

Trabajo 41

CARACTERIZACION GEOQUIMICA DE SEDIMENTITAS DEL LIMITE PRECAMBRICO CAMBRICO EN EL NOROESTE ARGENTINO (FM. PUNCOVISCANA): CONSIDERACIONES SOBRE SU PROCEDENCIA Y AMBIENTE TECTONICO

R.H. Omarini*

y M. Do Campo**

(*) Universidad Nacional de Salta, CONICET. Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina.

(**) Instituto Nacional de Geocronología y Geología Isotópica. INGEIS. Ciudad Universitaria.

Pabellón INGEIS. C.P. 1428. Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. Rare earth elements and Th, Y and U data are reported for fine-grained clastic sediment from Puncoviscana Formation, on the purpose drawing a more accurate tectonic setting. Complementary analysis for high-metamorphic rocks from Pampean Ranges have been used to evaluate the regional source of clastic provenance.

The clastic sediments are texturally immature some of their geochemical characteristic such as high Al_2O_3 , Na_2O , K_2O contents, low CaO , MgO , High Th/U (5.3) ratio are similar to those of typical post-Archean sedimentary rocks. However their REE compositions (High LREE contents and moderate depletion of HREE relative to NASC) are different from these of most post-Archean upper crustal values.

The pronounced positive Ce anomalies in the pelites, relative to chondrite patterns, can be directly related to "basic-ultrabasic" geochemical precursor. The "syntectonic" volcanic rocks have a similar geochemical signature.

The geochemical data reflect a combination of local and more distant regional provenance with an inherent recycling material.

This material was geochemically homogenized with an appropriate mixture of common (50%) upper continental crust (Pampean Ranges) and basic ultramafic rocks (50%) related to alkalic-ultrapotassic? magma source.

The conservative calculation suggest a particular tectonic setting for Puncoviscana sediments, possibly equivalent to modern continental rift zone.

INTRODUCCIÓN

El propósito del presente trabajo es examinar el comportamiento geoquímico de las tierras raras y otros elementos trazas en sedimentos pelíticos del límite precámbrico-cámbrico en el noroeste de Argentina.

El interés en su estudio está conectado a la posibilidad de examinar la naturaleza geoquímica de las áreas de aporte y explorar los posibles modelos evolutivos conectados al desarrollo de la cuenca de la Formación Puncoviscana s.l.

En este aspecto, la Formación Puncoviscana es particularmente interesante porque reúne distintas condiciones: a) Está compuesta en casi su totalidad por secuencias turbidíticas. El mecanismo de sedimentación ha sido considerado por nume-

rosos autores como instantáneo, conservando una muy fuerte vinculación con el área de procedencia. b) El índice de transformación post-deposicional no ha superado el campo del anquimetamorfismo. Esto favorece el estudio, ya que las condiciones físico-químicas a las cuales estuvo sujeto el sedimento no han sido lo suficientemente intensas como para modificar sus características geoquímicas originales (Maynard *et al.* 1982). c) La edad de sedimentación se ubica en el Precámbrico superior, lo que permite analizar la naturaleza de la corteza precámbrica expuesta al tiempo de la depositación de la Formación Puncoviscana.

SELECCIÓN DE MUESTRAS

Diez muestras de la Formación Puncoviscana, de un total de 60 fueron seleccionadas para realizar los análisis de tierras raras. Las muestras han sido recolectadas de tres regiones distintas (Fig.1a) procurando en el muestreo que sean representativas de las unidades "d" y "e" del ciclo de Bouma (fig.2).

Previo a los análisis químicos se realizó un estudio petrográfico. La selección final se efectuó a partir de un estudio por difractogrametría de Rayos X, con la finalidad de evaluar la mineralogía (filosilicatos) y el grado de transformación post-deposicional. En este aspecto el criterio de selección se centró en aquellas muestras que no presentaban índices superiores al campo del anquimetamorfismo.

Para poder evaluar la procedencia de los materiales se realizaron análisis de tierras raras sobre 10 muestras recolectadas en distintas áreas de las Sierras Pampeanas (Fig.1a y b). Se procuró en su selección cubrir un espectro petrológico representativo de los probables terrenos aflorantes al tiempo del depósito de la Formación Puncoviscana. En la selección se prefirieron las litologías meta-sedimentarias (gneises y migmatitas) sobre las magmáticas (graníticas) por estar éstas últimas vinculadas a procesos genéticos más jóvenes.

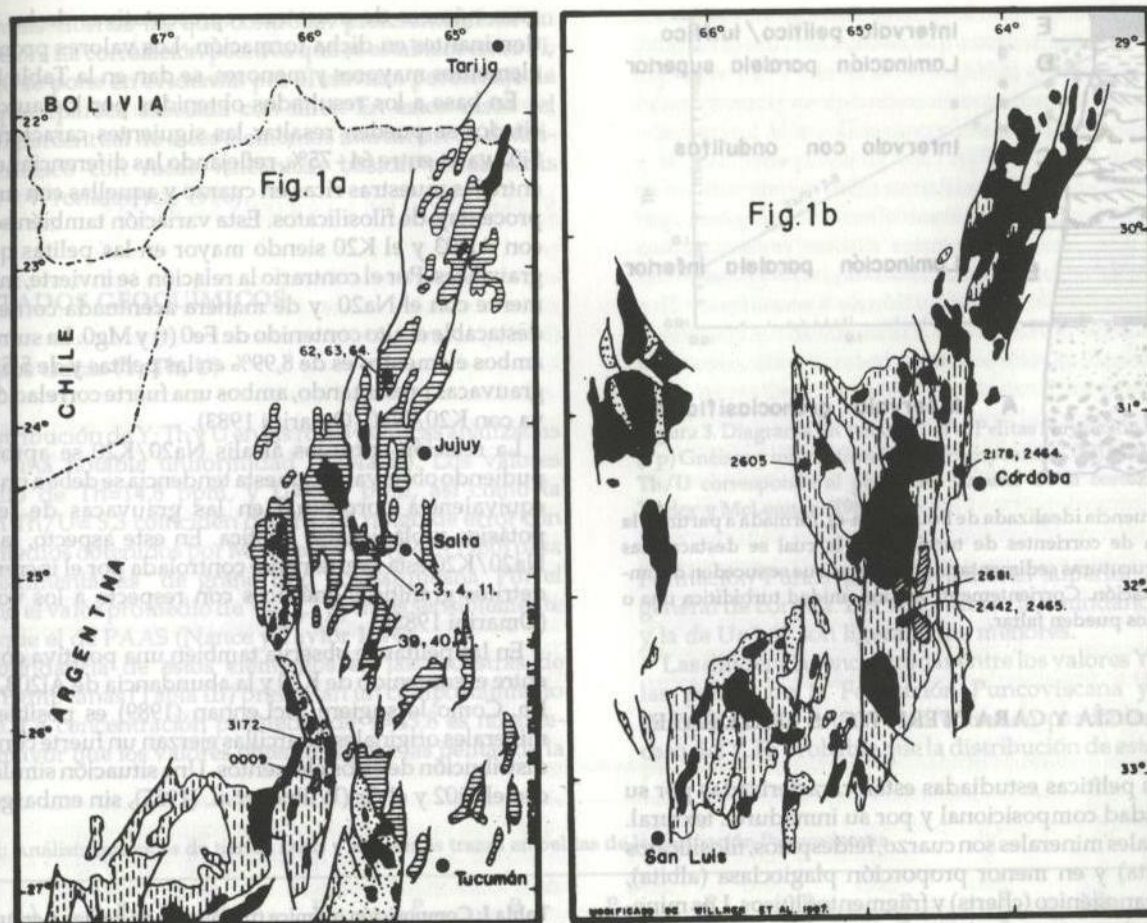


Fig. 1a. Cordillera Oriental

Fig. 1b. Sierra Pampeanas Orientales



- | | | |
|--|--|--------|
| | Rocas sedimentarias (Fm. Puncoviscana y equivalentes) | } PE-E |
| | Zona de anquimetamorfismo/metamorfismo de muy bajo grado | |
| | Rocas esquistosas. Zona de bajo/mediano grado metamórfico | } |
| | Rocas gneísicas/migmatitas. Zona de alto grado metamórfico | |
| | Rocas granulíticas. | } |
| | Granitoides | |
| | Area de muestreo | |
| | Número de muestreo | |

