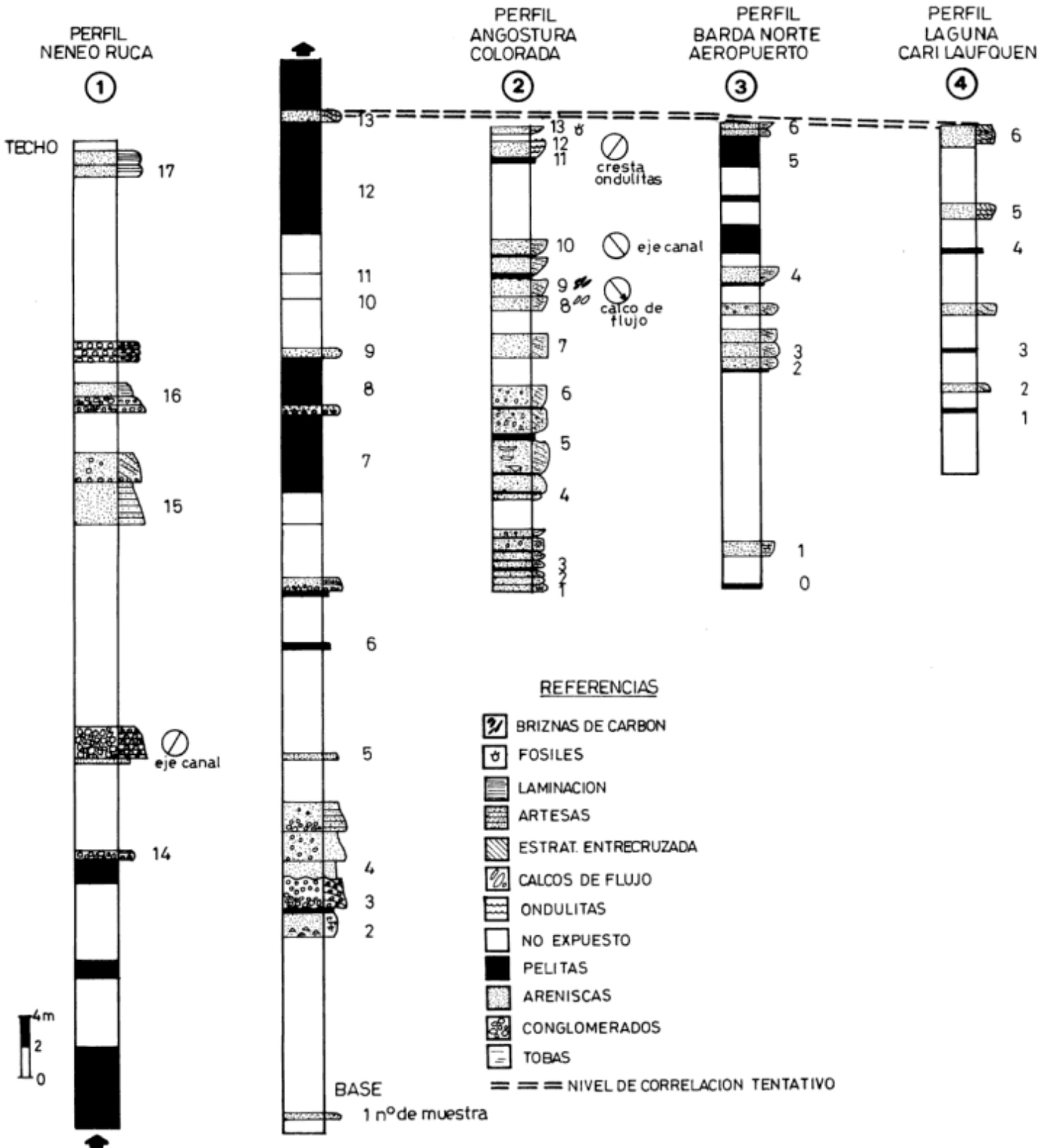


Figura 2: Perfiles relevados, litologías, estructuras sedimentarias y paleocorrientes.

cas medianas moradas con intercalaciones de areniscas micáceas y de bancos delgados de conglomerados.

Unidad C: de 20 m de espesor, compuesta por areniscas micáceas de grano fino a mediano, de colores grisáceos e intercalaciones de niveles lacustres (sic.) con abundantes restos de bivalvos. Según este autor, esta unidad sería equivalente a la Fm. Coli Toro de edad Maastrichtiana. Papú y Sepúlveda (en prensa) homologan esta unidad C a las facies continentales de la Fm. Los Alamitos aflorante al NE del área de Ing. Jacobacci.

Rabassa (1974, 1978) define para la zona de estudio y regiones vecinas como "Estratos de Neneo Ruca" a facies sedimentarias de hasta 300 m de espesor equivalentes a la Fm. Angostura Colorada, que se desarrollan en discordancia sobre el basamento cristalino o sobre las volcanitas del Complejo Porfírico (Estratos de Comallo) y por debajo de las volcanitas y tobas eocenas de la Fm. Ventana. Según este autor, esta unidad aflora en una delgada franja de orientación ONO-ESE (Fig. 1) en las márgenes del Arroyo Comallo, 15 km al sur del pueblo homónimo en las cercanías de la estancia Neneo Ruca. En este perfil tipo abundan los conglomerados, areniscas de variado grano, lutitas y tobas intercaladas.

Litofacies

A continuación, se brinda una breve descripción de los perfiles relevados (Fig 2):

En el perfil de la Estancia Neneo Ruca, la Formación Angostura Colorada alcanza 130 m de espesor. Son frecuentes los conglomerados grano y matriz sostén, con clastos de cuarzo, tobas, volcanitas, intraclastos de pelita y lentes arenosas. Hacia el techo, predominan las pelitas (llegan a proporciones cercanas al 50 % del total de los espesores medidos) y las tobas, denotando un mayor aporte piroclástico. Los cuerpos conglomerádicos, con clastos de hasta 15 cm de diámetro y bases erosivas, se interpretan como depósitos de canal de alta energía.

En la localidad tipo, Angostura Colorada (perfil 2, Fig. 2), a diferencia del caso anterior, afloran sólo 32 m de sabulitas y areniscas rojizas, en cuerpos lenticulares de bases irregulares con escasas intercalaciones de pelitas de poco espesor (Fig. 3). Se hallaron hacia el techo del perfil, briznas de carbón y trazas fósiles de tipo epichnia. Predominan las areniscas entrecruzadas planares y en la base de algunos cuerpos se hallaron calcos de flujo que brindaron buena información paleodireccional del curso fluvial. Hacia el techo aparecen cuerpos de areniscas finas con ondulitas simétricas o de oscilación que marcan una considerable disminución de la energía del ambiente. Estos cuerpos presentan una coloración blanquecina-rojiza distintiva con respecto a los infrayacentes.

En el Aeropuerto Ing. Jacobacci, se observan 30 m de areniscas cuarzo-feldespáticas rojizas, en cuerpos lenticulares que no superan el metro de espesor, con

estratificación entrecruzada planar. Por su parte, en la laguna Carilaufquén, aparecen 24 m de areniscas en cuerpos lenticulares con intercalaciones pelíticas, semejantes a las de la localidad anterior, aunque la calidad de los afloramientos no es tan buena como en el caso de los dos primeros perfiles.

En estos perfiles es posible reconocer ocho facies características (según la nomenclatura desarrollada por Miall 1977, 1978, Rust 1978) para la Fm. Angostura Colorada (Fig. 3 y Tabla 1):

Facies Fl: pelitas rojizas a blanquecinas con laminación horizontal, de colores morados o blanquecinos. Pueden presentarse en bancos tabulares de gran espesor en la zona occidental de afloramientos (Fig. 8). Estas facies se interpretan como pertenecientes a una planicie de inundación fangosa distal y lacustre en el oeste o como facies de desborde en el sector oriental del área de estudio.

Facies Sp: areniscas rojizas medianas y gruesas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, en bancos de geometría lenticular que se interpretan como canales y barras amalgamadas, pueden presentar en ocasiones, trazas fósiles de tipo epichnia que sugieren rápido sepultamiento (Fig. 9b).

Facies Sm: areniscas rojizas medianas macizas también correspondientes a barras y canales entrelazados (Fig. 8d).

Facies Sg: areniscas rojizas medianas a gruesas gradadas que corresponderían a depósitos de barras longitudinales y transversales.

Facies Sh: areniscas rojizas a blanquecinas finas, micáceas y laminadas con moldes de bivalvos, en cuerpos de menor extensión areal (Fig. 8d).

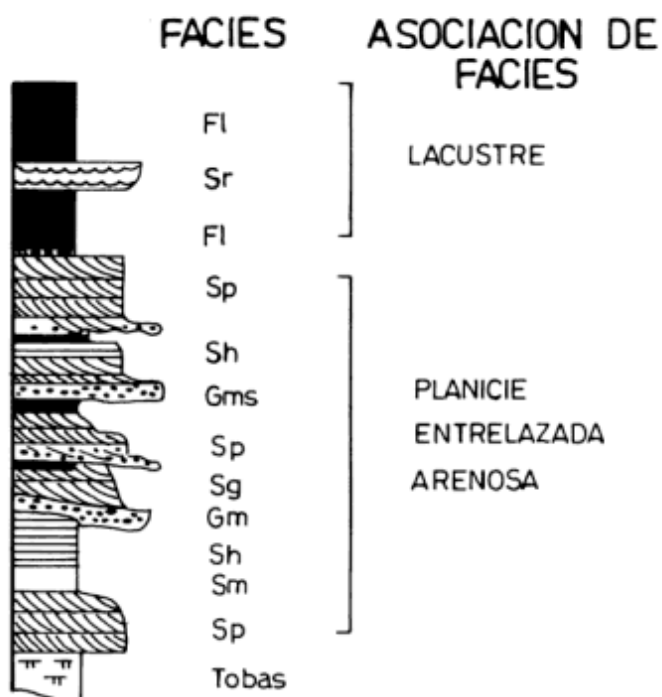


Figura 3: Facies y asociación de facies características.

Tabla 1: Código de facies según Miall (1977, 1978).

| | LITOFACIES | ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS |
|-----|--|---|
| Gms | conglomerado matriz soporte selección pobre tamaño 5-7 cm. | ninguna débil alineación de clastos |
| Gm | conglomerado clasto soporte selección pobre tamaño 10-15 cm. | estratificación difusa masiva imbricación pobre |
| Sm | arena y limo | masiva |
| Sh | arena y limo | laminación horizontal |
| Sp | arena mediana a gruesa | estratificación entrecruzada planar |
| Sr | arena mediana a fina | ondulitas |
| Sg | arena gruesa | gradación |
| Ft | pelita | laminación |

Facies Sr: areniscas finas con ondulitas de oscilación simétricas, que caracterizan a cuerpos de agua de poca profundidad.