Figura 1: Mapas geológicos de afloramientos del Paleozoico inferior. (a) Puna y Cordillera Oriental con la distribución de los afloramientos de la Formación Puncoviscana y Formaciones equivalentes. (b) Sierras Pampeanas Orientales con la distribución de las áreas metamórficas-migmatíticas y los complejos plutónicos asociados.

TÉCNICAS ANALÍTICAS

El análisis mineralógico por difracción de rayos - X se realizó a nivel de roca total (método de polvo) y en fracciones (orientadas) menores de 2 micras, utilizando un equipo Philips PW 1390-1394. El grado de transformación post-deposicional se evaluó tomado como parámetro el índice de cristalinidad de la illita utilizando las condiciones propuestas por Kisch (1991).

Los análisis químicos de tierras raras y elementos trazas en las pelitas, se efectuaron por el método espectrometría de emisión con plasma de argón (ICP-AES), en los laboratorios X-Ray Assay Services de Canadá. Las muestras de Sierras Pampeanas fueron analizadas por Optical Emission Spectrochemical Analysis, utilizando el Microwave Excitation Method en los laboratorios C.R.P.G. (Nancy, Francia) según las técnicas de Govindaraju *et al.* (1976).

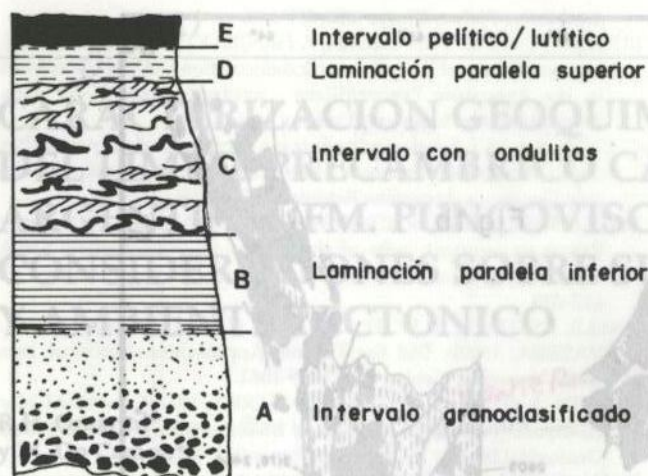


Figura 2: Secuencia idealizada de Bouma (Ta-e), formada a partir de la deposición de corrientes de turbidez en la cual se destacan las distintas estructuras sedimentarias primarias que se suceden durante su deposición. Corrientemente en una unidad turbidítica una o más intervalos pueden faltar.

MINERALOGÍA Y CARACTERÍSTICAS TEXTURALES

Las rocas pelíticas estudiadas están caracterizadas por su homogeneidad composicional y por su inmadurez textural. Los principales minerales son cuarzo, feldespatos, filosilicatos (clorita, illita) y en menor proporción plagioclase (albita), cuarzo volcánogénico (cherts) y fragmentos líticos. Los minerales accesorios más comunes son opacos, apatita y circón.

Los granos de cuarzo y feldespatos son subangulosos a subredondeados con un tamaño que oscila entre 0,04 a 0,008 mm. En algunos casos se han observado bordes difusos corroídos por la matriz. La matriz está totalmente recristalizada a clorita e illita. En especial este último mineral se presenta en cristales tabulares con orientación paralela a subparalela lo que determina una laminación con un espesor promedio de 0,03 mm.

Los difractogramas (DRX) han revelado la presencia de cuarzo, plagioclase, illita, clorita e interestratificados (I-M) irregulares. Las muestras P4 y P41 contienen interestratificados tipo Corrensita. En la P62 los porcentajes de illita e interestratificados son bajos, con un aumento considerable de cuarzo y plagioclase.

La medición del grado de transformación post-deposicional utilizando la cristalinidad relativa de la illita como índice, dió valores entre 027 y 034, que corresponden al campo de la anquizona según los límites propuestos por Kisch (1991).

ANTECEDENTES GEOQUÍMICOS

Los únicos trabajos que analizan el comportamiento geoquímico de la Formación Puncovicana son los realizados por Omarini (1983) y Wilner *et al.* (1985). Ambos autores arriban a conclusiones similares a partir del estudio de un

gran número de muestras representativas de las litologías dominantes en dicha formación. Los valores promedios de elementos mayores y menores, se dan en la Tabla I.

En base a los resultados obtenidos por los autores antes citados se pueden resaltar las siguientes características. El SiO₂ varía entre 64 - 75%, reflejando las diferencias existentes entre las muestras ricas en cuarzo y aquellas con un elevado porcentaje de filosilicatos. Esta variación también se observa con Al₂O₃ y el K₂O siendo mayor en las pelitas que en las grauvacas. Por el contrario la relación se invierte, moderadamente con el Na₂O y de manera acentuada con el CaO. Es destacable el alto contenido de FeO (t) y MgO. La sumatoria de ambos elementos es de 8,99% en las pelitas y de 5,55% en las grauvacas presentando, ambos una fuerte correlación negativa con K₂O/Na₂O (Omarini 1983).

La relación entre los álcalis Na₂O/K₂O se aproxima a 1 pudiendo observarse que esta tendencia se debe a una relativa equivalencia porcentual en las grauvacas de feldespato potásico y plagioclase albitica. En este aspecto, la relación Na₂O/K₂O está fuertemente controlada por el incremento de detritos graníticos-gneísicos con respecto a los volcánicos. (Omarini 1983).

En las pelitas se observa también una positiva correlación entre el contenido de K₂O y la abundancia de Al₂O₃, Cs, Ga y Rb. Como lo sugiere McLennan (1989) es posible que los minerales originales de arcillas ejerzan un fuerte control en la distribución de estos elementos. Una situación similar ocurre con el TiO₂ y el Cr (Wilner *et al.* (1985), sin embargo en este

Tabla I: Composición química (promedio) de pelitas y grauvaca de la Formación Puncovicana, Noroeste de Argentina.