Facies Gm: ortoconglomerados medianos y gruesos, masivos o con estratificación gradada poco desarrollada, en cuerpos lenticulares de 6 a 8 m de ancho por 1 m de espesor con clastos de cuarzo, volcanitas, y tobas (Fig. 9a). Este depósito se interpreta como la carga de fondo de canales y/o barras longitudinales.

Facies Gms: paraconglomerado, matriz soporte con pobre selección de la misma composición que la facies anterior, que se interpretan como depósitos de remoción en masa de carácter local.

Es de destacar que si bien todas estas facies se presentan en la mayoría de las localidades analizadas, en el perfil 1 predominan las facies de pelitas y conglomerados siendo las demás subordinadas mientras que en los perfiles 2, 3 y 4 de la región de Ing. Jacobacci, las facies arenosas predominan netamente sobre las demás.

La forma lenticular de la mayoría de los bancos y la gran proporción de areniscas entrecruzadas (Sp) sugieren una asociación de un sistema fluvial entrelazado arenoso. Este ambiente evoluciona a otro de menor energía, con cuerpos de agua de poca profundidad en donde se depositan arenas finas con ondulitas simétricas (Sr) y bancos de pelitas laminadas (Fl).

Los cuerpos de arena consisten en canales coalescentes que se componen a su vez de canales menores de 20 m de

ancho por 2 m de profundidad. En una sección vertical más del 90 % es arena, lo que caracteriza, junto con su gran continuidad lateral, a un sistema entrelazado. Asociado a este ambiente y hacia los términos superiores de esta unidad predominan las facies Fl y Sr que caracterizan a cuerpos lacustres y lagunares de poca profundidad.

Las paleocorrientes relevadas (Figs. 1 y 2) si bien no son numerosas, presentan dos jerarquías diferentes: a) unidireccionales y b) bidireccionales. Las primeras corresponden a los calcos de flujo de la parte media del perfil 2 con una paleocorriente desde el norte hacia el sur. La segunda corresponde a ejes de canales y crestas de ondulitas con direcciones predominantes N-S (en perfiles 1 y 2).

Análisis de las arcillas

Metodología

La composición y abundancia relativa de los argilominerales presentes en la fracción arcilla de las rocas estudiadas fueron determinados por difracción de rayos X con radiación $K\alpha$ de Cu ($\gamma=1,54 \text{ \AA}$) en goniómetro vertical a 36 kw, 18 MA, constante de tiempo 1 seg y con conteo de 50000 cuentas por segundo.

Treinta muestras orientadas fueron tratadas en forma normal, y también con etilenglicol y calcinadas a 550°C. Los argilominerales encontrados fueron caolinita, esmectita, illita y escasos interestratificados IS (illita-esmectita), además, se menciona al cuarzo y en forma subordinada, al feldespato de potasio.

En cuanto al análisis semicuantitativo, basado en las intensidades de los distintos picos de difracción con la aplicación de factores de corrección (véase también Johns y Bradley 1954, Norrish y Taylor 1962), se observa que si bien las facies pelíticas predominan en el perfil 1 de Neneo Ruca (Fig. 2), el análisis comparativo de la variación vertical de los distintos argilominerales presentes en los distintos perfiles permite realizar interesantes inferencias (Fig. 4).

-En el perfil 1 (Neneo Ruca) predominan las argilofacies esmectíticas sin cuarzo, siendo la caolinita subordinada.

-En los perfiles 2, 3 y 4 (área Ing. Jacobacci y Angostura Colorada) predominan las argilofacies caoliníticas con illita e interestratificados subordinados en el perfil 3 y esmectita en el 4.

-El cuarzo de granulometría arcilla predomina en el

perfil 2 y en forma subordinada en el perfil 3.

-En el perfil 4 aparecen esmectita y caolinita en proporciones similares.

Interpretación

Es posible reconocer dos argilofacies dominantes en la Fm. Angostura Colorada, una argilofacies esmectítica y otra caolinítica. Se interpreta que la primera se forma principalmente a partir de la alteración de rocas volcánicas (más que de rocas básicas) y la segunda a partir de la degradación intensa y meteorización de rocas plutónicas ácidas. La formación de estos argilominerales entonces, está controlada por la roca madre, el clima, el relieve, la red de drenaje, el transporte y la diagénesis (Potter et al. 1980, Iñiguez et al. 1984, Manassero et al. 1991).

Es de destacar que estas argilofacies presentan correspondencia con las petrofacies de areniscas líticas y arcósicas presentes, lo que sugiere en conjunto dos áreas de aporte coetáneas que juegan un rol importante en la evolución composicional de estas rocas.

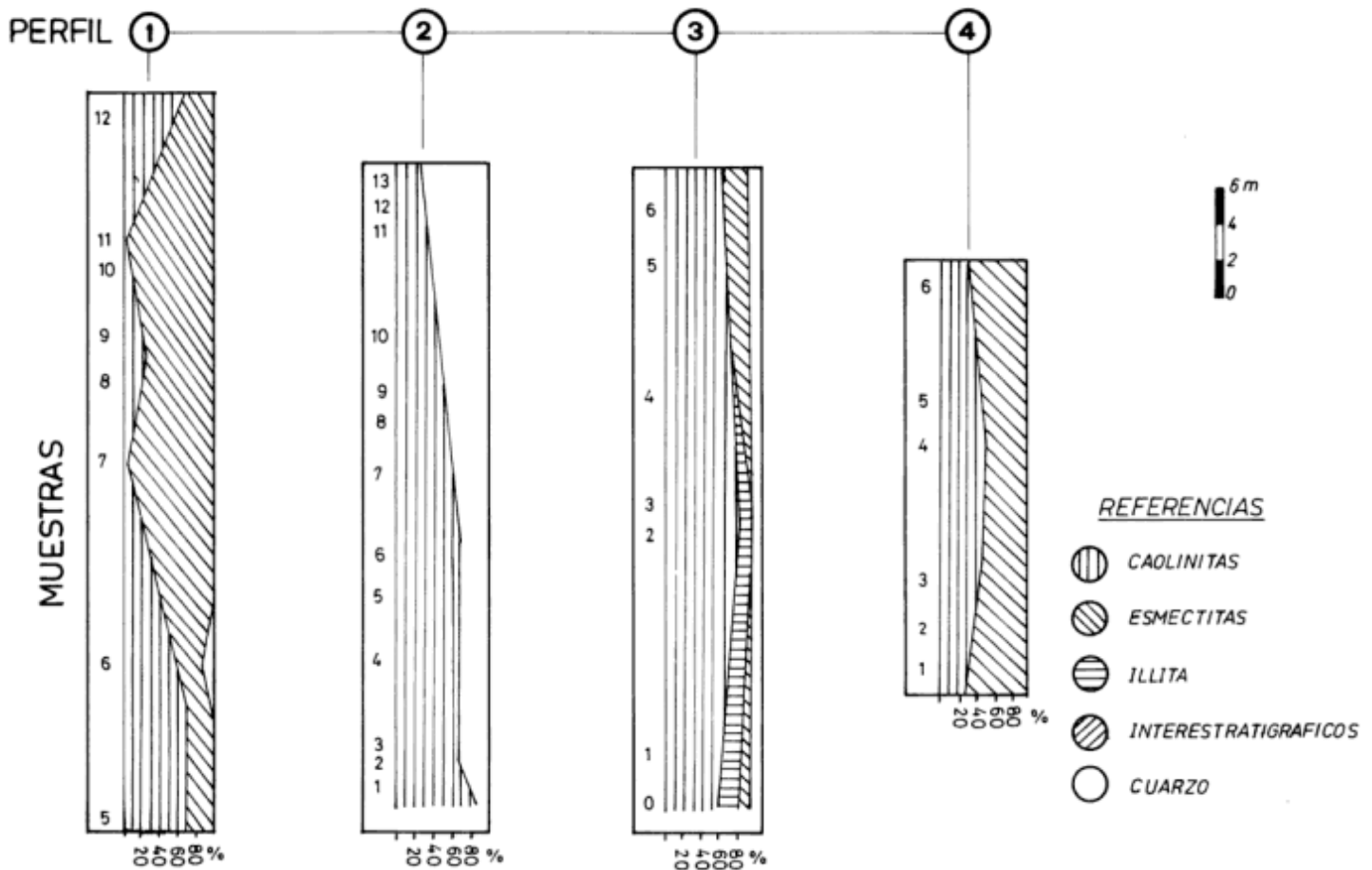


Figura 4: Diagramas de variación vertical de argilofacies para los perfiles relevados, con ubicación de muestras.