	Omarini, (1983)		Willner <i>et al.</i> , (1985)	
	Pelitas	Grauvacas	Pelitas	Grauvacas
SiO ₂	64,32	70,46	64,75	74,95
TiO ₂	0,80	0,65	0,83	0,69
Al ₂ O ₃	15,92	12,91	17,41	12,14
Fe ₂ O ₃	2,49	2,31	-	-
FeO	3,56	2,78	6,85*	4,05*
MnO	0,09	0,10	0,10	0,08
MgO	2,94	2,06	2,78	1,48
CaO	0,83	1,16	0,54	1,56
Na ₂ O	2,68	3,20	2,10	2,64
K ₂ O	3,39	2,30	4,68	2,24
P ₂ O ₅	0,22	0,26	0,17	0,17
H ₂ O	2,66	1,79	-	-
Rb (ppm)	150	110	192	107
Sr	64	126	50	90
Cr	-	-	96	57
Zn	81	63	88	56
Be	-	-	4,5	2,7
Cs	7	4	-	-
Ga	18	14	-	-

Nota: (*) corresponde a hierro total

caso son las cloritas las que controlan preferentemente su distribución. La correlación positiva que se establece entre Ti, Cr y MgO se pone en evidencia por el elevado porcentaje de clorita que aparece asociada con illita. En estos casos el aumento porcentual de estos elementos marcarían un definido parentesco con rocas volcánicas básicas-ultrabásicas (Condie y Wronkiewicz, 1990).

RESULTADOS GEOQUÍMICOS

Elementos trazas (Y, Th, U)

La distribución de Y, Th y U en las rocas pelíticas analizadas reflejan una notable uniformidad (Tabla II). Los valores promedio de Th=14,8 ppm, y U=2,77 ppm, así como la relación Th/U= 5,3 coinciden dentro del rango de error con los promedios obtenidos por McLennan y Taylor, (1980) para rocas sedimentarias de grano fino post-arqueana. Por el contrario el valor promedio de Y=17,7 ppm, es sensiblemente menor que el de PAAS (Nance y Taylor 1976).

La abundancia de estos elementos en las muestras de Sierras Pampeanas (Tabla III) presentan un comportamiento distinto. La concentración promedio de Y=45,8 es notablemente mayor que los valores obtenidos para las pelitas de la

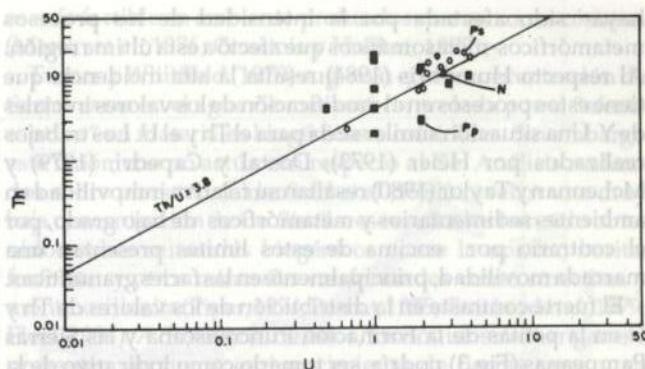


Figura 3. Diagrama Th versus U. (Ps) Pelitas Formación Puncoviscana. (Pp) Gnéises y migmatitas Sierras Pampeanas. (N) NASC. La relación Th/U corresponde al promedio general de la corteza superior de Taylor y McLennan (1985).

Formación Puncoviscana y también superior al promedio general de corteza. Por el contrario la abundancia de Th=8,3 y la de U=1,65 son ligeramente menores.

Las diferencias encontradas entre los valores Y, Th y U para las pelitas de la Formación Puncoviscana y las Sierras Pampeanas no es aún bien conocida particularmente en el caso del Y. Es probable que la distribución de estos elementos

Tabla II: Análisis químicos de tierras raras y elementos trazas en pelitas de la Formación Puncoviscana.

(L)	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	Ps	Pv
(U)	1	1	1	1	2	2	2	3	3	3	—	—
(N)	P2	P3	P4	P11	P39	P40	P41	P62	P63	P64	—	—
La	48,10	69,30	39,00	59,70	46,80	46,50	47,20	39,70	56,10	58,70	51,11	69,26
Ce	153,00	295,00	120,00	157,00	157,00	148,00	148,00	128,00	192,00	287,00	178,50	170,66
Nd	42,40	55,80	38,50	56,20	41,30	44,20	43,30	35,50	52,20	49,20	45,86	76,46
Sm	8,10	8,90	7,60	9,30	6,90	8,10	6,80	6,30	8,50	7,70	7,82	12,26
Eu	1,45	1,82	1,41	1,79	1,44	1,62	1,32	1,05	1,57	1,42	1,49	3,90
Gd	6,20	6,00	5,70	6,10	5,30	5,40	5,40	4,00	5,00	5,40	5,45	9,76
Dy	4,40	4,80	4,60	4,60	4,70	5,40	4,60	2,80	3,80	3,80	4,35	6,53
Er	2,20	2,00	1,90	1,70	2,60	2,60	2,30	1,40	2,30	2,30	2,13	2,40
Yb	1,60	2,20	1,70	1,50	2,70	3,10	2,50	1,90	3,10	3,10	2,34	1,70
Lu	0,23	0,29	0,23	0,27	0,41	0,45	0,40	0,33	0,48	0,48	0,35	0,22
REE	268,00	446,00	221,00	298,00	269,00	265,00	262,00	221,00	325,00	419,00	299,00	353,00
Y	16,00	16,00	18,00	16,00	19,00	23,00	18,00	12,00	19,00	20,00	17,70	24,60
Th	12,80	17,30	11,20	13,00	14,80	16,70	14,00	10,80	18,70	18,70	14,82	7,50
U	2,00	2,60	1,90	2,00	3,10	4,10	2,20	2,20	3,80	3,80	2,77	1,60
Th/U	6,40	6,60	5,90	6,50	4,80	4,10	6,30	4,90	4,90	4,90	5,53	4,68
Eu/Eu*	0,62	0,76	0,65	0,72	0,73	0,74	0,75	0,63	0,74	0,67	0,70	1,08
La/Yb	30,00	31,50	22,90	39,80	17,30	15,00	18,90	20,90	18,10	18,90	23,33	40,74
(La/Yb) _n	20,31	21,28	15,51	26,93	11,72	10,13	12,75	14,12	12,30	12,79	14,76	27,54
(Ce/Yb) _n	24,77	34,72	18,30	27,10	15,07	12,37	15,34	17,46	16,00	23,99	19,34	15,94
L/Hx	17,19	28,05	14,51	19,19	16,04	14,56	16,13	20,08	21,03	26,69	19,78	26,03
(Ce) _n	159,80	308,20	125,30	164,00	164,00	154,60	154,60	133,70	200,60	299,80	186,30	178,30

Nota: (U) Ubicación de las muestras: (1) Quebrada del Toro. (2) Quebrada de Escoipe. (3) Ruta Nac. n° 9 Purmamarca, Salta. (L) Litologías: P= Pelita. Pv=Promediovolcanitas Formación Puncoviscana. Ps Promedio sedimentos pelíticos. (N) Número de muestreo. L/H = LREE/HREE (donde LREE es la suma de los valores en ppm. de los elementos comprendidos entre La-Sm y HREE es la suma equivalente de los elementos comprendidos entre Gd-Lu).

haya sido afectada por la intensidad de los procesos metamórficos-metasomáticos que afectó a esta última región. Al respecto Humphris (1984) resalta la alta incidencia que tiene estos procesos en la modificación de los valores iniciales de Y. Una situación similar se da para el Th y el U. Los trabajos realizados por Heier (1973); Dostal y Capedri, (1979) y McLennan y Taylor (1980) resaltan su relativa inmovilidad en ambientes sedimentarios y metamórficos de bajo grado, por el contrario por encima de estos límites presentan una marcada movilidad, principalmente en las facies granulíticas.