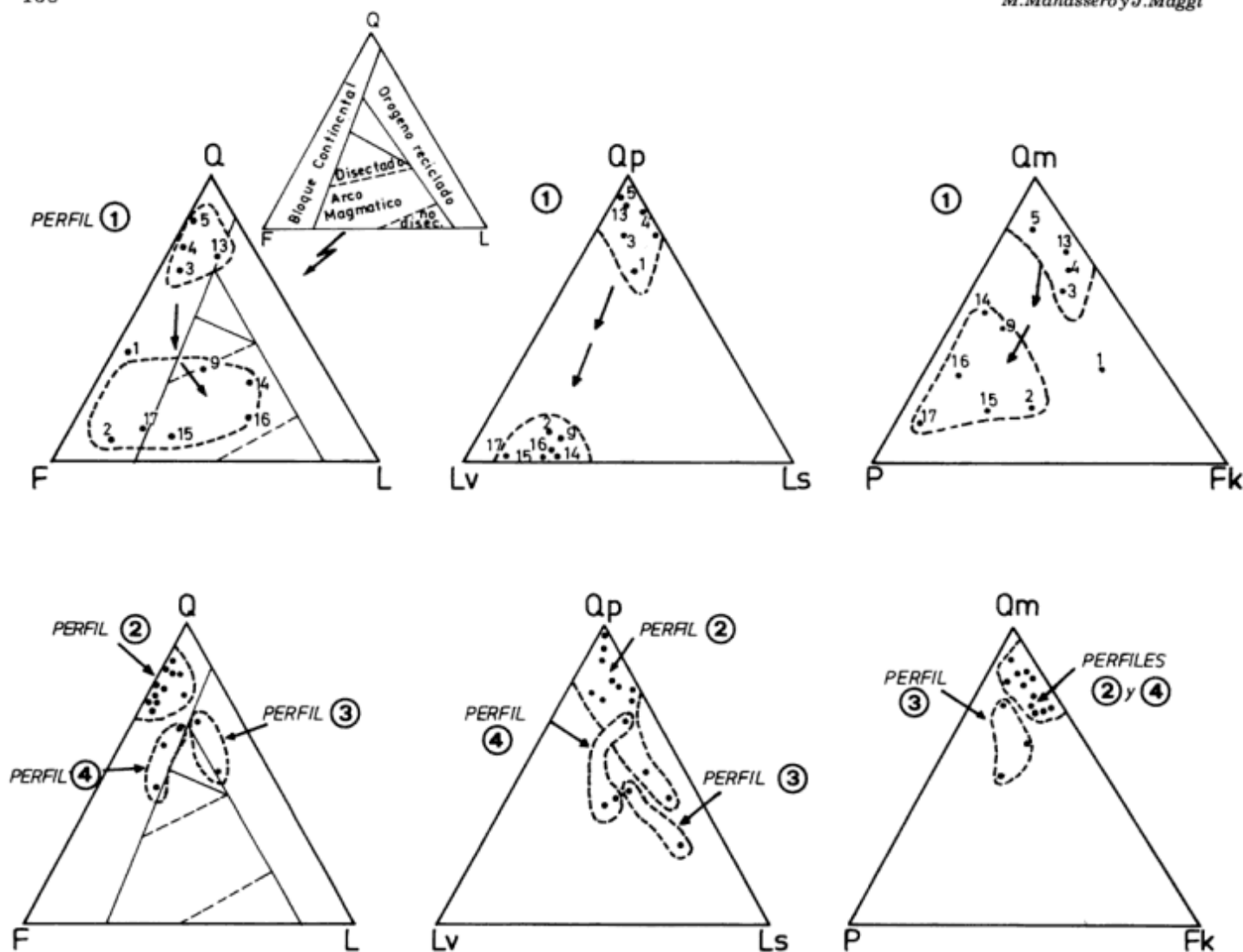


Figura 5: Diagramas triangulares de procedencia (Dickinson y Suczek 1979, Dickinson *et al.* 1983).

Se destaca que la mineralogía de las arcillas de las formaciones cretácico terciarias Paso del Sapo y Lefipán (Iñiguez *et al.* 1988) ubicadas al sur del área estudiada, presentan llamativas similitudes en cuanto a la presencia de estas dos argilofacies descriptas. En la Fm. Paso del Sapo predominan la caolinita y el cuarzo mientras que en la suprayacente Lefipán, predominan las argilofacies esmectíticas junto con el aporte piroclástico.

Petrografía de areniscas: evolución de las petrofacies

Metodología

Para cuantificar las variaciones composicionales de las psamitas de la Fm. Angostura Colorado fueron estudiadas veintiocho muestras correspondientes a los cuatro perfiles descriptos.

En cada corte delgado fueron identificados 400 granos con el método de conteo tradicional (Zuffa 1984) en el que

los fragmentos líticos se contabilizan como tales independientemente del tamaño de grano de los componentes individuales, de esta manera se gana precisión en la caracterización de las áreas de aporte. Estos totales fueron recalculados en porcentajes para establecer la composición modal, porosidad, y proporción de matriz. Los resultados de estos análisis fueron representados en diagramas triangulares QFL, QpLvLs, y QmPFk según Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983) de la Fig. 5.

En las rocas en que los minerales inestables sufrieron alteración o deformación se utilizó el sistema de Dickinson (1970) para el reconocimiento de la pseudomatrix, contabilizando a estos granos como minerales alterados dentro de las modas detríticas.

Resultados

Se registraron los siguientes componentes clásticos: cuarzo en sus variedades monocristalino y policristalino con diversos tipos de extinción y morfologías, feldspatos potásicos (ortoclasa predomina sobre microclino), frag-

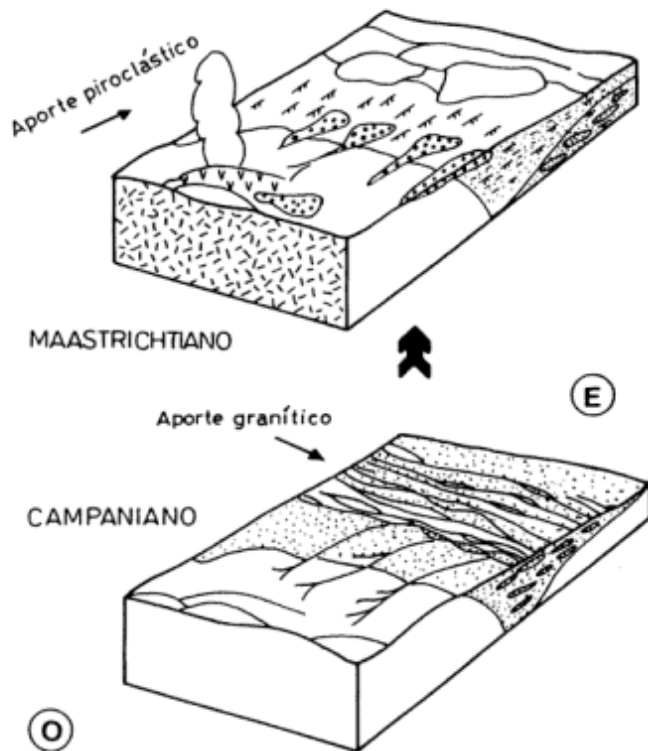


Figura 6: Block diagrama con ambientes de depositación para la Fm. Angostura Colorada.

mentos líticos (volcánicos, metamórficos y sedimentarios), granos carbonáticos, micas y opacos.

En el perfil de Comallo (1) se verifica una tendencia llamativa de las areniscas de base a techo de esta unidad (Fig. 5). En el diagrama QFL se aprecia un claro desplazamiento de las muestras desde el polo de cuarzo al de los líticos a la vez que se incrementa la presencia de cuarzo de carácter volcánico con engolfamientos. De la misma manera, en el triángulo Qp Lv Ls este desplazamiento es desde el polo de Qp al de Lv donde predominan los fragmentos de carácter andesítico; y por último en el diagrama Qm P Fk la tendencia es hacia el enriquecimiento en plagioclasa a partir del Qm. El cambio de estas petrofacies se produce aproximadamente a partir de la muestra 9 (Fig. 5). La muestra 2 en la base de este perfil corresponde a un depósito de tobas moradas.

Toda esta información es coherente para interpretar que en los 120 m de perfil de Neneo Ruca, la Fm. Angostura Colorada registra la presencia de dos áreas de aporte alternativas, hacia la base de la unidad predomina un aporte de rocas plutónicas ácidas de un bloque continental (granitos permo-triásicos de la Fig. 1), mientras que hacia el techo el aporte es desde rocas volcánicas y piroclásticas del Complejo Porfírico o Estratos de Comallo (Rabassa 1978). La pelitas esmectíticas de la parte central de la secuencia (Fig. 4) y los conglomerados con clastos de volcanitas que aparecen hacia el techo presentan características composicionales coherentes con la evolución de estas petrofacies.

Si analizamos ahora la composición de las areniscas de la Fm. Angostura Colorada en los perfiles 2, 3 y 4 que fueron agrupados en la Fig. 5, podemos observar una afinidad composicional de los mismos con algunas de las areniscas de la parte basal de la secuencia aflorante en Estancia Neneo Ruca (perfil 1). En este último caso, la mayoría de las muestras cae en el campo de bloque continental (Dickinson *et al.* 1983) del triángulo QFL.

Las petrofacies más cuarzosas corresponden al perfil más austral, de Angostura Colorada mientras que los demás perfiles del área de Ing. Jacobacci (Perfiles 3 y 4) presentan una mayor abundancia de líticos sedimentarios y volcánicos respectivamente.

Las areniscas del perfil 2 muestran una mayor madurez composicional y en casi todos los perfiles predomina el cuarzo monocristalino por sobre los feldespatos, sólo en el perfil 3 se observa un leve incremento de la proporción de estos últimos.

Correlación estratigráfica

Los autores no cuentan con ninguna evidencia paleontológica sobre la edad de esta unidad. Se supone que sus depósitos son contemporáneos y en base a las semejanzas composicionales y similitudes en las características de las áreas de aporte se realiza una correlación tentativa. La edad de esta unidad y su correlación regional con otras unidades litoestratigráficas de la región permanece aún como objeto de mayores estudios aunque aquí se realicen algunas especulaciones con respecto a la misma.

Paleogeografía

La sedimentación fluvial muestra un balance dinámico entre el aporte de sedimentos al sistema y su habilidad para transportarlos. Este balance se refleja en una combinación de controles alocíclicos (tectónica regional, geología del área de aporte, clima y cambios del nivel de base) y autocíclicos (avulsión en canales y cambios morfológicos debidos a procesos internos a la cuenca). El estudio de los efectos de estos controles se denomina arquitectura aluvial. Este término se asocia al análisis bi y tridimensional de los cuerpos de roca fluviales con sus diferentes arreglos faciales y litológicos.

En nuestro caso, el análisis de las facies sedimentarias de la Fm. Angostura Colorada revela dos asociaciones de facies principales (Fig. 3) (ver también ejemplos similares en Reinfeld y Nanson 1993, y Browne y Plint 1994):

a) Facies de planicie entrelazada arenosa: comprende una espesa secuencia (hasta 80 m) dominada por cuerpos de arena con estratificación entrecruzada y bancos de pelitas y conglomerados subordinados que se interpretan como canales arenosos entrelazados de poca

profundidad depositados en una amplia planicie de inundación. Estos canales del orden de los 20 a 30 m de ancho por 2 m de profundidad, habrían tenido poca vegetación en sus márgenes lo que permitió la avulsión y la migración lateral de los mismos. Este sistema depositacional por su alta relación ancho/espesor de cuerpos, puede ser homologado al "building block C6" dentro del modelo de Dreyer (1993) conformado por cuerpos arenosos de canales efímeros multilaterales. También, con menor frecuencia, puede asociarse a arenas de flujo en manto (building block C3).

b) Facies lacustres o lagunares: comprende a una unidad menor suprayacente a la anterior, dominada por pelitas con cuerpos de arena fina de menor espesor (F1), y con ondulitas de oscilación (Sr). Estas facies son equivalentes a la unidad C de Nullo (1978) o a la Fm. Coli Toro y Los Alamos (cf. Papú y Sepúlveda, en prensa).

A su vez, las diferentes características sedimentológicas, granulométricas y composicionales en el oeste y el este del área estudiada, nos hacen pensar entonces que este sistema fluvial entrelazado de eje aparente N-S (Fig. 1) evoluciona a un sistema de menor energía, lacustre o lagunar que hacia el oeste recibe el aporte esporádico de material piroclástico y de conglom-

merados aluviales acanalados (Fig. 6).