El fuerte contraste en la distribución de los valores de Th y U en la pelitas de la Formación Puncoviscana y las Sierras Pampeanas (Fig.3) podría ser tomado como indicativo de la intensidad de estos procesos. No obstante subyacen otros problemas vinculados al comportamiento de estos elementos durante la meteorización. Si las sedimentitas de la Formación Puncoviscana derivaran exclusivamente de un precursor semejante a las rocas de Sierras Pampeanas analizadas deberían tener contenidos de Th similares y contenidos de U menores que aquellas. Este concepto se apoya en el hecho que durante la meteorización el U+4 es oxidado a U+6 formándose el radical uranilo (UO₂) altamente soluble. Por el contrario el Th+4 no cambia de estado de oxidación durante este proceso y se mantiene relativamente insoluble (McLennan y Taylor,

1980). Este razonamiento permitiría suponer que la concentración de estos elementos en la Formación Puncoviscana se logró través de un modelo de reciclado sedimentológico a partir de un precursor más enriquecido en Th y U.

ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS

Los elementos de tierras raras (Tabla II) han sido normalizados contra los valores de la condrita de Taylor y McLennan (1985) y los resultados proyectados en los diagramas (Fig. 4a-b).

Todas las muestras analizadas se caracterizan por presentar una elevada relación La/Yb y una pronunciada anomalía de Cerio, con un diseño de marcada pendiente para las tierras raras livianas (La, Ce, Nd, Sm). Mientras que las tierras raras pesadas (Dy, Er, Yb, Lu) un perfil cóncavo, con tendencia aplanada.

Los valores de Eu (promedio 1,5 ppm) son ligeramente superior con respecto a PAAS, mientras que la relación Eu/Eu* 0,70, es algo mayor al promedio calculado por Nance y Taylor (1976) para las pelitas y subgrauvacas post-arqueanas. Esto se explicaría por los bajos contenidos modales de

Tabla III: Análisis químico de tierras raras y elementos trazas de rocas metamórficas de las Sierras Pampeanas.

(L) (U) (N)	Gr 4	Gr 5	Mt 6	Ggr 7	Gr 8	Mb 9	Gc 10	Gr 11	M 12	M 13	PP —
La	33,10	36,10	48,70	17,90	24,70	8,30	47,60	40,80	50,90	51,70	35,90
Ce	70,90	84,30	93,40	38,40	55,30	18,70	100,20	90,40	110,40	103,60	76,50
Nd	30,30	40,10	43,80	14,30	25,40	7,80	44,50	42,30	47,60	45,90	34,20
Sm	6,60	8,80	10,00	5,00	6,00	2,30	9,90	8,40	10,70	10,20	7,80
Eu	1,20	2,60	1,70	1,60	0,90	0,50	1,70	3,00	1,80	1,80	1,70
Gd	5,20	7,30	7,70	6,40	5,20	2,10	7,30	6,50	8,00	7,80	6,30
Dy	5,10	6,00	7,00	12,50	6,40	3,70	5,70	5,20	7,10	7,10	6,60
Er	2,80	3,00	4,00	7,70	3,70	2,90	2,90	2,90	4,20	4,20	3,80
Yb	3,20	3,10	4,50	8,50	4,40	4,20	3,30	3,20	5,00	5,00	4,40
Lu	0,50	0,60	1,10	0,60	0,60	0,40	0,50	0,70	0,60	0,61	0,22
REE	159,00	192,00	221,00	113,00	133,00	51,10	223,00	203,00	246,00	238,00	178,00
Y	34,30	37,00	48,00	97,00	44,40	31,20	35,80	33,80	50,50	46,00	45,80
Th	8,00	2,00	10,00	4,00	7,00	3,00	13,00	4,00	17,00	15,00	8,30
U	3,00	1,00	4,00	0,50	1,00	2,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,65
Th/U	2,66	2,00	2,50	8,00	7,00	1,50	6,50	4,00	17,00	15,00	5,00
Eu/Eu*	0,62	0,99	0,59	0,86	0,49	0,69	0,61	1,24	0,59	0,61	0,74
La/Yb	10,30	11,60	10,80	2,10	5,60	1,90	14,40	12,70	10,18	10,30	8,90
(La/Yb) _n	6,98	7,86	7,31	1,95	3,79	1,33	9,75	8,61	6,70	6,98	5,51
(Ce/Yb) _n	5,74	7,04	5,37	1,17	3,25	1,15	7,87	7,32	5,72	5,36	4,55
L/Hx	8,38	8,50	8,23	2,08	5,48	2,74	10,31	9,93	8,78	8,55	7,11
(Ce) _n	74,08	88,08	97,59	40,12	57,78	19,54	104,70	94,46	115,30	108,20	80,00

Nota: (U) Ubicación de las muestras: (4) Sierra de Quilmes, Salta. (5) Cantera C Blanco-Calamuchita, Córdoba. (6) Cumbres de Gaspar-Salsacate, Córdoba. (7) Río Santa Rosa-Calamuchita, Córdoba. (8) El Hontanar-Córdoba. (9) Tolombo, Cafayate, Salta. (10) Cantera C Pelado, Córdoba. (11) Cantera Michelotti, La Calera, Córdoba. (12) Athos Pampa-Calamuchita, Córdoba. (13) Las Bateas, Córdoba. (L) Litologías: Gr= Granulita, Mt= Metatonalita, Ggr= Gneis granatífero (Kinsigita), Mb= Metabasita, Gc= Gneis cordierítico, M= Migmatita. PP= Promedio Sierras Pampeanas. (N) Numero de muestreo. L/H= LREE/ HREE (donde LREE es la suma de los valores en ppm comprendidos entre La-Sm y REE es la suma equivalente entre Gd-Lu.

plagioclasa que tienen estas rocas. Si comparamos los valores promedios de las pelitas con los de Sierras Pampeanas y los valores de corteza y NASC (Fig. 5a), observamos una configuración distinta, la que está indicada por un fuerte enriquecimiento de las tierras raras livianas y un marcado empobrecimiento de las tierras raras pesadas. Esta tendencia se pone también de manifiesto por los elevados valores de $L/H=19,3$ obtenidos para las pelitas, en contraste con los bajos valores ($L/H=7,7$) de Sierras Pampeanas. Este particular fraccionamiento de las tierras raras sugiere un fuerte condicionamiento de los materiales precursores. De acuerdo a Thurston *et al.* (1985); Gibbs *et al.* (1986); Feng y Kerrich (1990) y Pan *et al.* (1991) para lograr una configuración equivalente es necesario un importante aporte de rocas volcánicas que hayan fraccionado elementos de las tierras raras livianas. Un aporte de esta naturaleza está avalado por la presencia de fragmentos líticos volcánicos en las grauvacas (Omarini, 1983), a lo que se suma a la existencia de un importante magmatismo alcalino asociado a la sedimentación de la Formación Puncoviscana (Omarini y Alonso, 1987; Chayle y Coira, 1977; Manca *et al.*, 1977 y Coira *et al.*, 1990).

Para poder examinar más detenidamente este problema se compararon los resultados obtenidos con el valor promedio de tierras raras de rocas volcánicas contemporáneas con la sedimentación de la Formación Puncoviscana (Fig. 5b).

El diseño de la fig. 5b., muestra en ambos casos un perfil de marcada pendiente con un similar grado de fraccionamiento (La/Yb)_N. Una configuración como la registrada sólo puede explicarse considerando una mezcla de materiales derivados de corteza normal con rocas volcánicas alcalinas, donde el granate pudo haber sido una fase residual importante (Saunders, 1984). Esta alternativa, se ajusta razonablemente bien a partir de una mezcla 1:1 de los promedios de Sierras Pampeanas con las rocas volcánicas presentes en la Formación Puncoviscana. El diseño de la figura 5c muestra una configuración muy similar al promedio de las pelitas. Esta interpretación tiene una importante implicancia tectónica y en el caso particular que se aborda, los resultados pueden explicar adecuadamente la uniformidad geoquímica observada en las rocas estudiadas.

EL ENRIQUECIMIENTO DE CERIO EN RELACIÓN A NASC

La totalidad de las muestras analizadas de la Formación Puncoviscana presentan un notable enriquecimiento de Cerio (Ce), no sólo con respecto a Sierras Pampeanas sino también al promedio general de la Corteza y a NASC (Fig. 5a). Una anomalía tan uniforme no es común en las rocas sedimentarias, lo que sugiere una estrecha vinculación con una fuente primaria rica en Ce y con procesos secundarios de concentración.

El Cerio posee un tiempo de residencia muy corto en los océanos y es removido del agua más rápidamente que el resto de las tierras raras (Goldberg, 1961; Fleet, 1984). Los trabajos experimentales realizados por Carpenter y Grant (1967) señalan la facilidad que presenta el Ce para precipitar en forma de hidróxidos céricos en ambientes ligeramente alcalinos. Sin embargo la precipitación de compuestos céricos

es más factible en ambiente profundos que en zonas costeras (Martin *et al.*, 1976; Courtois y Hoffert, 1977).

Turner y Whitfield (1979) sugieren que la concentración de tierras raras en el agua de mar está controlada por el "efecto captura" en materiales biogénicos o coloidales. Sin embargo este fenómeno no actúa con respecto al Ce. Análisis realizados sobre plancton (Elderfield *et al.*, 1981) revelan una muy baja concentración de Ce. Similares resultados han sido obtenidos sobre minerales biogénicos como la apatita, barita, fosforita y otros minerales neoformados como smectitas y montmorillonita (Piper, 1974; Bernat, 1975; Guichard *et al.*, 1979; Fleet, 1984). A diferencia de estos, los nódulos de manganeso presentan un fuerte enriquecimiento de tierras raras y en especial de Ce, lo que se extiende también a los sedimentos que los contienen (Fleet, 1984). Particularmente muestran una notable anomalía con respecto a NASC (Haskin *et al.*, 1968).

Los "nódulos opacos" reconocidos por Omarini, (1983) en las sedimentitas de la Formación Puncoviscana plantea el interrogante de reconocer en ellos el origen de la anomalía de Ce encontrada. El mismo autor reconoce también la presencia de granos irregulares semiopacos "alteritas" a los cuales podrían también estar ligados los altos valores de Ce registrados. La posibilidad que se plantea, al reconocer "nódulos de manganeso" y "alteritas" en los sedimentos, es atribuir al primero el potencial mecanismo de fijación del Ce y al segundo la fuente de origen. La posibilidad de resolver este problema excede el propósito del presente estudio. No obstante, las diferencias geoquímicas encontradas con respecto a NASC pueden ser tomadas como representativas de un particular ambiente tectónico.

AMBIENTE TECTÓNICO

El ambiente tectónico de la Formación Puncoviscana ha sido motivo de un permanente debate sobre el probable origen marginal o intracratónico de la cuenca de depósito. Algunos autores como Omarini (1983), Damm *et al.* (1986) y Omarini y Götze (1992) asumen un desarrollo ensiálico de la cuenca, la cual estuvo regulada por una tectónica distensiva. En contraste otros autores (Willner *et al.*, 1985; Jezeck, 1986, 1990; Aceñolaza *et al.*, 1988; Ramos, 1988), proponen un desarrollo a lo largo de un margen continental pasivo.

La posibilidad de resolver este interesante problema geológico aún vigente, ha estado muy limitado dada la escasez de trabajos geoquímicos, y en el caso particular que se aborda los resultados obtenidos pueden ayudar a interpretar la evolución geodinámica de la cuenca precámbrica en el norte de Argentina. A tal fin, se han comparado las pelitas de la Formación Puncoviscana con sedimentos equivalentes de ambiente tectónicos actuales (McLennan *et al.*, 1990). Con el objeto de facilitar su análisis se los ha normalizado con respecto a las pelitas australianas PAAS (Nance y Taylor, 1977).

El diseño de la fig. 6e, correspondiente a las pelitas de la Formación Puncoviscana, muestra una configuración muy particular con respecto a PAAS. Todas las muestras presentan una pronunciada anomalía de Ce, acompañada por un enriquecimiento de tierras raras livianas y medias y un mode-

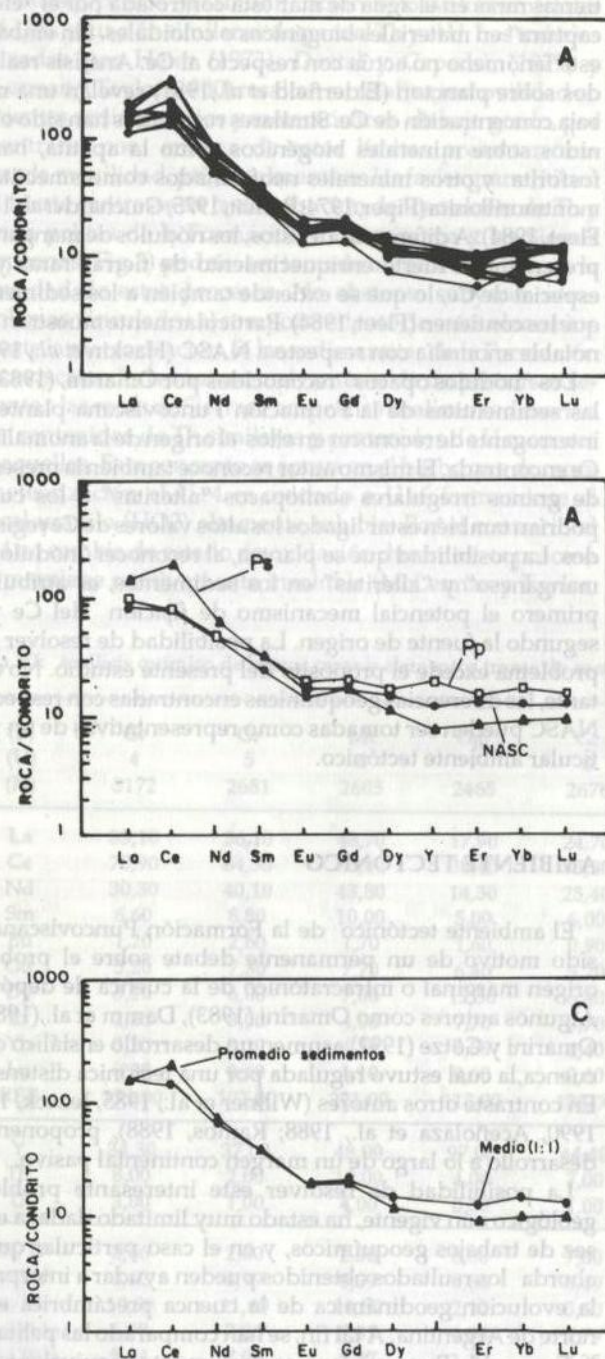


Figura 4: (a) Diagramas extendidos de elementos de las tierras raras para los sedimentos pelíticos de la Formación Puncoviscana. (b) Diagrama correspondiente a rocas metasedimentarias (gneises y migmatitas) de Sierras Pampeanas. En ambos casos los resultados fueron normalizados contra el valor de la condrita promedio de Taylor y McLennan (1985).