De esta manera podemos, tentativamente, hablar de una Fm. Angostura Colorada en petrofacies predominantemente arenosa de tipo "basamento" controladas por la paleogeografía aledaña al norte y de otra petrofacies conglomerádica y pelítica de tipo "arco volcánico" con un área de aporte ubicada al norte y oeste y con características sedimentarias muy diferentes que se evidencian en sólo una distancia lineal E-O de 100 km.

Conclusiones

La Fm. Angostura Colorada compuesta por areniscas, pelitas y conglomerados fluviales se presenta con dos asociaciones de facies características en el sector occidental de la Meseta de Somuncurá.

- a) Facies de planicie entrelazada arenosa
- b) Facies lacustres y lagunares

Composicionalmente se distinguen, una petrofacies de "basamento" de procedencia a partir de rocas cristalinas graníticas para el sector de Ing. Jacobacci correspondientes a cuerpos arenosos de un sistema fluvial



a



b



c



d

Figura 7: a. Vista general de la Fm. Angostura Colorada en su localidad tipo (perfil 2). b. Cuerpos arenosos lentiformes de gran potencia en la base del perfil 2. c. Facies Sh en los cuerpos canaliformes del perfil 2. d. Facies Sr en cuerpos lentiformes de menor espesor hacia el techo del perfil 2.

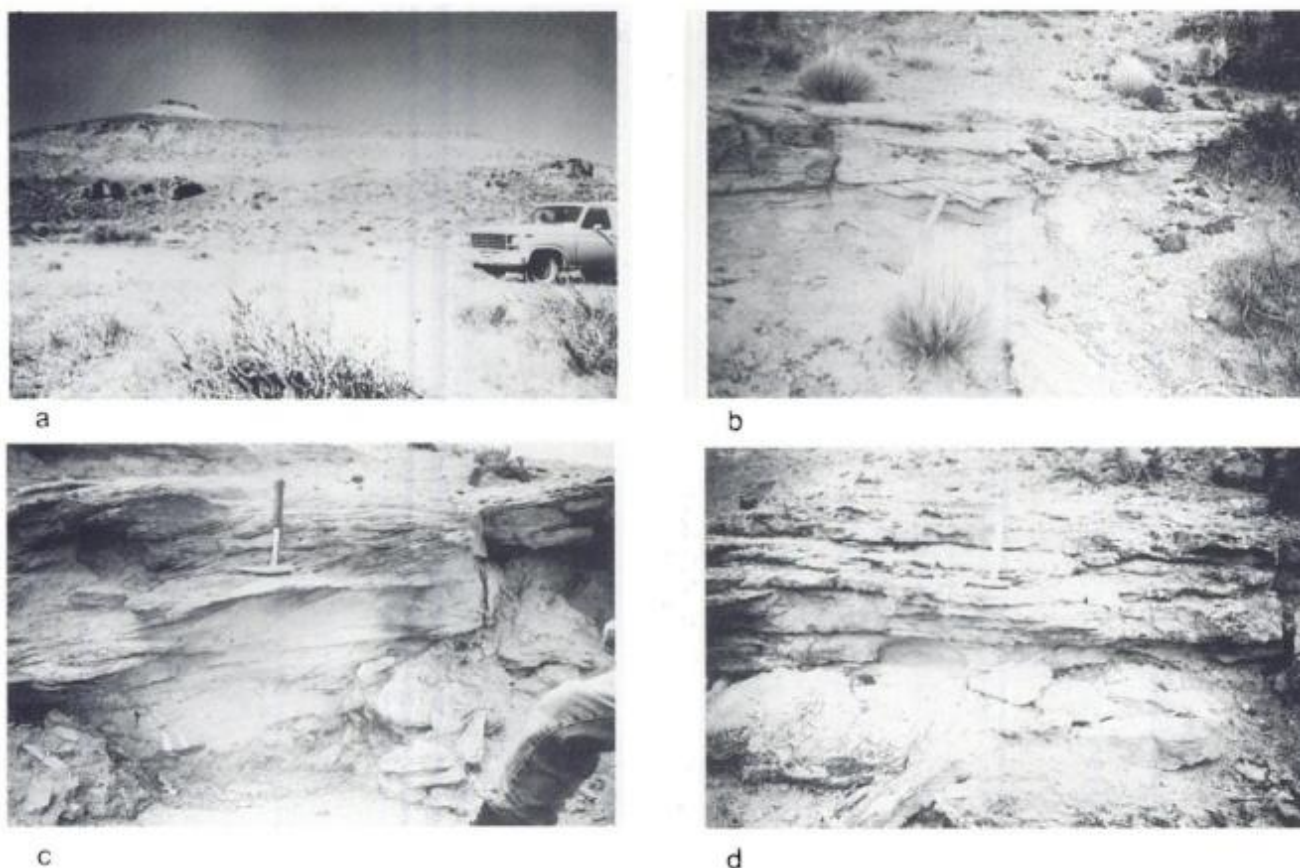


Figura 8: a. Vista general de la Fm. Angostura Colorada en la Estancia Neneo Ruca (perfil 1). b. Facies Sp de gran desarrollo en el perfil 1. c. Facies Sp del perfil 4 intercaladas en capas de pelitas de poco espesor. d. Facies arenosas Sp y Sh en cuerpos amalgamados tabulares y lenticulares.

entrelazado que pasa a facies más finas de desborde y planicie de inundación de poco espesor.