Figura 5: (a) Diagramas extendidos de elementos de tierras raras y trazas normalizados contra la condrita de Taylor y McLennan (1985) en el cual se comparan los valores promedios de los sedimentos pelíticos Fm. Puncoviscana (Ps), Sierras Pampeanas (Pp) en relación con NASC. (b) Sedimentos pelíticos (Ps) en relación a las volcanitas alcalinas (Pv) Formación Puncoviscana. (c) Promedio de sedimentos pelíticos en relación a la media 1:1 obtenida a partir de los promedios de Sierras Pampeanas y las volcanitas de la Fm. Puncoviscana.

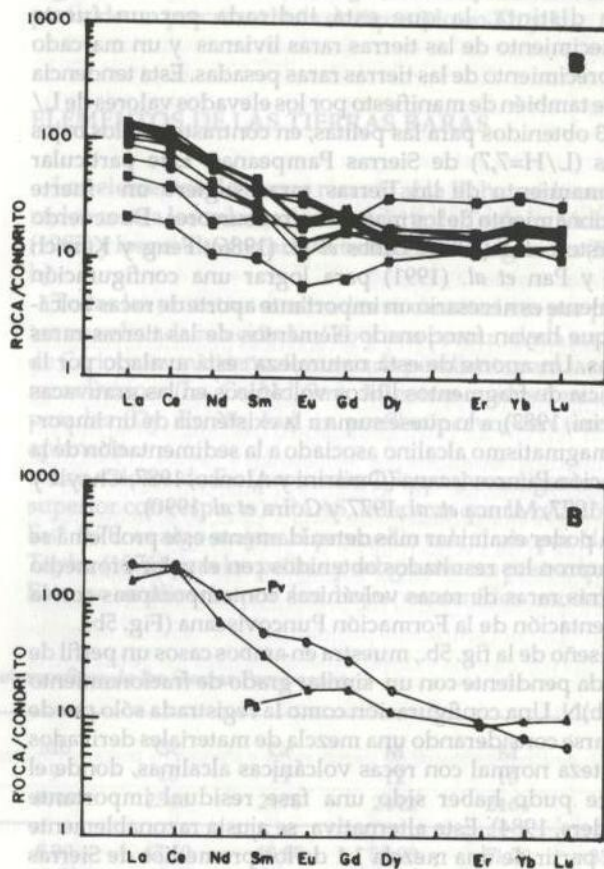


Figura 5: (a) Diagramas extendidos de elementos de tierras raras y trazas normalizados contra la condrita de Taylor y McLennan (1985) en el cual se comparan los valores promedios de los sedimentos pelíticos Fm. Puncoviscana (Ps), Sierras Pampeanas (Pp) en relación con NASC. (b) Sedimentos pelíticos (Ps) en relación a las volcanitas alcalinas (Pv) Formación Puncoviscana. (c) Promedio de sedimentos pelíticos en relación a la media 1:1 obtenida a partir de los promedios de Sierras Pampeanas y las volcanitas de la Fm. Puncoviscana.

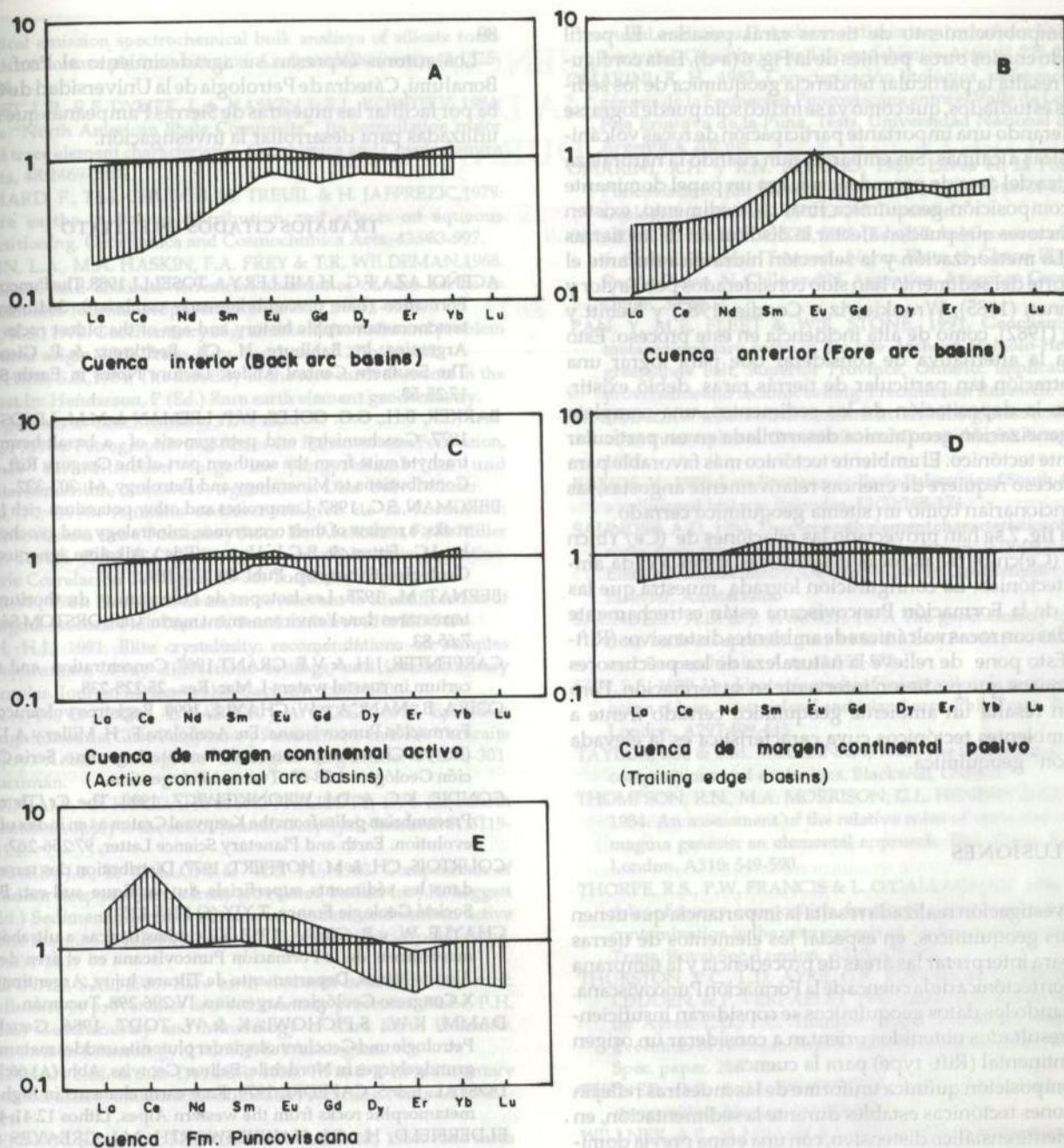
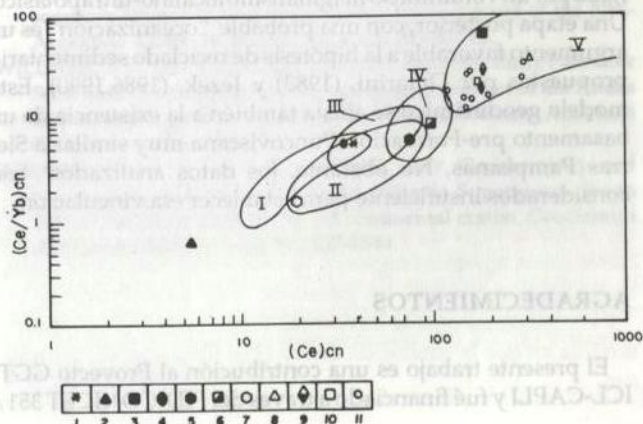


Figura 6: Diagramas extendido de elementos de las tierras raras, normalizados contra los valores de la Post-Archean Australian Shale (PAAS) de Nance and Taylor (1977). Se compara la tendencia general de los sedimentos pelíticos Fm. Puncoviscana (E) con sedimentos equivalentes de ambientes tectónicos actuales citados por McLennan *et al.* (1990).

Figura 7: Diagrama (Ce/Yb)_{cn} versus (Ce)_{cn} en el cual se compara la tendencia de rocas ígneas con los sedimentos pelíticos de la Fm. Puncoviscana. (1) Basaltos islas oceánicas (OIB-Kay, 1984); (2) Basaltos Dorsales meso-oceánicas (N-MORB-Sun, 1980); (3) Promedio Kimberlitas (Thompson *et al.* 1984); (4) Basaltos Margenes Continentales Activos (ACM-Thorpe *et al.*, 1984); (5) North American Shale Composite (NASC-Gromet *et al.*, 1984); (6) Basaltos Continentales-Paraná (CFB-Thompson *et al.*, 1984); (7) Basaltos de cuenca de retroarco (BAB-Saunders y Tarney 1979); (8) Basaltos de Intraplaca-Potásicos (WPK-Bergman 1987); (9) Basaltos de Intraplaca-Normales (CRM-Barker *et al.*, 1977); (10) Promedio volcánicas Fm. Puncoviscana; (o) Pelitas Fm. Puncoviscana. Los campos están referidos a: I Cuenca de antearco (Fore Arc Basins); II Cuenca de retroarco (Back Arc Basins); III Cuenca de margen continental activo (Continental Arc Basins); IV Cuenca de margen continental pasivo (Trailing Edge Basins) V. Cuencas intracontinentales (Continental Rift Zone).



rado empobrecimiento de tierras raras pesadas. El perfil obtenido con los otros perfiles de la Fig. 6 (a-d). Esta configuración resalta la particular tendencia geoquímica de los sedimentos estudiados, que como ya se indicó sólo puede lograrse considerando una importante participación de rocas volcánicas básicas alcalinas. Sin embargo, aún cuando la naturaleza litológica del área de procedencia juega un papel dominante en la composición geoquímica final del sedimento, existen otros factores que pueden afectar la distribución de las tierras raras. La meteorización y la selección hidráulica durante el transporte del sedimento han sido considerados por Taylor y McLennan (1985); Wronkiewicz y Condie (1987) y Nebitt y Young (1982), como de alta incidencia en este proceso. Esto plantea la alternativa de considerar que para lograr una concentración tan particular de tierras raras, debió existir, durante la depositación de los sedimentos, una completa homogeneización geoquímica desarrollada en un particular ambiente tectónico. El ambiente tectónico más favorable para este proceso requiere de cuencas relativamente angostas, las que funcionarían como un sistema geoquímico cerrado.

En la fig. 7 se han proyectado las relaciones de (Ce/Yb)_{cn} versus (Ce)_{cn} para las rocas magmáticas afines a cada ambiente tectónico. La configuración lograda muestra que las pelitas de la Formación Puncoviscana están estrechamente asociadas con rocas volcánicas de ambientes distensivos (Rift-type). Esto pone de relieve la naturaleza de los precursores geoquímicos que pudieron intervenir en su formación. Pero también resalta un ambiente geoquímico cerrado frente a otros ambientes tectónicos cuya característica es la elevada "dilución" geoquímica.

CONCLUSIONES

La investigación realizada resalta la importancia que tienen los datos geoquímicos, en especial los elementos de tierras raras, para interpretar las áreas de procedencia y la temprana evolución tectónica de la cuenca de la Formación Puncoviscana. Aún cuando los datos geoquímicos se consideran insuficientes, los resultados obtenidos orientan a considerar un origen intracontinental (Rift-type) para la cuenca.

La composición química uniforme de las muestras reflejan condiciones tectónicas estables durante la sedimentación, en un ambiente ensialico distensivo, con una etapa previa dominada por un voluminoso magmatismo alcalino-ultrapotásico. Una etapa posterior, con una probable "oceanización" es un argumento favorable a la hipótesis de reciclado sedimentario propuestos por Omarini, (1983) y Jezek, (1986,1990). Este modelo geodinámico se ajusta también a la existencia de un basamento pre-Formación Puncoviscana muy similar a Sierras Pampeanas. No obstante, los datos analizados son considerados insuficiente para establecer esa vinculación.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución al Proyecto GGT-ICL-CAPLI y fué financiado a través del PID-CONICET 351/

89.

Los autores expresan su agradecimiento al Prof. Dr. A. Bonalumi, Cátedra de Petrología de la Universidad de Córdoba por facilitar las muestras de Sierras Pampeanas que fueron utilizadas para desarrollar la investigación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F.G., H. MILLER Y A. TOSELLI, 1988. The Puncoviscana Formation (Late precambrian-early cambrian). Sedimentology, tectonometamorphic history and age of the oldest rocks of NW Argentina. In: Bahlburg, H., Ch., Breitrkreuz & P. Giese (Eds) The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences 17:25-53.
- BARKER, B.H., G.G. GOLES, W.P. LEEMAN & M.M. LINDSTROM, 1977. Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya. Contributions to Mineralogy and Petrology. 64: 303-332.
- BERGMAN, S.C., 1987. Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In: J.G. Fitton & B.G.J. Upton (Eds.) Alkaline igneous rocks. Geological Society Sp. Publ. 30: 103-189.
- BERNAT, M., 1975. Les isotopes de l'uranium et du thorium et les terres rares dans l'environnement marin. Cah. ORSTOM Sér. Geol. 7:65-83.
- CARPENTER, J.H. & V.E. GRANT, 1967. Concentration and state of cerium in coastal waters J. Mar. Res., 25:228-238.
- COIRA, B., NANCA y W. CHAYLE, 1990. Registros volcánicos en la Formación Puncoviscana. En: Aceñolaza F., H. Miller y A.J. Toselli (Eds) El Círculo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica 4:53-60. Tucumán, Argentina.
- CONDIE, K.C. & D.J. WRONKIEWICZ, 1990. The Cr/Th ratio in Precambrian pelite from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution. Earth and Planetary Science Letter, 97:256-267.
- COURTOIS, CH. & M. HOFFERT, 1977. Distribution des terres rares dans les sédiments superficiels du Pacifique sud-est. Bulletin Société Géologie France, T.XIX (6) 1245-1251.
- CHAYLE, W. y B. COIRA, 1987. Vulcanitas básicas a ultrabásicas y mesosilíceas de la Formación Puncoviscana en el área de Cerro Alto de Minas, Departamento de Tucumán, Jujuy, Argentina. Actas X Congreso Geológico Argentino. IV:296-298. Tucumán.
- DAMM, K.W., S. PICHOWIAK & W. TODT, 1986. Geochemie, Petrologie und Geochronologie der plutonite und des metamorphen grundgebirges in Nordchile. Berliner Geowiss. Abh. (A) 66:76-146.
- DOSTAL, J. & S. CAPEDEI, 1979. Rare earth elements in high-grade metamorphic rocks from the western Alps. Lithos 12:41-49.
- ELDERFIELD, H., C.J. HAWKESWORTH, M.J. GREAVES & S.E. CALVERT, 1981. Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. Geochimica and Cosmochimica Acta, 45:513-528.
- FENG R. & R. KERRICH, 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. Geochimica and Cosmochimica Acta 54: 1061-1081.
- FLEET, A.J., 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: Henderson, P (Ed.). Rare earth element geochemistry. 343-469.
- GIBBS, A. K., C.W. MONTGOMERY, P.A. O'DAY & E.A. ERSELEV, 1986. The Archean Proterozoic transition: Evidence from the geochemistry of metasedimentary rocks of Guayana and Montana. Geochimica and Cosmochimica Acta. 50:2125-2141.
- GOLDBERG, E.D., 1961. Chemistry in the oceans In: M. Sears (Ed.) Oceanography. American Association Adv. Sci. Publ., 67:583-597.
- GOVINDARAJU, K., G. MERVELLE & C. CHOUARD, 1976. Automated