Para el área de Comallo, una petrofacies "arco volcánico" al oeste de gran espesor pelítico en donde se refleja el aporte piroclástico y se observan canales de conglomerados con clastos de cuarzo, volcanitas y tobas. Ambos sistemas de depositación se superponen en el registro sedimentario y brindan a esta unidad características disímiles en el área estudiada. La parte inferior del perfil de Comallo se correlaciona con el resto de los perfiles del área de Ing. Jacobacci por sus afinidades faciales y composicionales.

Estas características composicionales, dadas por los conglomerados, areniscas y pelitas, muestran la procedencia de dos áreas de aporte distintas: 1) Bloque continental 2) Arco magmático, y las petrofacies evolucionan desde una composición "arcósica" (procedentes de los granitos permotriásicos), hacia una de carácter "lítica-volcánica". Este cambio, se explica con un cambio en las áreas de aporte en el norte (Estratos de Comallo de edad triásica, compuestos por andesitas, traquitas, tobas e ignimbritas) y con un progresivo magmatismo al oeste del área de estudio que se evidencia en el registro sedimentario hacia fines del Cretácico.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a Luis Spalletti y a un revisor anónimo por la detallada lectura crítica del manuscrito y a Adrián M. Iñíguez Rodríguez por los valiosos aportes realizados durante la ejecución del presente trabajo.



Figura 9: a. Facies Gm de gran potencia en el perfil 1 de Estancia Neneo Ruca. b. Trazas fósiles de tipo epichnia (perfil 2).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Browne, G. y Plint, G., 1994. Alternating braidplain and lacustrine deposition in a strike-slip setting: The Pennsylvanian Ross point Formation of the Cumberland Basin, Maritime Canada, *Journal of Sedimentary Research*, 64 (1): 40-59.
- Cazau, L., 1972. Cuenca de Nirihuau-Norquinco-Cushamen, En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p. 727-740. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Coira B., 1979. Descripción geológica de la hoja 41 d, Lipetrén, Prov. de Río Negro, Boletín 168: 1-101, Secretaría de Minería.
- Dessanti, R., 1972. Andes Patagónicos Septentrionales. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 655-688. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40(2):695-707.
- Dickinson W.R, y Suczek, C.A, 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 3:2164-2182.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge G., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Innman K.F., Knepp R.A., Lindberg, F.H., y Ryberg, P.T, 1983. Provenance of North America Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Dreyer, T, 1993. Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Paleocene) Tremp-Graus Basin, northern Spain. *Special Publication of International Association of Sedimentologists*, 17:337-362.
- Feruglio, E, 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección de Geología YPF, 111p., Buenos Aires.
- Iñiguez, A., y Decastelli, O, 1984. Mineralogía y diagenesis de las formaciones cretácico-terciarias de la Cuenca Austral. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3:402-414. San Carlos de Bariloche.
- Iñiguez, A., Merodio, J., y Spalletti, L., 1988. Mineralogía y Geoquímica de pelitas de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Cret-Tc) Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43:13-23.
- Johns, W.D., y Bradley, W.F., 1954. Quantitative estimations of clay mineralogy by diffraction methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24(4):242-251.
- Manassero, M., Iñiguez, A., y Decastelli, O., 1991. Estratigrafía y argilofacies del Cretácico superior y el Terciario inferior de la Cuenca Austral Argentina, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2):37-46.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Review*, 13:1-62.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits; a summary in *Fluvial Sedimentology*, En: Miall A.D. (Ed.): *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, pp. 597-604. Calgary.
- Norrish, K. y Taylor, R.M., 1962. Quantitative analysis by X ray diffraction. *Clay Mineralogy Bulletin*, 5:109.
- Nullo, F., 1978. Descripción geológica de la hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro, Secretaría de Minería, Boletín 158.
- Papú, O. y Sepúlveda E., (en prensa). Datos palinológicos de la Fm. Los Alamitos en la localidad de Montonilo, Dto de 25 de mayo, Provincia de Río Negro, sus relaciones con unidades colindantes coetáneas. *Congreso Paleontológico Argentino*, Trelew.
- Potter, P., Maynar, R.A. y Pryor, W., 1980. *Sedimentology of shale*, Spinger Verlag ed., 305p. New York.
- Reinfeld, I. y Nanson G., 1993. Formation of braided river floodplains, Wainakariri river, New Zeland. *Sedimentology*, 40:1113-1127.
- Rabassa, J., 1974. Geología superficial en la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro, Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de La Plata, 119 p. (inédito).
- Rabassa, J., 1975. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro. *Boletín Fundación Bariloche*, 17:1-125, Bariloche.
- Rabassa, J., 1978. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu Comallo, Provincia de Río Negro, *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, Neuquén. 1:731-746.
- Rust, B., 1978. Depositional model for braided alluvium. En: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, pp. 605-627. Calgary.
- Spalletti, L., del Valle, A., Manassero, M., Matheos, S., 1989. Procedencia y ambiente tectónico de las areniscas Cret-Tc del sector norte de la Patagonia Argentina. *Simposio Cretácico de América Latina, parte A, Eventos y registro Sedimentario*, p. 149-163.
- Stipanovic, P., Methol, E., 1972. Macizo de Somún Curá. En: Leanza, A.D. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 581-599, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Volkheimer, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de Ing. Jacobacci y adyacencias, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28:1-13.
- Zuffa, G., 1984. Optical analysis of arenites, influence of methodology on compositional results. En: "Provenance of Arenites" *Nato Series*, Reidel Publishing Company, pp. 165-188.

Recibido: 7 de julio, 1994

Aceptado: 27 de abril, 1995