- optical emission spectrochemical bulk analysis of silicate rocks with microwave plasma excitation: *Analytical Chemistry*, 48:1325-1331.
- GROMET, L.P., R.F. DYMEK, L.A. HASKIN & R.L. KOROTEV, 1984. The "North American Shale Composite": Its compilation major and trace element characteristics. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 48:2469-2482.
- GUICHARD, F., T.M. CHURCH, M. TREUIL & H. JAFFREZIC, 1979. Rare earths in Barite: distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 43:983-997.
- HASKIN, L.A., M.A. HASKIN, F.A. FREY & T.R. WILDEMAN, 1968. Relative and absolute terrestrial abundance of rare earths in sediments. *Journal Geophysics Research*, 71:6091-6105.
- HEIER, K.S., 1973. Geochemistry of granulite facies rocks and problem of their origin. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* A273:429-442.
- HUMPHRIS, S.E., 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: Henderson, P. (Ed.) *Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry*, 317-340.
- JEZEK, P., 1986. Petrographie und Fazies der Puncoviscana Formation, einer turbiditischen Folge im Jungpräkambrium und Unterkambrium, Nordwest-Argentinien. *Diss. Univ. Münster*.
- JEZEK, P., 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En: Aceñolaza, F., H. Miller y J. Toselli. (Eds) *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica* 4:9-36. Tucumán, Argentina.
- KAY, R.W., 1984. Elemental abundance relevant to identification of magma sources. *Phil. Trans. R. Soc. London A* 310: 535-547.
- KISCH, H.J., 1991. Illite crystallinity: recommendations on sample preparations, X-ray diffractions settings, and interlaboratory samples. *Journal Metamorphic Geology*, 9:665-670.
- MANCA, N., B. COIRA, E. BARBER y A. PEREZ, 1987. Episodios magmáticos del Ciclo Pampeano y Famatiniano en el Río Yacoraite Jujuy. *Actas X Congreso Geológico Argentino*, IV:299-301. Tucumán.
- MARTIN, J.M., O. HOGDAHL & S.C. PHILIPOTT, 1976. Rare earth elements supply to the ocean. *Journal Geophysical Research* 81:3119-3124.
- MAYNARD, J.B., R. VALLONI & H.S. YU, 1982. Composition of modern deep sea sands from arc-related basins. In: J.K. Leggett (Ed.) *Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*. Geological Society of London. Special publication. 10:551-561.
- MCLENNAN, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rock: Influence of provenance and sedimentary processes. Ribbe, P.H. (Ed.) *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy*, 21:169-198. Washington.
- MCLENNAN, S.M. & S.R. TAYLOR, 1980. Th and U in sedimentary rocks: crustal evolution and sedimentary recycling. *Nature*, 285:621-624.
- MCLENNAN, S.M., W.B. NANCE & S.R. TAYLOR, 1980. Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks and the composition of the continental crust. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 44:1833-1839.
- MCLENNAN, S.M., S.R. TAYLOR, M.T. MCCULLOCH & J.B. MAYNARD, 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 54:2015-2050.
- NEBITT, H.W. & G.M. YOUNG, 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299:715-717.
- NANCE, W.P. & S.R. TAYLOR, 1977. Rare earth elements patterns and crustal evolutions II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 41:225-231.
- OMARINI, R. H., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el Valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Tesis. Universidad Nacional de Salta, Argentina. 202 pp.
- OMARINI, R.H. y R.N. ALONSO, 1987. Lavas en la Formación Puncoviscana, Río Blanco, Salta, Argentina. *Actas X Congreso Geológico Argentino*, IV:292-295 Tucumán.
- OMARINI, R.H. & H.J. GÖTZE, 1991. (Eds.) *Global Geoscience Transect 6: Central Andean Transect, Nazca Plate to Chaco Plains, SW Pacific Ocean, N. Chile and N. Argentina*. American Geophysical Union, 30 pp.
- PAN, Y., M.E. FLEET & W.E. STONE, 1991. Geochemistry of metasedimentary rocks in the late Archean Hemlo-Heron Bay greenstone belt, Superior Province, Ontario: implications for provenance and tectonic setting. *Precambrian Research*, 52:53-69.
- PIPER, D.Z., 1974. Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 38:1007-1022.
- RAMOS, V., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes*, 11(3):168-174.
- SAUNDER, A.D., 1984. The rare earth element characteristics of igneous rocks from the oceans basins. In: Henderson, P. (Ed.) *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry*, 205-231, Elsevier, Amsterdam.
- SAUNDERS, A.D. & J. TARNEY, 1979. The geochemistry of basalts from back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 43:555-572.
- SUN, S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean island and island arcs. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, A297:409-445.
- TAYLOR, S.R. & S.M. MCLENNAN, 1985. *The Continental Crust: Its compositions and evolutions*. Blackwell, Oxford.
- THOMPSON, R.N., M.A. MORRISON, G.L. HENDRY & S.J. PARRY, 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, A310: 549-590.
- THORPE, R.S., P.W. FRANCIS & L. O'CALLAGHAN, 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallisation and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, A310: 675-692.
- THURSTON, P.C., L.D. AYRE, G.R. EDWARDS, L. GÉLINAS, J.N. LUDDEN, & P. VERPAELST, 1985. Archean bimodal volcanism. In: Ayres, L.D., P.C. Thurston, K.D. Card & W. Weber (Eds.) *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*. Geol. Assoc. Can. Spec. paper. 28:7-21.
- TURNER, D.R. & M. WHITFIELD, 1979. Control of seawater composition. *Nature*, 281:468-469.
- WILLNER, A.P., H. MILLER & P. JEZEK, 1985. Geochemical features of an Upper Precambrian-Lower Cambrian greywacke/pelite sequence (Puncoviscana trough) from the basement of the NW-Argentine Andes. *N. Jb. Geol. Paläontol.* 8:498-512.
- WILLNER, A.P., U.S. LOTTNER & H. MILLER, 1987. Early Paleozoic Structural Development in the Argentine Basement of the Andes and its Implications for Geodynamic Reconstructions. *American Geophysical Union*, 229-239.
- WRONKIEWICZ, D.J. & K.C. CONDIE, 1989. Geochemistry and provenance of sediments from the Pangola Supergroup, South Africa: Evidence for a 3.0-Ga-old continental craton. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 53:1537-1549.